Universidade de São Paulo
Instituto Oceanográfico

Evolução morfodinâmica e análise da estabilidade do canal do rio Itaguapé em
Bertioga – SP

Janaína Moslavacz de Camargo

Versão corrigida

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

Julgada em ____/____/____

Prof (a). Dr (a).

Conceito

Prof (a). Dr (a).

Conceito

Prof (a). Dr (a).

Conceito

Prof (a). Dr (a).

Conceito

Dedico à minha família, Ubirajara Tadeu de Camargo, Sonja R. Pissatto Moslavacz e Mayra M. de Camargo, por todo o auxílio e amor incondicional.

*“Quando eu morrer voltarei para buscar
Os instantes que não vivi junto do mar.”*

Sophia De Mello B. Andresen

Sumário

LISTA DE FIGURAS.....	VII
LISTA DE TABELAS	X
AGRADECIMENTOS.....	XI
RESUMO	XIII
ABSTRACT	XIV
1 INTRODUÇÃO	1
2 REFERENCIAL TEÓRICO.....	2
2.1 MORFOLOGIA DO CANAL.....	4
2.1.1 CANAL PRINCIPAL	4
2.1.2 DELTAS DE MARÉ VAZANTE	5
2.1.3 DELTAS DE MARÉ ENCHENTE.....	7
2.2 PROCESSOS FÍSICOS	8
2.2.1 CORRENTES	8
2.2.2 PRISMA DE MARÉ.....	9
2.2.3 DESCARGA FLUVIAL.....	9
2.2.4 TRANSPASSE SEDIMENTAR OU “BYPASSING”	10
2.3 ESTABILIDADE DO CANAL	10
3 ESTADO DA ARTE NO LITORAL BRASILEIRO	12
3.1 LITORAL AMAZÔNICO OU EQUATORIAL.....	13
3.2 LITORAL NORDESTINO OU DE BARREIRAS	13

3.3	LITORAL ORIENTAL	14
3.4	LITORAL MERIDIONAL OU SUBTROPICAL	15
3.5	LITORAL SUDESTE OU ESCARPAS CRISTALINAS	15
4	CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	17
4.1	LOCALIZAÇÃO	17
4.2	CARACTERIZAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DA PLANÍCIE COSTEIRA.....	18
4.3	CARACTERÍSTICAS DO CLIMA, DAS ONDAS E MARÉ	20
4.4	DESCRIÇÃO DA MORFOLOGIA DO CANAL.....	21
5	OBJETIVOS.....	23
5.1	OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	23
6	MATERIAL E MÉTODOS.....	23
6.1	CARACTERIZAÇÃO DO CLIMA DE ONDAS	23
6.2	COLETA DE SEDIMENTO	26
6.3	FOTOGRAMETRIA.....	28
6.3.1	FOTOGRAFIA MÉTRICA.....	28
6.3.1.1	AQUISIÇÃO DOS DADOS.....	28
6.3.1.1.1	FOTOGRAFIAS AÉREAS E REPRESENTAÇÃO DO PIXEL	28
6.3.1.1.2	PONTOS DE CONTROLE.....	29
6.3.1.2	PROCESSAMENTO	32
6.3.1.2.1	GEORREFERENCIAMENTO	32
6.3.2	FOTOGRAMETRIA INTERPRETATIVA.....	33

6.4	VARIAÇÃO DA LINHA DE COSTA	34
6.5	DETERMINAÇÃO DA ÁREA DE PERIGO RELACIONADA AO CANAL	35
7	RESULTADOS.....	37
7.1	CARACTERIZAÇÃO DO CLIMA DE ONDAS	37
7.1.1	SÉRIE TEMPORAL DE 1948 A 1962.....	37
7.1.2	SÉRIE TEMPORAL DE 1963 A 1973.....	40
7.1.3	SÉRIE TEMPORAL DE 1974 A 1980.....	42
7.1.4	SÉRIE TEMPORAL DE 1981 A 1994.....	44
7.1.5	SÉRIE TEMPORAL DE 1995 A 2010.....	46
7.1.6	SÉRIE TEMPORAL DE 1948 A 2010.....	48
7.2	CARACTERIZAÇÃO SEDIMENTAR.....	50
7.3	DESCRIÇÃO DA EVOLUÇÃO HISTÓRICA DO CANAL DE ITAGUARÉ	51
7.3.1	ANO DE 1962	51
7.3.2	ANO DE 1973	53
7.3.3	ANO DE 1980	55
7.3.4	ANO DE 1994	56
7.3.5	ANO DE 2007	58
7.4	VARIAÇÃO DA LINHA DE COSTA	59
7.4.1	VARIAÇÃO DA LINHA DE COSTA DOS ANOS DE 1962 A 1973	60
7.4.2	VARIAÇÃO DA LINHA DE COSTA DOS ANOS DE 1973 A 1980	62
7.4.3	VARIAÇÃO DA LINHA DE COSTA DOS ANOS DE 1980 A 1994	64

7.4.4	VARIAÇÃO DA LINHA DE COSTA DOS ANOS DE 1994 A 2007	67
7.4.5	VARIAÇÃO TOTAL DA LINHA DE COSTA	69
7.5	DETERMINAÇÃO DA ÁREA DE PERIGO RELACIONADA AO CANAL DE ITAGUARÉ.....	70
8	DISCUSSÃO	72
9	CONCLUSÃO	78
10	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	81

Lista de Figuras

Figura 1 - Componentes primários envolvidos na morfodinâmica costeira. O Δt representa o tempo decorrido no processo de evolução costeira (Carter e Woodroffe, 1994).....	2
Figura 2 - Escalas temporais e espaciais na evolução costeira (modificado: Cowell e Thom, 1994).	3
Figura 3 - Principais componentes de uma desembocadura (modificado de Boothroyd 1985; CEM 2002).	4
Figura 4 - A morfologia de um canal de maré vazante indicando a influência relativa de correntes geradas por ondas versus energia da maré tão bem como a direção dominante do transporte de sedimento paralelo à costa (Oertel, 1975; CEM, 2002; Davis e Fitzgerald, 2004, Elias, 2006).	6
Figura 5 – Feições do delta de maré enchente (modificado de Hayes, 1975 apud: Davis e FitzGerald, 2004).	7
Figura 6 - (a) padrão de migração de alta energia, (b) padrão de migração de baixa energia. (Modificado de Vila-Concejo et al., 2006).	11
Figura 7 - Localização da área de estudo. (a) Brasil; (b) Estado de São Paulo; (c) Praias de Riviera de São Lorenço, praia de Itaguapé e praia de Guaratuba no município de Bertioxa e; (d) Rio Itaguapé na praia de Itaguapé.	17
Figura 8 - Barra do Itaguapé. (a), (b) e (c) depósitos arenosos; (d) marcas de tubos de <i>Callichirus major</i>	19
Figura 9 – Fotografia aérea do ano de 2007, A e A' é o perfil topográfico do canal de Itaguapé retirado em campo no ano de 2011, gráfico apresenta sobrelevação.	20
Figura 10 - Canal fluvial de Itaguapé meandros abandonados e formação de ilhas em seu percurso (Foto: Buchmann, 2009).	22
Figura 11 – A seta em azul indica a área do leque de sobrelevação e a seta em vermelho indica a orientação do canal principal (Foto: Buchmann, 2009).	22
Figura 12 – Localização da extração dos dados de ondas.	25
Figura 13 - Módulos do CAROL.....	26
Figura 14 - Pontos de coleta de sedimento, cada cor representa a amostra coletada em cada dia.	27
Figura 15 - Ponto de controle de terreno ou ponto fotogramétrico e respectiva localização na fotografia aérea de 2007.....	29
Figura 16 – Distribuição dos pontos de controle que foram utilizados para georreferenciar a fotografia aérea de 2007.	30
Figura 17 - Pontos fixados para a base receptora do DGPS Trimble na praia de Itaguapé, localizado na antiga ponte da BR 101. (a) Marco de referencia de nível (RN) do IBGE; (b) Ponto do SENAI (foto: Camargo, 2010).	31
Figura 18 – Fotografia do ano de 1995 com os parâmetros de luminosidade alterados para melhor visualização da feição para a delimitação da área e construção do mapa temático.	34
Figura 19 – Área e localização dos setores analisados na variação de linha de costa....	35
Figura 20 – Série temporal de 1948 a 1962 da altura significativa de ondas (H_s).	38

Figura 21 – Rosa e Tabela de probabilidade de ocorrência de altura de onda significativa por direções.....	38
Figura 22 – Rosa e Tabela de probabilidade de ocorrência de período de pico por direções.....	39
Figura 23 - Regime escalar médio da altura significativa de onda, Hs, (a) e período de pico, Tp, (b).....	39
Figura 24 - Série temporal de 1963 a 1973 da altura significativa de ondas (Hs).....	40
Figura 25 – Rosa e Tabela de probabilidade de ocorrência de altura de onda significativa por direções.....	41
Figura 26 - Rosa e Tabela de probabilidade de ocorrência de período de pico por direções.....	41
Figura 27 - Regime escalar médio da altura significativa de onda (a) e período de pico (b).	42
Figura 28 - Série temporal de 1974 a 1980 da altura significativa de ondas (Hs).....	42
Figura 29 - Rosa e Tabela de probabilidade de ocorrência de altura de onda significativa por direções.....	43
Figura 30 - – Rosa e Tabela de probabilidade de ocorrência de período de pico por direções.....	43
Figura 31 - Regime escalar médio da altura significativa de onda (a) e período de pico (b).	44
Figura 32 - Série temporal de 1981 a 1994 da altura significativa de ondas (Hs), em vermelho as ondas que ultrapassaram 3m de altura significativa.....	44
Figura 33 - Rosa e Tabela de probabilidade de ocorrência de altura de onda significativa por direções.....	45
Figura 34 - Rosa e Tabela de probabilidade de ocorrência de período de pico por direções.....	45
Figura 35 - Regime escalar médio da altura significativa de onda (a) e período de pico (b).	46
Figura 36 - Série temporal de 1994 a 2010 da altura significativa de ondas (Hs).....	46
Figura 37 - Rosa e Tabela de probabilidade de ocorrência de altura de onda significativa por direções.....	47
Figura 38 – Rosa e Tabela de probabilidade de ocorrência de período de pico por direções.....	47
Figura 39 - Regime escalar médio da altura significativa de onda (a) e período de pico (b).	48
Figura 40 - Tabela de probabilidade de ocorrência de altura de onda significativa por direções.....	49
Figura 41 - Tabela de probabilidade de ocorrência de período de pico por direções.....	49
Figura 42 – Mapa temático da barra de Itaguapé no ano de 1962.	52
Figura 43 - Mapa temático da barra de Itaguapé no ano de 1973.	54
Figura 44 - Mapa temático da barra de Itaguapé no ano de 1980.	56
Figura 45 - Mapa temático da barra de Itaguapé no ano de 1994.	57
Figura 46 - Mapa temático da barra de Itaguapé no ano de 2007.	59
Figura 47 - Mapa da variação da linha de costa da barra do Itaguapé de 1962 a 1973...	62

Figura 48 – Mapa da variação da linha de costa da barra do Itaguapé de 1973 a 1980..	64
Figura 49 - Mapa da variação da linha de costa da barra do Itaguapé de 1980 a 1994...	66
Figura 50 - Mapa da variação da linha de costa da barra do Itaguapé de 1994 até 2007.	68
Figura 51 – Mapa da variação da linha de costa da barra do Itaguapé de 1962 até 2007.	70
Figura 52 - Determinação da área de perigo relacionada ao canal.	72
Figura 53 – Variação da linha de costa entre os anos de 1962 a 2007. (a) as setas vermelhas indicam as marcas da antiga linha de costa na vegetação e a interrupção da antiga estrada de chão que foi destruída pela erosão do meandro. Na figura (b) há uma sobreposição na fotografia aérea de 2007 da linha de costa e estradas de 1962.	74
Figura 54 – Modelo simplificado do processo de hidrodinâmica do canal de Itaguapé frente a um sistema de maré meteorológica.	76
Figura 55 - Sistema estuarino-lagunar de Cananéia Iguape no litoral sul paulista. Localização e forma das desembocaduras comparadas, em vermelho a desembocadura de Ararapira e em verde a desembocadura de Icapara (modificado Tessler et al., 2006).	76

Lista de Tabelas

Tabela 1 – Estudos de morfodinâmica de canais encontrados no litoral nordestino.....	14
Tabela 2 - Estudos de morfodinâmica de canais encontrados no litoral oriental.	14
Tabela 3 - Estudos de morfodinâmica de canais encontrados no litoral oriental	15
Tabela 4 - Estudos de morfodinâmica de canais encontrados no litoral sudeste.....	16
Tabela 5 - Informações sobre a aquisição das fotografias aéreas e padronização do pixel.	29
Tabela 6 - Dados das referencias de níveis utilizados para triangulação (DATUM SIRGAS 2000).....	31
Tabela 7 - Resultados das análises estatísticas baseados em Folk e Ward (1957) das amostras coletadas.	50
Tabela 8 - Limite dos erros confiáveis para comparação da variação de linha de costa. A metodologia divide a o EQM ou RMS das fotografias pela quantidade de anos que as distanciam.....	60
Tabela 9 - Valores do EPR (m/ano) e a distância total (m) da variação em cada perfil de cada setor, em vermelho os valores com variação significativa.....	61
Tabela 10 - Valores do EPR (m/ano) e a distância total (m) da variação em cada perfil de cada setor entre os anos de 1973 a 1980.....	63
Tabela 11 - - Valores do EPR (m/ano) e a distância total (m) da variação em cada perfil de cada setor entre os anos de 1980 a 1994.....	65
Tabela 12 - Valores do EPR (m/ano) e a distância total (m) da variação em cada perfil de cada setor entre os anos de 1994 a 2007.....	67
Tabela 13 - Valores do EPR (m/ano) e a distância total (m) da variação em cada perfil de cada setor entre os anos de 1962 a 2007.....	69
Tabela 14 – Parâmetros utilizados para o cálculo da determinação da área de perigo relacionada a existência do canal de Itaguapé.....	71

AGRADECIMENTOS

Ao meu orientador Moysés Gonzalez Tessler por transmitir seu conhecimento com muita didática e paciência, me lapidando todos os dias. Obrigada por confiar em mim, é uma honra ser sua discípula.

Ao Eduardo Siegle por me auxiliar por diversas vezes e por ceder os equipamentos para a concessão desse trabalho.

A Samara Cazzoli y Goya pelos campos, correções, longas e pacientes explicações e amizade.

Ao Marcelo Rodrigues por explicar sobre os processos da dinâmica sedimentar atual e por outros tantos ensinamentos, até mesmo por suas histórias engraçadíssimas compartilhadas.

Ao Michel Mahiques e Clodoaldo pelos equipamentos cedidos para a realização dos campos.

Ao Antonio H. F. Klein e a Universidade de Cantábria pelo fornecimento dos dados de ondas e ao Carlos Eduardo Rogacheski e à Clarissa B. De Luca pelo auxílio no processamento dos dados.

Aos meus colegas da Pós Graduação do Instituto Oceanográfico, Carlos Yokoyama, Marcelo Henrique Gagliardi, Paulo Henrique Sousa e Nery Neto, e aos alunos da Graduação do Curso de Oceanografia Alynne Affonso, Filipe Galiforni Silva, Francisco Frateschi, Marcelo Ubarana e Renata Porcaro pelos trabalhos de campo. Sem vocês eles não teriam acontecido.

Ao Edilson F. de Oliveira pelos ensinamentos no laboratório de sedimentologia e ao Daniel Pavani pela ajuda na etapa de processamento dos dados.

Ao Luís Américo Conti pela ajuda na etapa de geoprocessamento e por me encorajar, me passando confiança na hora que pensei em desistir. Muito obrigada.

Aos Profs. Antonino H. F. Klein da Universidade Federal de Santa Catarina, João Thadeu de Menezes, Rafael Sangoi Araujo e Maria Inês Freitas dos Santos da Universidade do Vale do Itajaí, Eduardo Siegle da Universidade de

São Paulo, Elírio E. Toldo Jr. do Centro de Estudo da Geologia Costeira e Oceânica – CECO, Francisco Sekiguchi C. Buchmann da UNESP e a Msc. Glacianne Maia da Universidade Federal do Ceará - UFC por fornecerem bibliografias para a realização desse trabalho.

Ao pessoal da biblioteca do Instituto Oceanográfico que sempre foram prestativos e gentis.

À Diana e Ana Amélia pela ajuda no abstract e pela amizade.

Aos queridos amigos do IO que fiz nessa jornada e transformaram meus dias mais alegres, Ana Cecilia, Amanda, Talitha, Daniele, Mariana, César (Garça), João, André, Tito, Cabelo e Paula.

E enfim, agradeço também aos meus grandes e queridos irmãos que adquiri nessa etapa Neco, Manape e Roga por toda parceria, risadas e constantes trocas de conhecimentos nos campos, laboratórios, bares e surfes. Foi um prazer enorme trabalhar com vocês. Valeu!

RESUMO

O presente trabalho tem como objetivo compreender os processos que conduzem a estabilidade e a evolução morfológica do canal do rio Itaguapé em Bertioga – SP em uma escala de tempo histórica. Para isso, foram realizados os seguintes itens: a caracterização do clima de ondas, caracterização sedimentar, interpretação de fotografias aéreas, mapeamento das feições e delimitação das áreas de perigo relacionada à existência do canal. A análise da caracterização do clima de ondas foi realizada no *software* CAROL com uma série temporal de 1948 a 2010. As amostras de sedimentos foram coletas e processadas em laboratório por peneiramento e analisadas estatisticamente no *software* LBSE. A evolução histórica da desembocadura envolveu a escolha de fotografias aéreas de diferentes datas, as quais foram georreferenciadas e extraídas as linhas de costa, feições geomorfológicas e parâmetros específicos para a determinação da área de perigo relacionada ao canal. A caracterização da Barra de Itaguapé indica que a praia é composta por areias fina e muito fina, com ondas de maior incidência de SSE, SE e S. Para a análise da variação da linha de costa adjacente ao canal foi visto que no setor 1 teve progradação máxima de aproximadamente 80m e o setor 2 uma retração máxima de 53m. O canal foi classificado como de baixa energia de migração possuindo uma área de perigo estimada em 1.830m. A desembocadura de Itaguapé durante o período observado é estável quanto à posição na linha de costa e instável geometricamente quanto a sua morfologia, durante o período observado.

Palavra chave: *Inlets*, fotogrametria, variação da linha de costa, áreas de perigos costeiros.

ABSTRACT

The present study has the objective to understand the morphological evolution processes that lead the inlet of Itaguapé, in Bertioga – SP, to stability. Thus, we conducted the following items: a characterization of the wave climate, sediment characterization, aerial photo interpretation, mapping features and delimitation the related inlets hazards areas. The analysis of the wave climate characterization was done in software CAROL with a time series from 1948 to 2010. Sediments samples were collected in field and processed in a laboratory by sieving. These samples were statistically analyzed with the software LBSE. For the inlet historical evolution used aerial photographs of different dates, which were georeferenced and used to extract coastlines, geomorphologic features, and specific parameters for determining inlets hazardous areas. The main results obtained for Itaguapé's Bar characterization was that the beach is composed of fine and very fine sand, with waves with a higher incidence of SSE, SE and S. Analysis of coastline variability adjacent to the inlet showed that the sector 1 had maximum progradation of nearly 80m and the sector 2 had a maximum retraction of 53m. The inlet was classified as low-energy migration and has a hazard area of 1830m. It was observed that the Itaguapé inlet is stable with respect to the position at the coastline and geometrically unstable with respect to its morphology.

Key-words - *Inlets*, photogrammetry, coastline variability, coastal hazards.

1 INTRODUÇÃO

O Brasil é um país com mais de 8.000 km de extensão litorânea, com diferentes sistemas costeiros. Ao longo dessa costa, existem diversos tipos de desembocaduras (*inlets*), sendo em sua maioria, coincidentes com desembocaduras de rios (*river inlets*).

Esses ambientes são os mais complexos da zona costeira devido à quantidade de variáveis atuantes (Komar, 1996). A ação de forçantes físicas como correntes gerados por ondas e maré torna as desembocaduras de rios instáveis quando a posição e largura.

O termo *inlets*, melhor traduzido como desembocaduras é definido como qualquer abertura na linha de costa pela qual a água penetra no continente (Davis e FitzGerald, 2004).

A base da economia da maioria das cidades litorâneas é voltada para atividades como portos, transporte fluvial, atividades recreativas e turísticas (Elias, 2006). No entanto, a influência humana nesse ambiente sem um estudo prévio da morfodinâmica resulta em mudanças drásticas nas praias e configuração dos canais.

A existência ou potencial de existência de um canal em uma determinada área é usado como geo indicador para a avaliação de perigos no litoral (Bush et al., 1999; apud: Vila-Concejo et al., 2006).

De acordo com o Coastal Area Management Act (CAMA, 2004), a área de perigo do canal é um local que pode ser facilmente destruído pela erosão ou inundação e que tem grande importância ambiental. A área de perigo de canal cobre as terras próximas dos canais, onde a linha de costa pode mudar abruptamente.

No Brasil, nas últimas décadas, a linha de pesquisa de morfodinâmica de canais (*inlets*) vem crescendo, porém, ainda é ínfima comparada à quantidade de desembocaduras presentes na orla brasileira.

Este trabalho tem como motivação agregar conhecimento nessa linha de pesquisa e melhorar o entendimento das condicionantes físicas locais do canal

Figura 2 - Escalas temporais e espaciais na evolução costeira (modificado: Cowell e Thom, 1994).

Na escala geológica os eventos acontecem de anos a milênios e em uma escala espacial que varia aproximadamente entre 10 a 100 km. Essa escala modifica a morfodinâmica de ambientes como plataforma continental interna, face praial inferior e dunas transgressivas.

Na escala histórica, a escala temporal varia entre eventos sazonais a séculos e a escala espacial atinge expansão de aproximadamente 800m a 10km. Os ambientes alterados são dunas transgressivas, canais (inlets), face praial superior e inferior.

A escala de evento ocorre em uma escala de tempo de dias a anos e escala espacial de aproximadamente 80m a 800m. Ela está relacionada às modificações das feições de bancos da zona de surfe, dunas frontais, canais de maré e face praial superior.

A escala de instantânea envolve mudanças na morfologia durante um curto período de tempo em que um determinado fenômeno atue, como ação de ondas, marés e tempestades, que podem durar desde segundos a dias. Nessa escala ocorrem modificações das feições da face praial e bancos da zona de surfe.

A morfologia de uma desembocadura exhibe um grande espectro de mudanças contínuas, variando desde mudanças sazonais provocadas por eventos de tempestade até mudanças de escala de tempo maior (van de Kreeke, 1996).

2.1 Morfologia do canal

Os principais componentes de um sistema de canais são formados por feições morfológicas como deltas de maré enchente, deltas de maré vazante, um canal principal, canais de maré enchente e vazante, entre outros presentes na Figura 3.

Figura 3 - Principais componentes de uma desembocadura (modificado de Boothroyd 1985; CEM 2002).

2.1.1 Canal principal

O canal principal, também conhecido como garganta do canal, age como um conduto para o fluxo de água e sedimentos em ambas as direções. Assim sendo, o canal tende a não acumular sedimento (Hayes, 1980).

De acordo com Davis e FitzGerald (2004), o canal principal é a parte mais profunda da desembocadura normalmente localizada onde uma ou mais bordas da barreira comprime o canal para uma largura mínima. Na mínima seção transversal da garganta do canal, as correntes de maré ficam em suas

velocidades máximas.

2.1.2 Deltas de Maré Vazante

Os deltas de vazante representam acúmulos sedimentares que são resultado da interação entre correntes de maré, ondas e correntes litorâneas geradas na porção marinha da desembocadura (Davis e FitzGerald, 2004).

Os deltas de maré vazante tem um impacto significativo na sedimentação costeira, pois atuam como válvulas no suprimento de sedimentos, regulando as mudanças entre os estuários e o oceano e como armadilha para os sedimentos transportados pela deriva litorânea. A forma da superfície do delta determina como a energia das ondas é dissipada nas praias adjacentes e como ocorre a propagação das ondas dentro do canal, influenciando possíveis erosões na linha de costa (Hicks e Hume, 1997).

A classificação dos deltas de maré vazante de Oertel (1975) apresenta quatro variações morfológicas que dependem da interação dos processos de direção e intensidade das correntes litorâneas versus a intensidade das correntes de maré ou descarga fluvial (Figura 4).

De acordo com a figura, quando não há variação no balanço das correntes longitudinais às praias e as correntes de enchente prevalecem sobre as de vazante, se desenvolve um delta simétrico (Figura 4a). Se as correntes longitudinais predominarem para um sentido, para norte ou para sul, por exemplo, o delta tem uma orientação única (Figura 4b e 4c), podendo apresentar uma variação sazonal. Quando as correntes de maré superam as correntes marinhas, o delta é mais estreito e se estende para o oceano (Figura 4d) (CEM, 2002).

Figura 4 - A morfologia de um canal de maré vazante indicando a influência relativa de correntes geradas por ondas versus energia da maré tão bem como a direção dominante do transporte de sedimento paralelo à costa (Oertel, 1975; CEM, 2002; Davis e Fitzgerald, 2004, Elias, 2006).

Quando o delta de maré vazante é dominado pelas correntes de maré, de acordo com Boothroyd (1985), apresenta a situação mais simples, na qual a desembocadura tem o canal profundo e é estável quanto à forma e posição. Neste caso as correntes de maré retiram acumulações sedimentares que venham a depositar no canal principal.

Nas regiões em que os deltas de maré vazante são dominados por ondas apresentam um lobo terminal bem desenvolvido. Neste caso, os sedimentos provindos da drenagem continental são depositados em frente ao canal e retrabalhados pelas ondas e correntes que os distribuem em barras alongadas paralelas a linha de costa.

Quando existe um aumento da influência das ondas ocorre uma maior instabilidade do canal, havendo a migração deste, geralmente no sentido da corrente de deriva litorânea (FitzGerald, 1988; Davis, 1994; Siegle, 1999).

Resumidamente, a energia de onda tende a mover o sedimento em direção à costa. Portanto, os deltas de maré vazante dominado por onda migram em direção à costa bloqueando a garganta do canal, enquanto os deltas de maré vazante em regiões dominadas por maré estendem-se em

direção ao oceano (Elias, 2006).

2.1.3 Deltas de Maré Enchente

A presença ou ausência, o tamanho e desenvolvimento de um delta de maré enchente estão relacionados com a escala de maré da região, energia de onda, aporte sedimentar e correntes de maré atrás da barreira arenosa. Para algumas extensões, o tamanho do delta é relacionado com a área aberta pela água atrás da barreira e o tamanho do canal (Davis e FitzGerald, 2004).

CEM (2002) e Davis e FitzGerald (2004) identificam as seguintes feições morfológicas sedimentares nos deltas de maré enchente que podem ser vistas na Figura 5.

Figura 5 – Feições do delta de maré enchente (modificado de Hayes, 1975 apud: Davis e FitzGerald, 2004).

onde:

1. Rampa de enchente (*flood ramp*) – é a diminuição da profundidade do canal em direção a terra
2. Canais de enchente (*flood channels*) – a rampa de enchente pode se dividir em dois rasos canais de enchentes.

3. Rampa de vazante (*ebb shield*) – é a porção mais alta e mais próxima da terra, podendo ser parcialmente coberta por vegetação. A rampa de vazante protege o delta dos efeitos das correntes de vazante.
4. Esporão de vazante (*ebb spits*) – se estendem a partir da rampa de vazante em direção ao mar transportada novamente para o canal pelas correntes de maré vazante.
5. Lóbulo (*spillover lobes*) – são lobos de areia na porção interior do delta, decorrente da quebra dos esporões ou da rampa de vazante.

2.2 Processos físicos

O conhecimento dos processos físicos que atuam nos canais e sua interação com sedimentos e corpos sedimentares, são importantes para a compreensão desses ambientes (Siegle, et al., 2004).

As condições hidrodinâmica dos sistemas de canais de maré e desembocaduras de rios podem variar relativamente de um sistema simples de correntes de maré enchente e vazante, a um sistema muito complexo onde existem efeitos significativos da ação da maré, ventos, influxo de água doce e ondas (CEM, 2002).

FitzGerald (1996) ainda sugeriu que os processos de ondas e maré são úteis para descrever as características do sistema de desembocaduras, mas existem muitos controles externos. Estes controles incluem aporte de sedimento, geometria da bacia, história sedimentar da região, estratigrafia regional, ocorrência de embasamento rochoso, descarga de rios e mudanças do nível do mar. Todas estas condições são responsáveis pela ampla diversidade existentes na morfologia do canal (Davis e FitzGerald, 2004).

2.2.1 Correntes

O canal principal atua como uma barreira (molhe hidráulico) no fluxo da corrente de deriva litorânea, que com isso reforça ou interfere nas correntes de maré (vazante ou enchente), conforme o ciclo de maré do local. A corrente de

deriva também é variável, dependente das condições da onda. Particularmente, durante condições ressacas com fortes ventos, o padrão do fluxo pode ser altamente complexo entre essas variantes do sistema (CEM, 2002).

2.2.2 Prisma de maré

A geometria da bacia atrás da barreira, em combinação com a variação da maré, determina o prisma de maré (o volume total de água que passa através da desembocadura no ciclo da maré), o qual determina o tamanho do canal (O'Brien, 1931, 1969, *apud*: Elias, 2006) e o volume do delta de maré vazante (Walton e Adams, 1976; Elias, 2006).

O prisma de maré é definido pela equação 1

$$P = 2ab \times Ab \quad (1)$$

Onde P é o prisma de maré, ab é a amplitude de maré no interior da bacia e Ab é a área do espectro da água.

Segundo Waltin e Adams (1976) e Elias (2006) o volume delta de maré vazanteé ainda relacionado com o prisma de maré, que pode ser compreendido com a equação 2

$$V_o = c \times P^{1,23} \quad (2)$$

onde V_o é o volume de areia do delta de maré vazante (m^3), c uma constante empírica e P a magnitude do prisma de maré (m^3).

2.2.3 Descarga fluvial

O aporte fluvial atua principalmente de duas maneiras sobre os processos sedimentares litorâneos: 1) aporte de sedimentos pelo rio, e 2) criação de um fluxo complexo e turbulento por diferença de densidades das águas na região do estuário (Dronkers, 1986; *apud*: Siegle, 1999).

A dominância do fluxo preferencial na desembocadura pode ser da descarga fluvial ou da entrada de maré. Isso pode ser definido pela equação 3,

$$Qr' = \frac{Qr \times T}{2.\pi .ao \times Ab} \quad (3)$$

onde Qr' é uma variável adimensional que relaciona a vazão do rio (Qr) e o período da maré (T) com a amplitude da maré no oceano (ao) e a área do estuário (Ab) (CEM, 2002).

Quanto maior o Qr' , menor deve ser a influência da amplitude das marés no ambiente e maior a influência da descarga fluvial (Qr).

2.2.4 Transpasse sedimentar ou “bypassing”

O transpasse sedimentar ou *bypass* é definido como o processo de transporte de sedimento que passa de um lado para outro do canal. Segundo Bruun e Gerritsen (1959) existem três mecanismos principais para que os sedimentos atravessem o canal, um induzido por ondas atuando na borda do delta de maré vazante, outro por transporte de areia pelas correntes de maré no canal principal e o último pela migração dos canais ou barras arenosas.

O efeito do transpasse (*bypass*) resulta em dois casos: 1) a ampliação da desembocadura devido o aumento do delta de maré vazante, esta tendência reflete o aumento do prisma de maré ao longo do canal, que é causado pelo um aumento da baía, enquanto a variação da maré permanece constante; 2) diminui o canal e o prisma de maré, no entanto aumenta as barras arenosas (Davis e FitzGerald, 2004).

A acumulação do sedimento em um dos lados da barreira é determinada pelas correntes da deriva litorânea, ocorrendo erosão na porção oposta desta, tendendo ao deslocamento da desembocadura (Davis e FitzGerald, 2004).

2.3 Estabilidade do Canal

Canais instáveis são aqueles que, após uma perturbação, não voltam ao equilíbrio (Goodwin, 1996). A estabilidade de uma desembocadura é controlada pelo fluxo das marés, que tendem a limpar o canal, e pela deriva litorânea de sedimentos que tende a bloquear o canal pela deposição sedimentar na sua posição oceânica (Bruun e Gerritsen, 1960, Hume, 1991; Hume e Herdendorf, 1992; apud: Goodwin, 1996).

A estabilidade é considerada quando a morfologia do canal não apresenta variações significativas quanto à posição e geometria ao longo do tempo devido às mudanças nas variáveis que a controlam. Segundo Goodwin (1996) existem dois tipos de estabilidade de canais: (1) estabilidade quanto à migração do canal ao longo da linha de costa e (2) estabilidade quanto ao fechamento da seção transversal do canal. Portanto, um canal pode ser considerado instável por sua localização, ou geometria, ou ambos.

Vila-Concejo et al. (2006) propõem que a estabilidade geométrica é determinada pelas variações da seção transversal (largura e profundidade) e a estabilidade da posição do canal é determinada pelo comprimento do caminho de migração ao longo da linha de costa.

Vila-Concejo et al. (2002) classificaram as desembocaduras (*inlets*) em três tipos de padrão de migração com a finalidade de determinar a área mínima de perigo. Padrão de migração de baixa energia, padrão de migração de alta energia e estáveis localmente.

O padrão de alta energia de migração (Figura 6a) foi caracterizado por uma largura constante do canal e um estágio inicial de reajuste com baixa taxa de migração. O canal migra até o alcance de uma posição limite onde não é mais fisicamente possível seu deslocamento (Vila-Concejo et al., 2006).

Figura 6 - (a) padrão de migração de alta energia, (b) padrão de migração de baixa energia. (Modificado de Vila-Concejo et al., 2006).

O padrão de baixa energia de migração (Figura 6b) foi caracterizado por

canais bem largos que são produtos de quebras de barreiras durante grandes tempestades. Estes canais não são geometricamente estáveis e a migração é caracterizada por um forte processo construtivo na parte da barreira a sotamar do canal (i.e. o canal se torna mais estreito com a migração) (Vila-Concejo et al., 2006).

As desembocaduras com estabilidade local são geralmente, artificialmente estabilizadas.

3 ESTADO DA ARTE NO LITORAL BRASILEIRO

Este item tem como objetivo apresentar uma breve revisão dos principais trabalhos vinculados ao tema dessa dissertação realizados no litoral brasileiro.

O Brasil possui diversos sistemas costeiros e para melhor compreensão dessas diferenças ao longo da linha de costa foi utilizada a divisão de Silveira (1964) que divide o litoral em 5 compartimentos distintos. Essa classificação levou em conta parâmetros geomorfológicos, climáticos e oceanográficos.

A costa foi dividida em Litoral Amazônico ou Equatorial, Litoral Nordeste de Barreiras, Litoral Oriental, Litoral Sudeste ou de Escarpas Cristalinas, Litoral Meridional ou Subtropical.

A Barra de Itaguapé (que é a área de estudo desse trabalho) está localizada no litoral sudeste. Por esse motivo, este segmento será apresentado por último para uma breve introdução das características litorânea da área foco.

Cada compartimento será apresentado com as características peculiares de cada planície costeira e quantidade de canais existentes no setor. Logo após, estará um quadro com um resumo de trabalhos relacionados ao tema, especificando quais são os objetivos e os métodos aplicados com uma breve descrição do comportamento migratório de cada desembocadura.

3.1 Litoral Amazônico ou Equatorial

O Litoral Amazônico estende-se entre o extremo norte do Amapá até o Golfão maranhense, fortemente influenciado pela desembocadura do rio Amazonas. Este segmento costeiro é caracterizado por possuir planícies com até uma centena de quilômetros de largura, consistindo principalmente de terras baixas e frequentemente inundáveis (Silveira, 1964)

Por este motivo, a influência da macro maré na região (> que 4m) permite que o mar penetre na costa formando canais de maré em vários pontos desse segmento litorâneo. Além da influencia da maré, a região possui um amplo sistema fluvial que se subdivide formando vários riachos.

No conjunto destes dois fenômenos presentes, a costa equatorial possui aproximadamente 80 canais (*inlets*) naturais.

Esse segmento é praticamente inabitado pelo homem, com exceção a região das “falsas rias” no sul do Pará, região extremamente recortada cheia de canais de maré. Até o presente, não foram encontrados trabalhos de morfodinâmica de canais nesta região.

3.2 Litoral Nordestino ou de Barreiras

Este segmento abrange o trecho entre a Foz do rio Parnaíba (entre Maranhão e Piauí) a Salvador (BA). A formação mais conspícua neste litoral é a formação de barreiras. A única drenagem que exerce alguma influência na dinâmica sedimentar presente é o rio São Francisco. Em sua desembocadura apresenta feição sedimentar em delta (Silveira, 1964).

No entanto, ao longo deste trecho encontram-se aproximadamente 100 canais, sendo apenas três retificados artificialmente, o rio Ceará (CE), rio Potengi (RN) e rio Beberibe e Capibaribe que desembocam juntos no cais do porto em Pernambuco.

Os demais são desembocaduras de rios, córregos, lagunas, lagoas costeiras e sangradouros (alguns intermitentes), que em sua grande maioria apresentam feições geomorfológicas típicas de sistemas de canais como deltas

de vazante e enchente, lobos terminais de deltas de vazante, canal principal e barras arenosas livres a ação da deriva litorânea.

Na Tabela 1 mostra os trabalhos encontrados neste segmento litorâneo.

Tabela 1– Estudos de morfodinâmica de canais encontrados no litoral nordestino.

Canal	Autores	Objetivo	Metodologia	Comportamento migratório
Catu – CE	Falcão, <i>et al.</i> (2006)	Aspectos geomorfológicos associados aos processos morfodinâmicos e sedimentológicos	Reconhecimento básico da área e contextualização morfodinâmica e sedimentológica	Efêmero

3.3 Litoral Oriental

Situado entre Salvador (BA) e Cabo Frio (RJ), esse litoral é caracterizado por ser uma transição entre os dois segmentos litorâneos, o nordestino e o sudeste, apresenta elementos dos dois, ou seja, possui feições de Barreiras e é recortado pela proximidade da Serra do mar em alguns trechos (Silveira, 1964).

De acordo com Tessler e Goya (2005), os rios Contas, Pardo, Jequitinhonha, Doce, Itabapoana e Paraíba do Sul são responsáveis por aporte sedimentar à zona costeira, construindo planícies costeiras em delta em suas desembocaduras. O litoral oriental apresenta um complexo sistema de canais na região sul da Bahia. A Tabela 2 mostra alguns trabalhos encontrados neste segmento litorâneo.

Tabela 2 - Estudos de morfodinâmica de canais encontrados no litoral oriental.

Canal	Autores	Objetivo	Metodologia	Comportamento migratório
Itanhém – BA	Cossuoli (2010)	Dinâmica da desembocadura	Imagens de satélite e modelagem numérica	S
Caravelas – BA	Barroso (2009)	Dinâmica de bancos e pontais arenosos	Imagens de satélite e modelagem numérica	NE
Doce – ES	Wright (2008)	Evolução e morfodinâmica atual da linha de costa adjacente à desembocadura	Imagens de satélite e coleta de dados oceanográficos em campo	Estável naturalmente
Paraíba do Sul – RJ	Rocha e Ribeiro (2008)	Mapeamento digital da dinâmica recente do delta	Imagens sensoriais	Estável naturalmente

3.4 Litoral meridional ou Subtropical

Este segmento litorâneo, que vai do Cabo de Santa Marta (SC) até o Chuí (RS), é caracterizado por uma linha de costa retilínea associada a planícies costeiras extensas e arenosas. A única interrupção deste padrão geral ocorre em Torres (RS) que é constituída por promontório basáltico junto à atual linha de costa. Outro destaque é a presença de sistemas lagunares bem desenvolvidos associado a campo de dunas (Silveira, 1964).

Não existe drenagem significativa que deságue neste litoral. O maior aporte de água doce é a desembocadura da Laguna dos Patos em Rio Grande RS (Tessler e Goya, 2005).

A Tabela 3 mostra os trabalhos encontrados neste segmento litorâneo.

Tabela 3 - Estudos de morfodinâmica de canais encontrados no litoral oriental

Canal	Autores	Objetivo	Metodologia	Comportamento migratório
Lagoa do Peixe– RS	Schossler, V. ; Toldo Jr., E. E. (2011)	Dinâmica sedimentar na instabilidade da embocadura	Sensoriamento remoto e modelo numérico de Bruun	Instável dominado pela deriva litorânea
Patos – RS	Calliari, <i>et al.</i> (2010)	Geomorfologia e dinâmica sedimentar		Estável artificialmente

3.5 Litoral sudeste ou escarpas cristalinas

Entre Cabo Frio (RJ) a Cabo de Santa Marta (SC), o litoral é caracterizado pela Serra do Mar. Esta é constituída por rochas do Embasamento Cristalino que aflora continuamente neste trecho com alinhamento paralelo a linha de costa (Silveira, 1964). As drenagens deste litoral não são competentes e significativas, os mais competentes em drenar aporte continental em direção ao oceano são os rios Ribeira de Iguape (SP) e Itajaí Açu (SC) (Tessler e Goya, 2005).

A Tabela 4 mostra os trabalhos encontrados neste segmento litorâneo.

Tabela 4 - Estudos de morfodinâmica de canais encontrados no litoral sudeste.

Canal	Autores	Objetivo	Metodologia	Comportamento migratório
Fazenda – SP	Barros (1997)	Dinâmica e evolução dos ambientes praias	Evolução da barra côncava do canal por 1 ano com teodolitos e mira topográfica	SE
Puruba – SP	Barros (1997)	Dinâmica e evolução dos ambientes praias	Evolução da barra côncava do canal por 1 ano com teodolitos e mira topográfica	NE
Juqueriquerê – SP	Souza (1990)	Descreveu aspectos sedimentológicos e morfológicos	Fotografias aéreas de 1962 e 1994.	S – N
Itaugaré – SP	Abibi (2011)	Evolução das barras do rio Itaugaré	Caminhamento com GPS	E-W sazonal
Mongaguá – SP	Araujo (2000)	Cálculo do transporte de sedimento	Aerofotogrametria	Estável artificialmente
Piaçaguera – SP	Cazolli (1997), Cazzoli y Goya, Tessler (2000)	Dinâmica e evolução do ambiente praias	Evolução da barra côncava do canal por 1 ano com teodolitos e mira topográfica	E – SW
Guarahu – SP	Menezes (1994)	Influência humana na dinâmica sedimentar costeira	Aerofotogrametria e mapas temáticos	Estável artificialmente
Una – SP	Menezes (1994)	Influência humana na dinâmica sedimentar costeira	Aerofotogrametria e mapas temáticos	Estável artificialmente
Icarapa – SP	Kavvakubo e Luchiari (2002) Tessler, <i>et al.</i> (2006)	Estudo da morfodinâmica	Sensoriamento remoto orbital	N
		Erosão e progradação do litoral de São Paulo	Aerofotogrametria	N
Cananéia – SP	Tessler, <i>et al.</i> (2006)	Erosão e progradação do litoral de São Paulo	Aerofotogrametria	NE
Ararapira – PR	Mihályet al. (2002)	Dinâmica da desembocadura do corpo lagunar do Ararapira	Perfis topográficos	SO
	Tessler, <i>et al.</i> (2006)	Erosão e progradação do litoral de São Paulo	Aerofotogrametria	SO
Linguado – SC	Bonhsack (2008)	Análise da estabilidade quanto à posição	Aerofotogrametria e mapas temáticos	Estável artificialmente
Itapocú – SC	Cassiano (2008)	Evolução morfológica e condicionantes físicas	Imagens de satélite e modelagem numérica	NE
Itapocú – SC	Brandl (2010)	Análise da estabilidade quanto à posição	Aerofotogrametria e mapas temáticos	NE
Piçarras – SC	Camargo (2009)	Análise da estabilidade quanto à posição e	Aerofotogrametria e mapas temáticos	Estável artificialmente
Iriri – SC	Camargo (2009)	Análise da estabilidade quanto à posição	Aerofotogrametria e mapas temáticos	Estável artificialmente
Marambaia – SC	Lima (2010)	Análise da estabilidade quanto à posição	Aerofotogrametria e mapas temáticos	Estável artificialmente
Camboriú – SC	Lima (2010)	Análise da estabilidade quanto à posição	Aerofotogrametria e mapas temáticos	Estável artificialmente
Conceição – SC	Brandl (2010)	Análise da estabilidade quanto à posição	Aerofotogrametria e mapas temáticos	Estável artificialmente
Madre – SC	Silva (2009)	Análise da estabilidade quanto à posição	Aerofotogrametria e mapas temáticos	Estável naturalmente
Ibiraquera – SC	Brandl (2010)	Análise da estabilidade quanto à posição	Aerofotogrametria e mapas temáticos	Efêmero
Camacho – SC	Silva (2009)	Análise da estabilidade quanto à posição	Aerofotogrametria e mapas temáticos	Efêmero
Araranguá - SC	Silva (2009)	Análise da estabilidade quanto à posição	Aerofotogrametria e mapas temáticos	NE

4 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

4.1 Localização

O canal de Itaguapé está localizado no litoral centro-norte do estado de São Paulo (Figura 7) no município de Bertioga, na Praia de Itaguapé. Essa praia apresenta um arco praial retilíneo de orientação SW - NE e 3,5 km de extensão sendo posicionada entre as praias de Riviera de São Lourenço e de Guaratuba. O canal está inserido nas coordenadas geográficas $23^{\circ}46'55.96''\text{S}$ e $45^{\circ}58'14.76''\text{O}$.

Bertioga é um importante acesso para o litoral norte do estado. Tem área de 482 km², com 44 km de orla, e fica na maior planície costeira ao longo da BR-101. Boa parte da economia da cidade está baseada na prestação de serviços, isso por consequência de sua privilegiada localização turística e suas sub-bacias hidrográficas são importantes para abastecimento urbano e uso industrial (WWF-Brasil, 2010).

Figura 7 - Localização da área de estudo. (a) Brasil; (b) Estado de São Paulo; (c) Praias de Riviera de São Lourenço, praia de Itaguapé e praia de Guaratuba no município de Bertioga e; (d) Rio Itaguapé na praia de Itaguapé.

No dia 9 de Dezembro de 2010, foi decretada a criação do Parque Estadual Restinga de Bertiooga (PERB) (Decreto Estadual nº 56.500). O PERB representa uma área de cerca de 9.300ha, que engloba diversos corpos d'água, entre eles o estuário formado pelo Rio Itaguapé (Baraldo, 2011).

4.2 Caracterização geomorfológica da planície costeira

A planície sedimentar de Bertiooga, situada a nordeste da planície de Santos, da qual se encontra separada pelo canal de Bertiooga, estende-se a uma distância de quase 45 km, com largura máxima de 7 a 8 km. A região não apresenta atualmente lagunas, porém três rios (Itapanhaú, Itaguapé e Guaratuba) drenam zonas baixas. Na planície são encontrados morros de rochas cristalinas que foram unidos ao continente, por meio de tómbolos (Suguio e Martin, 1978).

De acordo com Suguio e Martin (1978) ao longo da planície, desde a altura do Morro da Enseada até a barra do Itaguapé e região de Una, não existe nenhum vestígio de formação de idade pleistocênica. A maior parte da planície é formada por depósitos arenosos (Figura 8a, 8b e 8c) originados durante a última fase transgressiva. Esses depósitos são muito semelhantes aos encontrados em Ilha Comprida, litoral sul de São Paulo, com presença de tubos de *Callichirus major* (corruptos), indicativos de um antigo ambiente praial (Figura 8c).

Figura 8 - Barra do Itaguapé. (a), (b) e (c) depósitos arenosos; (d) marcas de tubos de *Callichirus major*.

O mecanismo de formação dessa planície costeira ocorreu devido às oscilações relativas do nível do mar a partir do máximo da transgressão Cananéia quando o mar atingia o sopé da Serra do Mar, fase em que foram depositadas areias transgressivas.

Na regressão subsequente, essas areias foram recobertas por cordões litorâneos. Na fase do nível marinho inferior ao atual, essas areias foram parcialmente erodidas. O mar praticamente destruiu os depósitos arenosos restantes (Suguio e Martin, 1978).

As praias de Bertioga apresentam-se como praias dissipativas de baixa declividade ($< 2^\circ$), onde a energia das ondas é dissipada acentuadamente pelo atrito na zona de surfe (Fierz, 2001).

Isso pode ser visto no perfil de praia apresentado na Figura 9.

Figura 9– Fotografia aérea do ano de 2007, A e A' é o perfil topográfico do canal de Itaguapé retirado em campo no ano de 2011, gráfico apresenta sobrelevação.

4.3 Características do clima, das ondas e maré

Pelo sistema Köppen, o clima da região pertence ao tipo “Af”, tropical úmido ou super úmido, com chuvas distribuídas durante todo o ano (Setzer, 1966).

Segundo os dados climatológicos da estação meteorológica do DAEE, em Bertioga, obtidos entre 1941 e 1970, a temperatura média anual é de 25 °C, com média mensal mais baixa de 21 °C em julho e mais elevada de 28 °C, em fevereiro. É uma das mais úmidas regiões do Brasil, com precipitação média de

3.200 mm anuais, com menor pluviosidade média em julho (111 mm) e maior em fevereiro (410 mm). No ano, normalmente ocorre excedente hídrico de aproximadamente 1.800 mm, não se observando períodos com déficit hídrico (Sentelhas et al. 1999).

Segundo o trabalho realizado por Fierz (2001), com os dados pluviométricos do ano de 1999 para a região de Bertioga foi possível obter uma comparação sazonal.

Os sistemas de ondas incidentes na planície de Bertioga estão relacionados aos sistemas climáticos do Atlântico Sul, em particular as ondas geradas pelo deslocamento do Anticiclone Polar migratório.

Bertioga está submetida a um regime de micro marés (< 2 m). O regime de marés é semidiurno, com periodicidade aproximada de 12 horas, caracterizado por duas preamares e duas baixa mares em um ciclo de maré.

4.4 Descrição da morfologia do canal

O rio Itaguapé é um canal fluvial, meandrante, com meandros abandonados e com existência de ilhas em seu percurso (Figura 10).

A nascente é localizada na Serra do Mar e a desembocadura encontra-se em uma região plana. No curso inferior do rio existe a presença de mangues.

De acordo com Rosário (2010), com base em dados levantados no ano de 2009, classificou o estuário do rio Itaguapé como do Tipo A (Cunha Salina) durante o verão, primavera e inverno e como do Tipo B (parcialmente misturado) no outono. O mesmo autor, ainda classificou o estuário geomorfologicamente como construído por barra, devido às suas baixas profundidades e alterações sazonais na geometria da foz.

Abib (2011) monitorou a estabilidade das barras do canal quanto à posição em uma escala de tempo instantânea e de evento, verificou que durante o ano há um padrão de migração da barra para oeste e no verão a barra retorna para leste.

Figura 10 - Canal fluvial de Itaguapé meandros abandonados e formação de ilhas em seu percurso (Foto: Buchmann, 2009).

O cordão arenoso a leste do canal apresenta uma área de corte da vegetação (Figura 11), que possivelmente represente um leque de sobrelavagem, bem como a posição de possíveis rupturas da barreira arenosa em eventos de tempestades.

Figura 11—A seta em azul indica a área do leque de sobrelavagem e a seta em vermelho indica a orientação do canal principal (Foto: Buchmann, 2009).

O canal principal tem orientação ENE no sentido da deriva litorânea. Na porção interna da desembocadura encontram-se alguns deltas de maré enchente. Próximo à foz, o rio desloca-se em direção a SW contra o sentido principal da deriva litorânea. As áreas adjacentes ao canal são de baixa declividade sujeitas à inundação e deslocamento lateral do canal.

5 OBJETIVOS

O objetivo deste estudo é compreender os processos que conduzem a evolução morfológica do canal do rio Itaguaré em Bertioga – SP, frente às forçantes que atuam em sua estabilidade ao longo do tempo.

5.1 Objetivos específicos

- Descrever as variações na forma da desembocadura ao longo dos 45 anos monitorados.
- Estimar o comportamento morfodinâmico e a taxa de migração do canal.
- Determinar a área de perigo relacionada a existência da desembocadura.
- Relacionar a característica sedimentar e o clima de ondas com as feições geomorfológicas encontradas na Barra de Itaguaré para gerar um modelo conceitual morfodinâmico.

6 MATERIAL E MÉTODOS

A metodologia aplicada pode ser dividida em cinco etapas, a caracterização do clima de ondas, caracterização sedimentar, fotogrametria (métrica e interpretativa), variação da linha de costa e determinação da área de perigo.

6.1 Caracterização do clima de ondas

Os dados de ondas com série temporal de 1948 a 2010 pertencem ao projeto intitulado "Transferência de metodologias e ferramentas numéricas de apoio a gestão da costa brasileira".

Essa base de dados está incorporada ao programa de Sistema de Manejo Costeiro do Brasil (SMC-Brasil) e foi construída pelo Instituto de

Hidráulica Ambiental da Universidade de Cantábria (IH Cantábria) por uma reanálise de ondas, já calibrada, denominada *Global Ocean Waves* (GOW).

O modelo numérico utilizado pelo IH Cantábria, para a simulação da reanálise de ondas foi o modelo WaveWatch III (Tolman 1997, 1999) desenvolvido pela NOAA/NCEP, que resolve a equação do balanço de densidade espectral. A forçante introduzida no modelo foi uma base de dados de velocidade de ventos a 10 m de altura pertencente à reanálise atmosférica global *NCEP/NCAR*.

O modelo assume como hipótese fundamental que as propriedades do ambiente (correntes e batimetria) e o campo de ondas variam em escalas muito maiores que um comprimento de onda, tanto no espaço quanto no tempo. A partir dessa informação, se assume como limitante do modelo, que este não seja capaz de simular os efeitos da propagação das ondas em menores profundidades tão eficazmente como outros modelos. E é por este motivo que se utiliza o modelo SWAN (*Simulating Waves Nearshore*) para realizar as propagações desde pontos obtidos pela base de dados GOW, até zonas de águas costeiras localizadas frente ao litoral brasileiro, tomando como condições iniciais de simulação os resultados do modelo WaveWatch III.

O modelo SWAN está fundamentado na conservação da ação espectral da onda, mas não é capaz de resolver de maneira efetiva os fenômenos de difração que afetam as ondas que chegam até a costa; e é a partir desse ponto que se faz o transporte dessas ondas até pontos localizados na costa com modelo OLUCA, modelo este, incluído no Sistema de Modelagem Costeira–Brasil.

A posição do ponto de extração dos dados está localizado em frente à praia de Itaguapé, com as coordenadas de 23°49'12"S e 45°57'0"W (Figura 12).

Figura 12 – Localização da extração dos dados de ondas.

A análise descritiva do clima marítimo e do regime médio foi realizada com o software CAROL (Caracterización de Regímenes de Oleaje), desenvolvido pelo IH Cantábria, da Espanha.

O programa CAROL se ocupa da caracterização de variáveis oceanográficas definidas a partir de uma serie temporal.

A estrutura básica do programa consta de 3 módulos:

1. Informação preliminar. Estatística descritiva dos dados.
2. Caracterização do regime Médio de uma determinada variável.
3. Caracterização do regime Extremo de uma variável.

Cada módulo contém várias ferramentas e permite escolher entre diferentes opções. A estrutura de cada módulo se descreve no esquema representado na Figura 13.

Foram utilizados para esse trabalho os módulos de descrição dos dados e regime médio.

Figura 13 - Módulos do CAROL.

A distribuição estatística utilizada para a caracterização do regime médio foi a Log-normal, pois foi o melhor ajuste para analisar em longo prazo os parâmetros de altura de onda significativa (H_s) e período de pico (T_p).

6.2 Coleta de sedimento

As amostras de sedimentos foram coletadas durante as campanhas de campo realizadas nos dias 14 de julho, 17 de agosto e 20 de dezembro de 2011. A Figura 14 ilustra os pontos amostrados nas três campanhas de campo, alguns pontos se sobrepõem.

Figura 14 - Pontos de coleta de sedimento, cada cor representa a amostra coletada em cada dia.

As amostras de sedimento foram encaminhadas para análise no Laboratório de Sedimentologia Marinha do Instituto Oceanográfico (IO) da USP. Os sedimentos foram lavados para remoção dos sais e secos em estufa a 60°C. Em seguida foram pesados 30g em balança analítica (Sartorius, 1219 mp) e submetidos a ácido clorídrico 10% para eliminação dos carbonatos (CaCO₃) e novamente lavados e colocados em estufa.

Depois, as amostras foram pesadas na balança analítica para obtenção do teor de carbonato contido no sedimento e a seguir, foi adotada a proposta de Suguio (1973) do método de peneiramento mecânico para a determinação da granulometria, no qual a amostra é despejada em um conjunto de peneiras com malhas de $\frac{1}{2} \phi$ para o intervalo de areias (2,00 - 0,062mm). Cada amostra permaneceu no agitador por 20 minutos e o material retido em cada peneira foi pesado novamente.

Para a análise granulométrica dos sedimentos foram utilizados os parâmetros estatísticos definidos por Folk e Ward (1957), sendo eles, a média aritmética, mediana, grau de selecionamento ou desvio padrão, assimetria e

curtose. Os resultados foram calculados pelo programa LABSE e apresentados em forma de tabela.

6.3 Fotogrametria

Segundo Wolf (1983), a fotogrametria pode ser definida como a arte, ciência e a tecnologia de obter informações confiáveis de objetos físicos ou do ambiente por fotografias.

Existem dois tipos de fotogrametria, que muitas vezes estão associadas entre si, a fotogrametria métrica e a fotogrametria interpretativa. Fotografia métrica envolve medidas precisas e computacionais para determinar a forma e as dimensões dos objetos, essa é aplicada na preparação dos mapas planimétricos e topográficos. Fotogrametria Interpretativa ocupa-se com o reconhecimento e identificação dos objetos (Wolf, 1983).

Nesse trabalho, o processo de evolução histórica do canal foi realizado com base nessa ciência, acoplando os dois tipos de fotogrametria (métrica e fotointerpretação).

6.3.1 Fotografia métrica

6.3.1.1 Aquisição dos dados

A aquisição dos dados será apresentada em dois passos: 1) fotografias aéreas e representação do pixel; 2) Pontos de controle.

6.3.1.1.1 Fotografias aéreas e representação do pixel

As fotografias aéreas digitais foram obtidas da empresa Base Serviços de Fotografias Aéreas e Imagens LTDA. Foram selecionadas as faixas dos voos que continham as coordenadas da área de estudo e selecionadas as fotografias existentes dos anos de 1962, 1973, 1981, 1994 e 2007.

Para minimizar os erros devido as diferentes de escalas das fotos aéreas e manter um padrão do tamanho do pixel de um metro (1m) no terreno, foi utilizada a metodologia proposta por Araujo et al.(2009), na qual multiplica-se o valor de uma polegada em metros ($2,54 \times 10^{-2}$) pela escala da imagem, dividindo o resultado pela resolução com que a imagem foi digitalizada, (equação 5).

$$\text{Representatividade do pixel} = \frac{2,54 \times 10^{-2} (m) \times \text{Escala}}{\text{resolução} (dpi)} \quad (5)$$

As informações das fotografias aéreas estão expostas na tabela 5.

Tabela 5 - Informações sobre a aquisição das fotografias aéreas e padronização do pixel.

Ano	Escala	Resolução	Representação do lado do pixel no terreno	Fonte
1962	1/28.000	900dpi	0,70 m	BASE
1973	1/25.000	900dpi	0,70 m	BASE
1980	1/25.000	907dpi	0,98 m	BASE
1994	1/25.000	900dpi	0,70 m	BASE
2007	1/30.000	907dpi	0,84 m	BASE

6.3.1.1.2 Pontos de controle

A base cartográfica, no processo de georreferenciamento, tem a função de fornecer coordenadas conhecidas para retificar as fotografias aéreas. O Estado de São Paulo ainda não possui bases cartográficas georreferenciadas da região litorânea. Portanto, nesse trabalho fez-se necessário coletar com um equipamento de sistema de posicionamento global diferenciado - DGPS (*Trimble A₃*) um conjunto de pontos de controle *in situ* para utilizá-los no processo de retificação das fotos.

Foram escolhidos 20 pontos visivelmente notáveis da fotografia de 2007 (Figura 15), dando preferência aos pontos que se repetiam nas demais fotografias. Como o local possui uma densa vegetação e poucas vias de acesso, os pontos foram distribuídos próximos à desembocadura, estrada e orla de praia (Figura 16).

Figura 15 - Ponto de controle de terreno ou ponto fotogramétrico e respectiva localização na fotografia aérea de 2007.

base receptora é uma região desmatada, dentro do terreno do SENAI que fica 5 km da barra do Itaguapé (Figura 17b).

Figura 17 - Pontos fixados para a base receptora do DGPS Trimble na praia de Itaguapé, localizado na antiga ponte da BR 101. (a) Marco de referencia de nível (RN) do IBGE; (b) Ponto do SENAI (foto: Camargo, 2010).

Após sete horas obtendo informações de satélite, os dados foram pós processados no *software* TGO – *Trimble Geometric Office* para obtenção do ponto de referência do SENAI. Para isso foi utilizado o método de triangulação, no qual processa a nova base com dois pontos de referência de nível já conhecidos. Nesse trabalho foi utilizado o ponto da estação altimétrica – RN do município de Bertiooga (SP) do IBGE e da estação da POLI da USP em São Paulo (Tabela 6).

Ao estabelecer as coordenadas da base do SENAI, todos os pontos de controle coletados com o receptor móvel foram processados no *software Trimble Geometric Office (TGO)*, com a mesma coordenada do receptor estático, para garantir um padrão do erro similar para todos os levantamentos.

Tabela 6 - Dados das referencias de níveis utilizados para triangulação (DATUM SIRGAS 2000).

Ponto	Latitude	Longitude	Fonte
Estação Politécnica – POLI	23° 33' 20,3323" S	46° 43' 49,1232" W	RBMC - Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo dos Sistemas GNSS
Estação 2143F– RNBERTIOGA	23 ° 45 ' 21 " S	45 ° 53 ' 59 "W	Relatório de Estação Geodésica (IGBE)
Estação SENAI	23°46'16,10279" S	45°56'25,46559" W	Obtida em campo

6.3.1.2 Processamento

A etapa de processamento consiste no procedimento de georreferenciamento das fotografias aéreas e fotointerpretação que inclui o reconhecimento das feições, confecção dos mapas temáticos e extração das diversas variáveis para as demais análises.

6.3.1.2.1 Georreferenciamento

O método de georreferenciamento de uma imagem consiste em relacionar as coordenadas da imagem com as coordenadas reais do local. O processo pode ser realizado com a ajuda do Sistema de Informação Geográfica (Araujo, et al. 2009). Neste trabalho foi utilizado o ArcGis® 10, com o módulo ArcMap®, e a ferramenta “Georeferencing tools”.

O georreferenciamento da fotografia do ano de 2007 foi realizado pelo sistema de projeção UTM, DATUM WGS-1984 zona 23S. A partir dessa fotografia, tanto os pontos de controle coletados quanto a própria fotografia de 2007 foram utilizados para retificar as demais fotos.

O método de interpolação dos pontos de controle utilizados foi *spline* localizado na ferramenta do “Georeferencing tools”. A transformação *spline* é um método que otimiza a precisão local, mas não a precisão global. É baseada em uma função *spline* polinomial por partes, que mantém a continuidade e a lisura entre polinômios adjacentes. (ESRI, 2012).

Esta metodologia requer um mínimo de 10 pontos de controle e quanto mais pontos forem adicionados, maior a precisão geral da transformação.

Essa interpolação foi adotada para minimizar os erros dos pontos de controle posicionados longe da área de interesse que ao serem adicionados eleva o RMS ou EQM (erro quadrático médio) e distorce a fotografia. No entanto, o EQM nesse tipo de interpolação torna-se zero.

De acordo com o Federal Geographic Data Committee - FGDC (1998), o método de utilizar no mínimo 20 pontos de controle é realizado para aumentar a precisão global e gerar através do EQM das fotos um intervalo de confiança de 95%.

Ao mesclar os dois métodos, padrão FGDC (1998) e a transformação *spline*, há um aumento da precisão global e local. No entanto, não foi possível mensurar o intervalo de confiabilidade de 95% de acordo com a metodologia proposta pelos métodos, devido o valor do EQM ser zero para todas as fotografias.

Com isso, houve a necessidade de extrapolar um valor de EQM para mensurar um intervalo de confiança máximo, no sentido de analisar a variação da linha de costa.

Como a fotografia do ano de 2007 é a mais recente e as demais fotos foram georreferenciada tendo como base o erro relativo dessa fotografia, foi utilizado o valor do EQM gerado em um polinômio de 1º grau dessa foto, antes de fazer a transformação *spline*. Esse erro corresponde a um EQM de 7 m.

O intervalo de confiança de 95% ($EQM_{95\%}$), de acordo com FGDC (1998) é calculado a partir da equação 6.

$$EQM \text{ ou } RMS_{95\%} = EQM \times 1,7308 \quad (6)$$

Onde, 1,7308 é uma constante proposta por Greenwalt e Schultz (1968) e FGDC (1998).

Os intervalos de confiança obtidos para cada ano analisado são apresentados nos resultados da variação de linha de costa.

6.3.2 Fotogrametria Interpretativa

Os mapas foram construídos pelo processo de vetorização das fotografias áreas (*raster*) sendo selecionadas as feições geomorfológicas e condições hidrodinâmicas locais visíveis.

A delimitação das feições geomorfológicas foi realizada pela ferramenta de sistema de informação geográfica ArcGis 9.3 utilizando as propriedades das imagens (*layer properties*) na aba de simbologia (*symbolology*), na qual é possível extrair cores (bandas) ou alterar a luminosidade da fotografia para diminuir as diferenças das cores entre os pixels para por fim, obter uma

linearização das extremidades das feições pelo item *stretch* e assim construir as mapas temáticos.

A Figura 18 mostra o processo de delimitação da zona de surfe com os parâmetros de luminosidade da fotografia alterados para melhor visualização da área a ser delimitada. Esse processo foi realizado para cada feição geomorfológica extraída da fotografia para a construção dos mapas temáticos.

O cordão arenoso foi delimitado pela observação da linha de vegetação com a interface areia seca areia molhada.

Figura 18 – Fotografia do ano de 1995 com os parâmetros de luminosidade alterados para melhor visualização da feição para a delimitação da área e construção do mapa temático.

O parâmetro linha de costa foi adotado com base nos conhecimentos de declividade e tipo de praia. No caso de Itaguapé foi utilizado a linha de vegetação, devido a praia ser de baixa declividade e considerada como uma praia dissipativa a intermediária.

6.4 Variação da linha de costa

A análise da variação da linha de costa foi obtida pela extensão *DSAS 4.2 (Digital Shoreline Analyses System)* da ferramenta *ArcGis®*, de acordo com metodologia descrita por Himmelstoss (2009).

Esta ferramenta de extensão do *software* permite realizar vários cálculos de estatística para estudar a linha de costa. Nesse trabalho para calcular a variação da linha de costa foi adotada a taxa de variação linear entre duas linhas de costa, denominada EPR (End Point Rate).

A variação linear (EPR) tem como fundamento calcular a distância percorrida pela linha de costa e dividi-la pelo tempo decorrido entre as duas datas. Sendo assim, somente pode ser utilizada entre duas datas transcorridas.

A região selecionada para análise foi dividida em dois setores e representa a parte côncava do canal (Figura 19).

Figura 19 – área e localização dos setores analisados na variação de linha de costa.

O espaço entre os transectos são de 30 m. O setor 1 apresenta 10 transectos de 180m e o setor 2 possui 19 transectos de 100m.

6.5 Determinação da área de perigo relacionada ao canal

A metodologia adotada para a determinação da área de perigo relacionadas ao canal foi desenvolvida com base na metodologia de Vila-Concejo, et al. (2006) e adaptada conforme a necessidade dos dados obtidos e realidade da área de estudo.

A metodologia de Vila-Concejo et al. (2006) propõe a mínima área de perigo relacionada aos canais e classifica o canal como: padrão de migração de alta energia ou padrão de migração de baixa energia.

O padrão migração de alta energia engloba canais com as seguintes características, a largura do canal é constante, o canal retorna ao estágio inicial de reajustamento e possui baixas taxas de migração.

O padrão de migração de baixa energia é caracterizado por possuir uma ampla largura do canal, é instável geometricamente e em eventos de tempestade produz rupturas ao longo da barreira, podendo ocorrer processos construtivos a barlar (*updrift*) do cordão arenoso.

Para o emprego desse método são extraídos das fotografias aéreas dados de largura do canal, comprimento do caminho de migração, extensão das áreas de leques de sobrelevagem.

Entretanto, essa metodologia foi criada para um sistema de ilha barreira de canais de maré (*tidal inlets*). Para utilizá-la na barra de Itaguaré, que é um canal junto a um sistema de desembocadura de rio (*river inlets*) associada a uma praia de ser de baixa declividade e faltar dados sobre o levantamento aerofotográfico foram necessárias algumas adaptações, como a inserção da extensão das áreas de inundação como um parâmetro determinante da área de perigo e também a extrapolação da largura máxima do canal por falta de conhecimento do nível da maré no momento da obtenção da foto.

Após a classificação do padrão de migração e extração dos parâmetros das fotografias aéreas, o passo seguinte é quantificar a área de perigo relacionada ao canal através da equação 7:

APC	- MLC + CCM + EALS + EAI (Alta energia)
	- MLC/2 + CCM + EALS + EAI (Baixa energia)

(7)

Onde:

APC - área de perigo relacionada ao canal

MLC - máxima largura do canal

CCM - comprimento do caminho de migração

EALS - extensão das áreas dos leques de sobrelavagem (*overwash*)

EAI – extensão das áreas de inundação

7 RESULTADOS

Os resultados serão apresentados na seguinte sequência, caracterização do clima de ondas, caracterização sedimentar, evolução histórica, análise da variação da linha de costa e determinação da área de perigo relacionada ao canal.

7.1 Caracterização do clima de ondas

Os dados de ondas foram divididos em séries temporais correspondentes as datas das fotografias aéreas, de 1948 a 1962, de 1963 a 1973, de 1974 a 1980, de 1981 a 1994 e de 1995 a 2010.

Para cada série temporal foram obtidos os dados descritivos e regime médio para as variáveis de altura significativa de onda (H_s) e período de pico (T_p).

Os dados da série de ondas foram extraídos de um ponto localizado na frente da praia de Itaguapé (Figura 12), que é uma região abrigada das ondulações provenientes do quadrante E-N, devido estarem posicionados na área de sombreamento da Ilha Bela de São Sebastião. Essas ondulações difratam na ponta da ilha e entram na região como ondulações provenientes do quadrante S-E. Por isso ocorre nos resultados abaixo a ausência dessas ondulações.

7.1.1 Série temporal de 1948 a 1962

A série temporal obtida para a variável de altura significativa de onda está exposta na Figura 20, que indica que a H_s , durante esse período, não ultrapassou 3m.

Figura 20–Série temporal de 1948 a 1962 da altura significativa de ondas (Hs).

As direções mais frequentes das ondas na frente da praia de Itaguapé são do quadrante E-S que representam 99% do total das direções (Figura 21).

As ondulações provenientes de SSE são mais frequentes com 64% de ocorrência, as ondulações provenientes de SE com 27% e S com 8% ocorrem com menor frequência, mas são as mais energéticas.

Figura 21 – Rosa e Tabela de probabilidade de ocorrência de altura de onda significativa por direções.

O período de pico para cada quartil, sendo as ondulações de SSE a mais representativa com período de pico de 50% do tempo de 7,47s (Figura 22).

Figura 22 – Rosa e Tabela de probabilidade de ocorrência de período de pico por direções.

No gráfico da Figura 23 estão representados os dados calibrados de altura de onda e período de pico (pontos pretos), mas cabe destacar que o regime escalar só foi determinado para um intervalo entre 10% - 99.5% de probabilidade acumulada (reta vermelha). Os parâmetros de ajuste μ e σ estão representados nas imagens.

O regime médio da altura de onda significativa fica entre 0,8m a 2,3m e do período de pico entre 5,5s a 13s aproximadamente.

Figura 23 - Regime escalar médio da altura significativa de onda, Hs, (a) e período de pico, Tp, (b)

7.1.2 Série temporal de 1963 a 1973

Na Figura 24 está apresentada a série temporal de H_s obtida para o período de 1963 a 1973. A série apresenta dois eventos nos quais a altura de ondas atinge a marca de 3m (em vermelho). No entanto, ocorreram longos períodos de pequenas variações da altura de onda.

Figura 24 - Série temporal de 1963 a 1973 da altura significativa de ondas (H_s).

A Figura 25 indica as direções mais frequentes das ondas na frente da praia de Itaguapé são do segundo quadrante que representa 98% do total das direções.

As ondulações provenientes de SSE são as mais frequentes com 63% de ocorrência, as ondulações provenientes de SE com 22% e as de S com 13% de ocorrência.

O período de pico para cada quartil está referido na Figura 26, sendo as ondulações de SSE são as mais representativas, com período de pico de 50% do tempo de 7,55s.

Figura 25– Rosa e Tabela de probabilidade de ocorrência de altura de onda significativa por direções.

Figura 26 - Rosa e Tabela de probabilidade de ocorrência de período de pico por direções.

O regime médio para a Hs fica entre 0,8m a 2,4m aproximadamente e para o Tp varia entre 5,5s a 13s aproximadamente (Figura 27).

Figura 27 - Regime escalar médio da altura significativa de onda (a) e período de pico (b).

7.1.3 Série temporal de 1974 a 1980

A série temporal de Hs obtida para esse período (Figura 28) apresenta um evento no qual a altura de ondas atinge a marca de 3m (em vermelho). No entanto, ocorreram longos períodos de pequenas variações da altura de onda.

Figura 28 - Série temporal de 1974 a 1980 da altura significativa de ondas (Hs).

A Figura 29 indica que 98% da ondulação nesse período estão no quadrante E-S, sendo que as ondulações de SSE tiveram 62% de ocorrência, as de SE compõe a série com 24% e as de S com 12% de ocorrência.

Figura 29 - Rosa e Tabela de probabilidade de ocorrência de altura de onda significativa por direções.

As ondulações de SSE se comportaram 50% do tempo analisado com altura significativa de onda de 1,17m.

A Figura 30 apresenta os quartis com os períodos de pico registrados nesse período.

Figura 30 - Rosa e Tabela de probabilidade de ocorrência de período de pico por direções.

O menor período de pico apresentado durante 50% do tempo analisado foi proveniente das ondulações de SE com 6,9s.

O regime médio de altura de onda varia de 0,8m a 2,4m, e o de período de pico de 5,5s a 13,5s aproximadamente (Figura 31).

Figura 31 - Regime escalar médio da altura significativa de onda (a) e período de pico (b).

7.1.4 Série temporal de 1981 a 1994

A Figura 32 apresenta a altura significativa de ondas na série temporal com quatro eventos de pico com ondas superiores ou iguais a 3m.

Figura 32 - Série temporal de 1981 a 1994 da altura significativa de ondas (Hs), em vermelho as ondas que ultrapassaram 3m de altura significativa.

Durante o período analisado, 98% da ondulação são provenientes do quadrante E-S, sendo que as ondulações de SSE ainda são as mais frequentes, porém abaixou para 61% de ocorrência e as ondulações de SE aumentaram para 25% de ocorrência e as ondulações provenientes de S com 12% de frequência (Figura 33).

Figura 33 - Rosa e Tabela de probabilidade de ocorrência de altura de onda significativa por direções.

O período de pico das ondulações do quadrante E-S foram equivalentes a 7s em 50% do tempo que foi analisado. Isso pode ser observado na Figura 34.

Figura 34 - Rosa e Tabela de probabilidade de ocorrência de período de pico por direções.

O regime médio para Hs é de 0,5m a 2,4 para o Tp é entre 5,7s a 13,5s (Figura 39).

Figura 35 -Regime escalar médio da altura significativa de onda (a) e período de pico (b).

7.1.5 Série temporal de 1995 a 2010

A série da altura significativa de onda apresenta um período de maior energia, com 7 picos que ultrapassam a marca de 3m (Figura 36).

Figura 36 - Série temporal de 1994 a 2010 da altura significativa de ondas (H_s).

A figura 37 indica que as ondulações provenientes de SSE tem 65% de ocorrência, as de SE 21% e as de S 12% que compõem os 98% das ondulações do quadrante E-S.

Figura 37 - Rosa e Tabela de probabilidade de ocorrência de altura de onda significativa por direções.

O período de pico para essas ondulações variaram de 7s a 8 durante 50% do tempo analisado (Figura 38).

Figura 38 – Rosa e Tabela de probabilidade de ocorrência de período de pico por direções.

A altura significativa de onda teve a maior frequência de ocorrência de ondas com 1m e 1,3m e para o período de pico de 7s a 8s.

O regime médio para a Hs está entre 0,6m a 2,4m e o Tp entre 5,7s a 14s (Figura 39).

Figura 39 - Regime escalar médio da altura significativa de onda (a) e período de pico (b).

7.1.6 Série temporal de 1948 a 2010

A série de ondas de 1948 a 2010 estão expostas como probabilidade de frequência de direção para a altura de onda significativa e período de pico nas Figuras 40 e 41.

As ondulações provenientes de SSE apresentam se como a mais frequente com 63% de ocorrência e com altura significativa de onda em metade do tempo verificado de 1,2m e com período de pico de 7,7s.

As ondulações provenientes de SE apresentam 24% de probabilidade de frequência com altura significativa de onda de 1,2m e período de pico de 6,9s.

As ondulações provenientes de S apresentam 11% de probabilidade de frequência com altura significativa de ondas de 1m e período de pico de 7,8s na metade do tempo analisado.

Ainda nas figuras constam algumas direções de ondas que ocorrem com menor frequência (abaixo de 1% de ocorrência), são ondulações provenientes de ESE com $H_{s50\%}$ 1m e $T_{p50\%}$ 7,1s, ondulações provenientes de SSW com $H_{s50\%}$ 0,96m e $T_{p50\%}$ 7,3s e ondulações provenientes de SW com $H_{s50\%}$ 0,94m e $T_{p50\%}$ 6,9s.

TABLA ESTADISTICOS BASICOS

Variable medida:Hs

direcciones(°)	prob.direccion	Hs _{50%}	Hs _{90%}	Hs _{99%}	Hs ₁₂
N	0.0000	0.6200	0.7500	0.7500	0.7500
NNE	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
NE	0.0000	0.5400	0.5400	0.5400	0.5400
ENE	0.0000	0.6200	0.6200	0.6200	0.6200
E	0.0000	1.1600	1.1900	1.1900	1.1900
ESE	0.0003	1.0750	1.3900	1.8676	1.9300
SE	0.2413	1.1900	1.5900	1.9800	2.2400
SSE	0.6312	1.2200	1.7500	2.2700	2.6600
S	0.1141	1.0500	1.6500	2.3000	2.7200
SSW	0.0124	0.9600	1.4300	1.9325	2.3385
SW	0.0007	0.9400	1.3500	1.8461	1.9284
WSW	0.0000	0.7600	0.8100	0.8100	0.8100
W	0.0000	0.7250	0.8200	0.8200	0.8200
WNW	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
NW	0.0000	0.4600	0.4600	0.4600	0.4600
NNW	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000

Figura 40 - Tabela de probabilidade de ocorrência de altura de onda significativa por direções.

TABLA ESTADISTICOS BASICOS

Variable medida:Tp

direcciones(°)	prob.direccion	Tp _{50%}	Tp _{90%}	Tp _{99%}	Tp ₁₂
N	0.0000	2.4500	2.6900	2.6900	2.6900
NNE	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
NE	0.0000	2.4400	2.4400	2.4400	2.4400
ENE	0.0000	10.7700	10.7700	10.7700	10.7700
E	0.0000	9.7500	9.7700	9.7700	9.7700
ESE	0.0003	7.1000	9.6160	11.1868	11.6300
SE	0.2413	6.9200	8.9900	10.9900	12.4000
SSE	0.6312	7.6700	10.4000	12.9000	14.3800
S	0.1141	7.8900	10.7300	13.1637	14.5212
SSW	0.0124	7.3500	9.5000	11.3750	12.9337
SW	0.0007	6.9400	9.0720	11.0605	14.4265
WSW	0.0000	3.4000	9.7500	9.7500	9.7500
W	0.0000	3.4850	4.2800	4.2800	4.2800
WNW	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
NW	0.0000	8.8300	8.8300	8.8300	8.8300
NNW	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000

Figura 41 - Tabela de probabilidade de ocorrência de período de pico por direções.

7.2 Caracterização sedimentar

Os resultados obtidos para a estatística granulométrica estão apresentados na Tabela 7.

Tabela 7 - Resultados das análises estatísticas baseados em Folk e Ward (1957) das amostras coletadas.

Amostras	Data	% CaCO ₂	Intervalos predominantes ϕ	Parâmetros estatísticos de Folk e Ward (1957)			
				* Diâmetro Médio ϕ	** Desvio Padrão Gráfico	*** Assimetria Gráfica	**** Curtose Gráfica
1	14/07	0,42	2,5 a 4,0	3(AMF)	0,26 (MBS)	-0,24(AN)	1,06 (M)
2	14/07	0,69	0,5 a 4,0	2,89 (AF)	0,36 (BS)	-0,20(AN)	1,04 (M)
3	14/07	2,75	1,5 A 4,0	2,85 (AF)	0,44 (BS)	-0,40 (AN)	0,98 (M)
1	17/08	1,80	0,5 a 4,0	3,03 (AMF)	0,28 (MBS)	-0,20 (AN)	1,07 (M)
2	17/08	2,89	0,5 a 4,0	2,74 (AF)	0,45 (BS)	-0,27 (AN)	1,09 (M)
3	17/08	1,29	2,0 a 4,0	2,84 (AF)	0,35 (MBS)	-0,23 (AN)	0,90 (M)
4	17/08	1,13	2,0 a 4,0	2,99 (AF)	0,30 (MBS)	-0,26 (AN)	1,05 (M)
5	17/08	1,52	1,5 A 4,0	2,74 (AF)	0,38 (BS)	-0,12 (AN)	0,85 (P)
6	17/08	1,90	1,5 A 4,0	3,05 (AMF)	0,28 (MBS)	-0,26 (AN)	1,17 (L)
7	17/08	2,14	2,0 a 4,0	3,02 (AMF)	0,32 (MBS)	-0,30 (AN)	1,18 (L)
8	17/08	1,00	2,0 a 4,0	2,94 (AF)	0,27 (MBS)	-0,14 (AN)	0,99 (M)
9	17/08	0,03	2,0 a 4,0	2,86 (AF)	0,27 (MBS)	-0,08 (AS)	1,0 (M)
10	17/08	1,43	2,0 a 4,0	2,98 (AF)	0,27 (MBS)	-0,20 (AN)	1,02 (M)
1	20/12	0,30	1,5 A 4,0	2,78 (AF)	0,37 (BS)	-0,13 (AN)	0,79 (P)
2	20/12	2,23	0,5 a 4,0	3,04 (AMF)	0,20 (MBS)	-0,30 (AMN)	1,30 (L)
3	20/12	2,51	0,5 a 4,0	3,12 (AMF)	0,23 (MBS)	-0,17 (AN)	1,28 (L)
4	20/12	2,15	0,5 a 4,0	3,10 (AMF)	0,22 (MBS)	-0,06 (AS)	1,05 (M)
5	20/12	0,49	2,0 a 4,0	2,87 (AF)	0,30 (BS)	-0,14 (AN)	1,0 (M)

Legenda das siglas para os parâmetros estatísticos de Folk e Ward (1957):

* Diâmetro Médio = (AMF) Areia Muito Fina; (AF) Areia Fina

** Desvio Padrão Gráfico = (MBS) Muito Bem Selecionado e (BS) Bem Selecionado

*** Assimetria Gráfica = (AN) Assimetria Negativa; (AS) Aproximadamente Simétrica e (AMN) Assimetria Muito Negativa

**** Curtose Gráfica = (L) Leptocúrtica; (M) Mesocúrtica e (P) Platicúrtica

O sedimento é aproximadamente 99% composto por areias (material terrígeno) e a porcentagem de carbonatos (CaCO₃) presentes nas amostras são desprezíveis, variando entre 0,03 – 2,89%.

O grau de seleção do sedimento variou entre bem selecionados e muito bem selecionados, dando indícios de que esses sedimentos são transportados pela água e gravidade pelo mecanismo de tração junto ao fundo.

A maior parte das amostras analisadas possui assimetria gráfica negativa e um padrão de curtose gráfica com uma curva mesocúrtica.

As frações predominantes dos sedimentos coletados apresentam-se arredondados a bem arredondados, dando indícios de retrabalhamento como observado em Tessler (1988) nos cordões arenosos do litoral centro-sul paulista, vinculados aos processos deposicionais associado aos fenômenos glacio eustáticos do Quaternário Superior.

7.3 Descrição da evolução histórica do canal de Itaguapé

Os mapas temáticos da Barra de Itaguapé são apresentados na escala de 1:12.000, onde estão descritos as feições geomorfológicas presentes em cada ano, as fotografias aéreas de cada ano que foram interpretadas estão nos anexos (I, II, III, IV e V). Os mapas temáticos da praia de Itaguapé estão em anexo (VI, VII, VIII, IX e X) na escala de 1:45.000.

7.3.1 Ano de 1962

O mapa temático da Barra de Itaguapé do ano de 1962 (Figura 42) apresenta um amplo cordão arenoso ao redor da desembocadura com presença de vegetação rasteira e de um leque de sobrelavagem (*overwash*) orientado para N-NE na margem E-NE da desembocadura.

O canal principal é observado ao centro do estuário com alguns deltas de maré enchente relativamente menores que os deltas de maré vazante.

Os deltas de maré vazante estão posicionados em frente e no centro da desembocadura.

Os trens de ondas apresentam a direção de E-SE e os bancos na zona de surfe estão típicos de praias intermediárias.

As estradas e pontes não são pavimentadas e ao redor da desembocadura a própria praia é utilizada como passagem de veículos.

Mapa temático da Barra de Itaguapé do ano de 1962

	Bancos estuarinos		Delta de maré vazante		Vegetação rasteira
	Cordão arenoso		Promontório rochoso		Vias de acesso
	Corpos d'água		Trem de ondas		Zona de surfe
	Delta de maré enchente		Vegetação densa		

Figura 42– Mapa temático da barra de Itaguapé no ano de 1962.

7.3.2 Ano de 1973

No mapa temático da Barra de Itaguapé do ano de 1973 (Figura 43), o canal principal migrou para SW, erodindo o cordão arenoso a sotomar do canal (S-SW) e progredindo a porção a barlar (E-NE).

O delta de maré vazante está orientado para E no sentido da deriva litorânea preferencial. O banco do delta de maré vazante que está localizado à SW do canal principal está maior do que o banco a NE. Indício de trapeamento do sedimento proveniente da deriva litorânea bloqueado no processo de *bypass* sedimentar.

Os trens de ondas são provenientes da direção E-SE.

A vegetação rasteira alastrou-se sobre o cordão arenoso situado do lado E-NE do canal principal iniciando um processo de estabilização desse lado da desembocadura.

A forma do leque de sobrelevagem modificou-se, encontrando-se nessa data mais estreito do que no ano de 1962.

Figura 43 - Mapa temático da barra de Itaguapé no ano de 1973.

7.3.3 Ano de 1980

No mapa temático da Barra de Itaguapé do ano de 1980 (Figura 44), a desembocadura apresenta uma mudança da geometria, alterando o tamanho da largura e comprimento.

Tornou-se mais estreita e alongada, aproximando-se da estrada de chão batido que margeia o lado SW do canal, denominada na legenda do mapa de vias de acessos.

A saída do canal principal está rumo NE que é o sentido da deriva litorânea preferencial por entre os deltas de maré vazante.

O delta de maré vazante está menor com relação aos anos anteriores e está situado à frente da desembocadura bloqueando a entrada de ondas de SE pelo canal.

Os trens de ondas estão se aproximando da costa de E-SE.

A feição do leque de sobrelavagem está presente e ao lado dela verifica-se um processo erosivo no meandro. Ainda no cordão arenoso à NE da desembocadura, a vegetação rasteira continua se alastrando ganhando área de ocupação. Indício que durante o período as ondas não sobrepueram o cordão arenoso.

Figura 44 - Mapa temático da barra de Itaguapé no ano de 1980.

7.3.4 Ano de 1994

No mapa temático de 1994 (Figura 45) o cordão arenoso da praia está estreito e a praia apresenta uma extensa área de zona de surfe com ondulação

proveniente de S-SE com características de um estágio morfodinâmico dissipativo.

Figura 45 - Mapa temático da barra de Itaguapé no ano de 1994.

Um segundo canal está aberto no leque de sobrelavagem. O sistema estuarino está com a presença de três canais abertos. O canal principal, o canal aberto pelo processo de *overwash* e um córrego a S-SW da desembocadura que sai da região do manguezal.

O delta de maré enchente encontra-se fragmentado e maior com relação aos outros anos com marcas de correntes de maré por todo estuário. Isso indica que o processo de ondas está dominando o local no momento.

O delta de maré vazante está com o banco SW maior que o banco a NE do canal principal. Processo que serve de armadilha de sedimento proveniente da deriva litorânea.

A estrada Rio-Santos já está construída e as antigas estradas de chão batido estão sendo abandonadas e aos poucos reflorestadas por vegetação secundária, podendo ser vista nas vias de acesso presentes no mapa.

No anexo IX é possível visualizar o processo de loteamento da praia de Itaguaré, próximo do promontório rochoso e da praia de São Lourenço.

7.3.5 Ano de 2007

No mapa temático do ano de 2007 (Figura 46) a vegetação avançou em direção ao oceano e diminuiu a área do cordão arenoso.

No cordão arenoso posicionado a E-NE do canal, a vegetação que era rasteira tornou-se alta e densa e avançou em direção ao oceano e a NE estreitando a área do leque de sobrelavagem.

Os trens de onda aproximam-se da costa de S-SE com a praia apresentando características de estágio morfodinâmico dissipativo (Anexo V).

O delta de maré vazante está dividido em três bancos e orientado para E.

As antigas estradas presentes nas demais datas foram abandonadas e ocupadas por vegetação.

Figura 46 - Mapa temático da barra de Itaguapé no ano de 2007.

7.4 Variação da linha de costa

Os resultados da variação da linha de costa para o período de 1962 a 2007 são apresentados em forma de tabelas e mapas.

Para saber a variação significativa que supera a margem de erro para cada ano como exposta no capítulo materiais e métodos no item 6.3.1.2.1 e proporciona um intervalo de confiança de 95% foram realizados os cálculos e os resultados estão presentes na Tabela 8.

Tabela 8 - Limite dos erros confiáveis para comparação da variação de linha de costa. A metodologia divide a o EQM ou RMS das fotografias pela quantidade de anos que as distanciam.

Ano	Nível de confiança de 95% (EQM *1,7308) (m)	Divididos pelos anos decorridos (m)
1962 – 1973	12,12	1,10
1973– 1980	12,12	1,73
1980 – 1994	12,12	0,87
1994 – 2007	12,12	0,93
1962 – 2007	12,12	0,27

Nas Tabelas que serão apresentadas nos subitens abaixo constam as informações da variação linear (EPR – *end point rate*) e a variação total entre as duas linhas analisadas. As variações significativas que estão fora da margem de erro e devem ser consideradas como variação real, estão em vermelho nas tabelas abaixo.

Os mapas apresentam a localização dos setores e a posição dos transectos analisados.

7.4.1 Variação da Linha de costa dos anos de 1962 a 1973

A Tabela 9 mostra a variação da linha de costa nos dois setores entre os anos de 1962 a 1973.

No setor 1 ocorreu progradação da linha de costa de aproximadamente 90m entre os transectos 7 a 10.

No setor 2 houve uma retração da linha de costa em todos os transectos, no entanto a retração significativa ocorreu entre os transectos 11 a 19.

Tabela 9 - Valores do EPR (m/ano) e a distância total (m) da variação em cada perfil de cada setor, em vermelho os valores com variação significativa.

Setor 1	EPR (m/ano)	Distância total (m)	Setor 2	EPR (m/ano)	Distância total (m)
1	2.17	23.87	1	-0.07	-0.77
2	0.51	5.61	2	-0.69	-7.59
3	0.31	3.41	3	-0.11	-1.21
4	-0.28	-3.08	4	-0.46	-5.06
5	-0.22	-2.42	5	-0.47	-5.17
6	-0.34	-3.74	6	-0.47	-5.17
7	7.49	82.39	7	-0.40	-4.4
8	7.74	85.14	8	-0.37	-4.07
9	8.12	89.32	9	-0.78	-8.58
10	7.95	87.45	10	-0.57	-6.27
			11	-1.12	-12.32
			12	-1.49	-16.39
			13	-1.77	-19.47
			14	-2.07	-22.77
			15	-1.69	-18.59
			16	-1.78	-19.58
			17	-1.85	-20.35
			18	-1.33	-14.63
			19	-1.90	-20.9

A Figura 47 ilustra a variação da linha de costa em cada setor. O quadro no canto direito superior mostra as duas linhas de costas que estão sendo comparadas sobre a fotografia aérea do ano de 1962. Os quadros maiores apresentam as linhas de costas comparadas e os perfis de cada setor com a escala da variação do EPR encontrado para cada transecto.

No setor 1 o intervalo escalar da variação do EPR está entre -0,3m/ano a 8,1m/ano. No setor 2 o intervalo escalar da variação do EPR está de -2,1m/ano a -0,1m/ano.

Figura 47 - Mapa da variação da linha de costa da barra do Itaipu de 1962 a 1973.

7.4.2 Variação da Linha de costa dos anos de 1973 a 1980

A Tabela 10 mostra a variação da linha de costa nos dois setores entre os anos de 1973 a 1980.

No setor 1 ocorreu uma progradação significativa da linha de costa nos transectos 2, 3, 5 e 6.

No setor 2 houve uma retração da linha de costa entre os transectos 4 ao 12, no entanto a retração significativa que ficou fora do intervalo de confiança ocorreu apenas nos transectos 8 a 10. No transecto 1 ocorreu progradação da linha de costa de aproximadamente 35m.

Tabela 10 - Valores do EPR (m/ano) e a distância total (m) da variação em cada perfil de cada setor entre os anos de 1973 a 1980.

Setor 1	EPR (m/ano)	Distância total (m)	Setor 2	EPR (m/ano)	Distância total (m)
1	--	--	1	2.73	35.49
2	8.80	114.4	2	0.22	2.86
3	3.87	50.31	3	-0.30	-3.9
4	0.47	6.11	4	-1.00	-13
5	5.43	70.59	5	-1.05	-13.65
6	3.33	43.29	6	-1.09	-14.17
7	0.00	0	7	-1.39	-18.07
8	0.17	2.21	8	-1.98	-25.74
9	-0.20	-2.6	9	-1.50	-19.5
10	0.76	9.88	10	-1.89	-24.57
			11	-1.28	-16.64
			12	-0.57	-7.41
			13	-0.37	-4.81
			14	-0.24	-3.12
			15	-0.06	-0.78
			16	0.29	3.77
			17	0.34	4.42
			18	-0.04	-0.52
			19	0.37	4.81

O transecto 1 do setor 1 não foi calculado pelo programa devido a distancia entre as linhas de costa terem ultrapassados o tamanho de 180m do transecto pré estabelecido. Porém, como o local é a curva do meandro, o transecto 1 do setor 2 calculou essa variação de acresção da linha de costa no local.

A Figura 48 apresenta a variação da linha de costa em cada setor. O quadro no canto direito superior mostra as duas linhas de costas que estão sendo comparadas sobre a fotografia aérea do ano de 1973. Os quadros maiores apresentam as linhas de costas comparadas e os perfis de cada setor com a escala da variação do EPR encontrado para cada transecto.

No setor 1 o intervalo escalar da variação do EPR está entre -0,2m/ano a 8,8m/ano. No setor 2 o intervalo escalar da variação do EPR está de -2m/ano a 2,7m/ano.

Figura 48–Mapa da variação da linha de costa da barra do Itaguaré de 1973 a 1980.

7.4.3 Variação da Linha de costa dos anos de 1980 a 1994

A Tabela 11 mostra a variação da linha de costa nos dois setores entre os anos de 1980 a 1994.

No setor 1 ocorreu uma progradação significativa da linha de costa no transecto 3 e retração da linha de costa nos transectos 6, 9 e 10.

No setor 2 houve uma retração da linha de costa em todos os transectos, sendo que os únicos que não podem ser considerados como uma variação significativa pela margem de erro estipulada são os transectos 5, 10 e 17.

Tabela 11 - - Valores do EPR (m/ano) e a distância total (m) da variação em cada perfil de cada setor entre os anos de 1980 a 1994.

Setor 1	EPR (m/ano)	Distância total (m)	Setor 2	EPR (m/ano)	Distância total (m)
1	--	--	1	-1.81	-25.34
2	0.08	1.12	2	-1.24	-17.36
3	3.19	44.66	3	-1.07	-14.98
4	0.58	8.12	4	-0.92	-12.88
5	0.82	11.48	5	-0.51	-7.14
6	-2.13	-29.82	6	-1.22	-17.08
7	0.22	3.08	7	-1.42	-19.88
8	0.05	0.70	8	-1.47	-20.58
9	-1.86	-26.04	9	-1.41	-19.74
10	-5.00	-70.00	10	-0.75	-10.50
			11	-1.57	-21.98
			12	-1.78	-24.92
			13	-1.27	-17.78
			14	-1.02	-14.28
			15	-1.09	-15.26
			16	-1.01	-14.14
			17	-0.76	-10.64
			18	-1.07	-14.98
			19	-1.11	-15.54

A Figura 49 apresenta a variação da linha de costa em cada setor. O quadro no canto direito superior mostra as duas linhas de costas que estão sendo comparadas sobre a fotografia aérea do ano de 1980. Os quadros maiores apresentam as linhas de costas comparadas e os perfis de cada setor com a escala da variação do EPR encontrado para cada transecto.

No setor 1 o intervalo escalar da variação do EPR está entre -5m/ano a 3,2m/ano. No setor 2 o intervalo escalar da variação do EPR está de -1,8m/ano a -0,5m/ano.

Figura 49 - Mapa da variação da linha de costa da barra do Itaipu de 1980 a 1994.

7.4.4 Variação da linha de costa dos anos de 1994 a 2007

A Tabela 12 mostra a variação da linha de costa nos dois setores entre os anos de 1994 a 2007.

No setor 1 ocorreu uma progradação significativa da linha de costa nos transectos 4, 5, 9 e 10 e retração da linha de costa nos transectos 6 e 7.

No setor 2 houve uma retração da linha de costa muito próximo ao intervalo de confiança nos transectos 9 e 10. Os demais transectos houve retração, no entanto estão dentro da margem de erro e não devem ser considerados.

Tabela 12 - Valores do EPR (m/ano) e a distância total (m) da variação em cada perfil de cada setor entre os anos de 1994 a 2007.

Setor 1	EPR (m/ano)	Distância total (m)	Setor 2	EPR (m/ano)	Distância total (m)
1	-0.65	-8.45	1	-0.88	-11.44
2	-0.62	-8.06	2	-0.34	-4.42
3	0.27	3.51	3	-0.83	-10.79
4	4.18	54.34	4	-0.29	-3.77
5	1.32	17.16	5	-0.59	-7.67
6	-1.26	-16.38	6	-0.40	-5.2
7	-1.33	-17.29	7	-0.55	-7.15
8	-0.67	-8.71	8	-0.46	-5.98
9	0.94	12.22	9	-1.09	-14.17
10	4.41	57.33	10	-1.09	-14.17
			11	-0.63	-8.19
			12	-0.54	-7.02
			13	-0.73	-9.49
			14	-0.65	-8.45
			15	-0.42	-5.46
			16	-0.49	-6.37
			17	-0.65	-8.45
			18	-0.66	-8.58
			19	-0.39	-5.07

A Figura 50 apresenta a variação da linha de costa em cada setor. O quadro no canto direito superior mostra as duas linhas de costas que estão sendo comparadas sobre a fotografia aérea do ano de 1994. Os quadros maiores apresentam as linhas de costas comparadas e os perfis de cada setor com a escala da variação do EPR encontrado para cada transecto.

No setor 1 o intervalo escalar da variação do EPR está entre -1,3m/ano a 5m/ano. No setor 2 o intervalo escalar da variação do EPR está de -1,1m/ano a -0,3m/ano.

Figura 50 - Mapa da variação da linha de costa da barra do Itaguapé de 1994 até 2007.

7.4.5 Variação total da linha de costa

A variação total dos 45 anos analisados (1962 a 2007) está expressa na Tabela 13.

O setor 1 progrediu com relação a 1938 em todos os transectos e o setor 2 retraiu em todos os transectos.

Tabela 13 - Valores do EPR (m/ano) e a distância total (m) da variação em cada perfil de cada setor entre os anos de 1962 a 2007.

Setor 1	EPR (m/ano)	Distância total (m)	Setor 2	EPR (m/ano)	Distância total (m)
1	0.38	17.1	1	-0.41	-18.45
2	1.34	60.3	2	-0.62	-27.9
3	1.79	80.55	3	-0.65	-29.25
4	1.61	72.45	4	-0.64	-28.8
5	1.73	77.85	5	-0.61	-27.45
6	1.4	63	6	-0.78	-35.1
7	1.51	67.95	7	-0.91	-40.95
8	1.74	78.3	8	-0.99	-44.55
9	1.65	74.25	9	-1.18	-53.1
10	1.78	80.1	10	-0.98	-44.1
			11	-1.14	-51.3
			12	-1.16	-52.2
			13	-1.1	-49.5
			14	-1.05	-47.25
			15	-0.88	-39.6
			16	-0.84	-37.8
			17	-0.82	-36.9
			18	-0.86	-38.7
			19	-0.87	-39.15

A Figura 51 apresenta a variação da linha de costa em cada setor. O quadro no canto direito superior mostra as duas linhas de costas que estão sendo comparadas sobre a fotografia aérea do ano de 1994. Os quadros maiores apresentam as linhas de costas comparadas e os perfis de cada setor com a escala da variação do EPR encontrado para cada transecto.

No setor 1 o intervalo escalar da variação do EPR está entre 0,4m/ano a 1,8m/ano. No setor 2 o intervalo escalar da variação do EPR está de -1,2m/ano a -0,4m/ano.

Figura 51– Mapa da variação da linha de costa da barra do Itaipu de 1962 até 2007.

7.5 Determinação da área de perigo relacionada ao canal de Itaipu

O canal de Itaipu é classificado como padrão de migração de baixa energia por ser instável geometricamente e em eventos de tempestade produz rupturas ao longo da barreira.

As fotografias de 1962 e 1995 são os dois cenários extremos amostrados, que foram utilizados para a extração dos parâmetros para a determinação da área de perigo do canal.

A Tabela 14 apresenta os parâmetros extraídos das imagens, sendo amostrados os valores extremos encontrados em todos os anos.

Tabela 14– Parâmetros utilizados para o cálculo da determinação da área de perigo relacionada a existência do canal de Itaguaré.

Largura Máxima	Comprimento do caminho Migração	Extensão da área do leque de sobrelevagem	Extensão da área de inundação
1489m	486m	305m	295m

O cálculo da área de perigo está solucionado na equação 8.

$$APC = MLC/2 + CCM + EALS + EAI \quad (\text{Baixa energia}) \quad (8)$$

$$APC = (1.489/2) + 486 + 305 + 295$$

$$APC = 1.830m$$

Onde:

APC- área de perigo do canal

MLC - máxima largura do canal

CCM - comprimento do caminho de migração

EALS - extensão das áreas dos leques de sobrelevagem (*overwash*)

EAI - extensão das áreas de inundação

A área de perigo de 1.830m representa a área na qual a existência do canal de Itaguaré relacionada aos fenômenos naturais, como maré meteorológica, ressacas e tempestades, modifica o sistema do canal com inundações ou erosão.

Na Figura 52 está ilustrada a área de perigo relacionada à existência do canal de Itaguaré posicionada na frente do canal sobre a fotografia aérea do ano de 2007.

O canal de Itaguaré apresenta um leque de sobrelevagem, e uma área de inundação na margem direita, isso é somado a maior largura do canal encontrada e resulta na maior extensão da área além da largura do canal principal.

Figura 52 - Determinação da área de perigo relacionada ao canal.

8 DISCUSSÃO

Para compreender as forçantes que controlam um canal de maré, primeiro é necessário entender o tipo de praia no qual esse canal está inserido.

De acordo com Short (1999) praias dominadas por ondas, de micro maré, podem ser classificadas por três parâmetros; altura de onda, período de onda e tamanho de grão.

A praia de Itaguaré é dominada por ondulações provenientes de SSE, SE e S. Sua posição geográfica está em uma área de sombreamento proporcionada pela Ilha Bela em São Sebastião situada a NE e por isso, as ondulações provenientes do quadrante N-E não estão presentes, com regime de micro maré, composta por areia fina a muito fina.

Os mapas temáticos mostram os tipos de bancos presentes na zona de arrebentação e de acordo com os modelos expostos em Short (1999), esses bancos variam entre rítmicos (anexo I, II, III e IV) a dissipativos (anexo V), que respectivamente, são típicos de praias intermediárias e dissipativas.

As alturas de ondas modais superiores a 2,5m condicionam praias dissipativas, de perfis de baixa declividade e estocagem de sedimento em forma de bancos lineares submersos, sendo de morfologia mais estável. Praias rítmicas requerem alturas de arrebentação entre 1 e 2,5m e são identificadas por morfologias instáveis e especialmente variáveis como cúspides, bancos em crescente e bancos transversais (Short, 1981; Hoefel, 1999).

Observando a série temporal de ondas analisadas e as correlacionando com a variação significativa da linha de costa, tem-se quando há um aumento na porcentagem de incidência das ondulações provenientes de SE, que possuem menor período de pico que as demais ondulações (como acontece entre os anos de 1980 a 1994), ocorre maior erosão na linha de costa. Na série temporal entre os anos de 1995 a 2010 observa-se que é a série temporal de maior energia composto por 65% de ondulações provenientes de SSE com os maiores períodos de pico e a menor variação da linha de costa registrada. Nos mapas temáticos do ano de 2007, isso é visto pela morfologizada praia tipicamente dissipativa (Figura 49 e anexo V).

Na evolução histórica do canal e na variação da linha de costa é possível visualizar que no setor 1 ocorre uma progradação da linha de costa devido o acúmulo de sedimento e consequente avanço do manguezal em direção ao eixo central do canal principal.

No setor 2 observa-se uma retração da linha de costa, devido a incidência das ondas do quadrante E-S aprisionarem a descarga fluvial dentro

do estuário e deslocar o fluxo do canal principal para a encosta do meandro erodindo a porção interna da bacia da desembocadura, que não se rompe por encontrar uma barreira física sedimentar de grande elevação (cordão arenoso).

A Figura 53 indica esse comportamento migratório do canal. Na Figura 53(a) é possível visualizar na fotografia aérea de 2007 a marca da antiga linha de costa na vegetação e a interrupção da antiga estrada de chão que foi destruída pela erosão do meandro. As feições estão identificadas pelas setas em vermelho. Na Figura 53(b) a sobreposição da linha de costa e estrada de chão do ano de 1962.

Figura 53 – Variação da linha de costa entre os anos de 1962 a 2007. (a) as setas vermelhas indicam as marcas da antiga linha de costa na vegetação e a interrupção da antiga estrada de chão que foi destruída pela erosão do meandro. Na figura (b) há uma sobreposição na fotografia aérea de 2007 da linha de costa e estradas de 1962.

Segundo Huntley e Bowen (1975) as praias de declividade suave apresentam uma corrente longitudinal à costa praticamente constante, possivelmente associada à incidência oblíqua de ondulações.

A forma das feições geomorfológicas do canal de Itaguapé ao longo do período monitorado mostra que a praia dominada por ondas e que as correntes

longitudinais associadas às correntes de maré são responsáveis pelo formato dos deltas de maré vazante e enchente.

Quando a corrente da deriva é maior que a descarga fluvial, ela orienta o delta de maré vazante e o canal principal no sentido ENE. Quando o fluxo perde potência, aumenta o acúmulo de sedimento no banco esquerdo que funciona como um bloqueio e trapeamento de sedimento provindo da deriva litorânea.

Os deltas de maré enchente possuem formato diferente em todas as fotografias, esses bancos são controlados e modificados por eventos instantâneos, regidos pela alternância entre frentes frias e períodos de tempo bom.

Com base no conhecimento empírico de campo, do clima de ondas, caracterização sedimentar, evolução do canal e determinação da área de perigo, é possível simular um modelo conceitual da hidrodinâmica e processos ocorrentes no canal de Itaguapé. Esse modelo simula uma situação de maré meteorológica na qual ocorre o rompimento do leque de sobrelevagem, aumento da largura do canal e conseqüentemente, do prisma de maré e inundação do lençol freático (Figura 54).

Com base no levantamento realizado sobre o estado da arte do litoral sudeste é possível comparar as desembocaduras dos canais de Icapara e Ararapira (Figura 55) com a desembocadura de Itaguapé para estabelecer algum tipo de padrão de estabilidade e morfodinâmica para o litoral centro-sul de São Paulo. Esses três canais estão localizados em cordões arenosos e possuem orientação geográfica dentro do quadrante SW-NE e estão inseridos no mesmo sistema costeiro com condições oceanográficas semelhantes.

De acordo com IPT (1981) e Rodrigues (1999) a subzona das Baixadas Litorâneas do litoral Paulista compõe-sede terrenos baixos e próximos ao nível do mar atual, com baixa densidade de drenagem. Estes três canais estão inseridos nesse sistema. Estas desembocaduras se desenvolvem sobre um pacote de sedimentos quaternários que obedecem, basicamente, ao mesmo

padrão de distribuição em toda a costa paulista, variando apenas na espessura do pacote sedimentar.

Figura 54– Modelo simplificado do processo de hidrodinâmica do canal de Itaguapé frente a um sistema de maré meteorológica.

Figura 55 - Sistema estuarino-lagunar de Cananéia Iguape no litoral sul paulista. Localização e forma das desembocaduras comparadas, em vermelho a desembocadura de Ararapira e em verde a desembocadura de Icapara (modificado Tessler et al., 2006).

O canal de Icapara localizado na Ilha Comprida é associado ao processo de crescimento da ilha relacionado ao deslocamento predominante da corrente de vazante que atua no Mar Pequeno. Esta corrente de direção NE, ao interagir com as correntes de deriva litorânea, formada predominantemente por ondas

provenientes do quadrante S-SE resulta tanto no crescimento da Ilha Comprida como na erosão da Ilha de Iguape (Tessler e Mahiques, 1993).

Os sedimentos erodidos são transportados em direção ao oceano, e retidos pela ação das ondas na região da desembocadura lagunar, criando um conjunto de bancos arenosos submersos. Esses sedimentos, por sua vez, não são deslocados pelas correntes de deriva litorânea em virtude da ação do bloqueio fluvial e lagunar (Tessler, 1988), que além de reter o deslocamento do sedimento no sentido NE interfere nas características hidrodinâmica locais.

O canal de Ararapira tem a morfologia do corpo lagunar paralelo à linha de costa, e a desembocadura, localizada no extremo sudoeste da Ilha do Cardoso, determina que a corrente de maré vazante flua de NE para SW, sentido este inverso ao da deriva predominante à inversão no sentido do fluxo, faz com que o padrão de circulação da corrente de vazante se assemelhe ao fluxo d'água num meandro (Mihály e Angulo, 2002). Durante períodos de passagem de frentes frias, as ondas predominantes são as provenientes do quadrante SE (Portobrás, 1983) e os ventos provenientes do quadrante sul tem o papel de aprisionar água dentro do corpo lagunar, provocando um quadro anômalo de elevação do nível d'água; se os ventos cessarem num período coincidente com o de marés de sizígia, haverá um incremento no fluxo da corrente de maré vazante (Tessler e Mahiques, 1993; Mihály e Angulo, 2002).

O Canal de Ararapira comporta-se como um molhe hidráulico do fluxo da corrente de vazante, a migração lateral da desembocadura no sentido SW, provoca a alongação do corpo lagunar e do esporão do Ararapira, o que causaria a gradativa ineficiência do fluxo da maré vazante no corpo lagunar e possui um leque de sobrelavagem a NE que ao romper facilita o fluxo das correntes de maré, propiciando o fechamento da atual desembocadura e o assoreamento da parte do corpo lagunar localizado entre as duas desembocaduras (Tessler, 1988; Mihály e Angulo, 2002).

O canal fluvial de Itaguaré tem um comportamento meandrante e ao longo de uma escala geológica deixa marcas de muitos meandros abandonados, repetindo um padrão de inversão do fluxo, mas se mantendo paralela a linha de costa em torno dos cordões arenosos. Quando o fluxo da

descarga fluvial se aproxima da desembocadura é aprisionado no sistema estuarino devido à frequente ocorrência de ondas de SSE, SE e S, o fluxo remove o sedimento da encosta (setor 2) e deposita na outra porção do meandro (setor 1) e nos bancos internos submersos do estuário, mantendo o sedimento dentro do sistema. O canal principal se desloca no sentido da deriva litorânea ao sair da desembocadura.

O canal de Itaguapé tem muitas semelhanças com o canal de Ararapira, são paralelos a linhas de costa, erode na parte interna, possuem leque de sobrelevagem a NE do canal, são aparentemente livres de barreiras fisiográficas e estão localizados em um cordão arenoso retilíneo e de baixa declividade.

No entanto, o canal de Ararapira possui maior fluxo de descarga fluvial, dois canais permanentes migram ao longo do tempo para SW e tem orientação SSW – NNE na linha de costa.

Enquanto Itaguapé, em uma escala histórica, o canal não migra ao longo da linha de costa e modifica-se geometricamente com progradação na porção SW e retração na porção interna do canal e tem orientação geográfica WSW - ENE.

Os três canais comparados por mais que estejam inseridos nos mesmos regimes de ondas, de marés e sistemas meteorológicos, possuem comportamentos hidrodinâmicos completamente distintos. Isso indica que as forçantes que atuam na evolução morfodinâmica desses canais são controladas pela dinâmica interna, fluxo da descarga fluvial e posição de cada um perante aos trens de ondas, sendo Itaguapé abrigado das ondulações de E-NE. Contudo, mesmo que as desembocaduras estejam inseridas no mesmo sistema costeiro, não possuem um padrão de comportamento morfodinâmico.

9 CONCLUSÃO

O canal de Itaguapé é estável quanto à posição na linha de costa, mas instável geometricamente. O processo de crescimento da vegetação ao redor da desembocadura ao longo do tempo fez com que a desembocadura

entrasse em um estado de equilíbrio dinâmico, modificando-se ao longo do tempo em sua morfologia.

A caracterização sedimentar indica que a Barra do Itaguapé é composta por areias fina a muito fina e conseqüentemente, a declividade da praia é baixa, sendo as variações de maré e ondas significantes no local, alterando constantemente as feições geomorfológicas do canal.

A taxa de migração do canal não foi calculada devido ao fato da desembocadura ser estável quanto à posição, porém foi calculada a taxa da variação da linha de costa ao redor da desembocadura estimando a variação geométrica do formato do canal. A margem esquerda localizada a WSW do canal progrediu 80m em direção a ENE e a região interna da bacia do canal regrediu a linha de costa aproximadamente 53m durante o período analisado.

O canal de Itaguapé comporta-se como padrão de baixa energia de migração e a área de perigo relacionada à sua existência é de aproximadamente 1.830m.

No entanto, se houver um fenômeno intenso ou intervenção humana no local e isso provocasse a retirada do manguezal e vegetação de restinga do cordão arenoso, o canal voltará a ser instável quanto à posição e se deslocar dentro da área que foi delimitada como de perigo. Pois sem a vegetação, o sedimento depositado estará livre para ser remobilizado e transportado.

As interações das características do sedimento, com o clima de ondas incidente com ondulações provenientes de SSE, SE e S junto ao conhecimento do comportamento da evolução do canal proporcionaram desenvolver um modelo conceitual de hidrodinâmica, no qual é possível observar que em um evento extremo meteorológico, como maré meteorológica e ressacas, o canal de Itaguapé torna-se mais complexo, com o aprisionamento da descarga fluvial dentro do estuário, rompimento do leque de sobrelavagem e inundação da margem SSW, gerando um sistema com três canais.

Os principais processos que conduzem a estabilidade e evolução morfológica do canal são os processos de dinâmica interna, descarga fluvial e

ocupação da vegetação. Já os processos que desestabilizam a desembocadura são as correntes de maré e à incidência de ondas.

10 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABIB, M. C. S. 2011. **Estudo da morfodinâmica da Praia de Itaguaré, Bertioga – SP entre outubro de 2009 e junho de 2011**. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Ciências Biológicas) – Campus Experimental do Litoral Paulista. Universidade Estadual Paulista, 51 p.

ARAUJO, R. S.; KLEIN, A. H. F.; SILVA, G. V.; FREITAS, D. 2009. Georreferenciamento de Fotografias Aéreas e Análise da Variação da Linha de Costa. In: Alcántara-Carrio, J.; Correa, I.D.; Isla, F.; Alvarado, M.; Klein, A.H.F.; Cabrera, J.A. (Org.). **Metodologías en Teledetección Aplicada a la Prevención de Amenazas Naturales en el Litoral. Valencia**.

ARAUJO, R. N. 2000. **O cálculo do transporte de sedimento litorâneo: um estudo de caso nas praias de Suarão e Cibratel, Município de Itanhaém, São Paulo**. Dissertação de mestrado. Universidade de São Paulo, Escola Politécnica. 142 p.

BARALDO, K. B. 2011. **Batimetria de detalhe e registros de sonar de varredura lateral do Rio Itaguaré, Bertioga, SP**. Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Campus do Litoral Paulista - UNESP, em Ciências Biológicas, modalidade Gerenciamento Costeiro.

BARROS, M. O. 1997. **Dinâmica e evolução dos ambientes praias da Fazenda, da Puruba e de Itamambuca, Ubatuba, litoral norte do estado de São Paulo**. Dissertação de Mestrado. Universidade de São Paulo. Instituto Oceanográfico. 163p.

BARROSO, C. P. 2009. **Dinâmica de bancos e pontais arenosos associados à desembocadura do estuário de Caravelas, BA**. Dissertação de mestrado da Universidade de São Paulo. Mestrado de Oceanografia Geológica.

BONHSACK, M. O. R. 2008. **Análise da Estabilidade Quanto à Posição da Desembocadura do Canal do Linguado, Município de Balneário Barra do Sul, Santa Catarina, Brasil**. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) –

Faculdade de Oceanografia, Universidade do Vale do Itajaí (UNIVALI), Itajaí, SC.

BOOTHROYD, J.C. 1985. Tidal Inlets and tidal deltas. *In*: R. A. JR. DAVIS. **Coastal Sedimentary Environments**. 2ed. New York, Berlin Heidelberg Tokyo. Springer- Verlag.

BRANDL, C. 2010. **Análise da estabilidade quanto à posição da barra de Ibiraquera, da barra da lagoa da Conceição e da barra do rio Itapocú - Santa Catarina, Brasil**. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) – Faculdade de Oceanografia, Universidade do Vale do Itajaí (UNIVALI), Itajaí, SC.

BRUUN, P.; GERRITSEN, F., 1959. Natural by-passing of sand at coastal inlets. J. Water-ways Harbors Div., **Am. Assoc. Civ. Eng.**, 85: 75-107.

CALLIARI, L.; CUNHA, R. P.; ANTIQUEIRA, J. A. F. 2010. Geomorfologia e dinâmica sedimentar. In: SEELIGER, U.; ODEBRECHT, C. (eds). **O estuário da lagoa dos Patos**.

CAMA - Coastal Area Management Act, 2004. **Handbook for Development in Coastal North Carolina. Division of Coastal Management from the North Carolina**. Division of Coastal Management from North Carolina State Department of Environmental and Natural Resources. Disponível em: <http://www.ncoastalmanagement.net/handbook/contents.htm> – Acesso em: 9 mai. 2009.

CAMARGO, J. M. 2009. **Descrição geomorfológica e análise da estabilidade quanto à posição das desembocaduras do rio Piçarras e rio Iri na Enseada do Itapocorói – SC** Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) – Faculdade de Oceanografia, Universidade do Vale do Itajaí (UNIVALI), Itajaí, SC.

CASSIANO, G.F. 2008. **Migração lateral da desembocadura do rio Itapocú, Santa Catarina: evolução morfológica e condicionantes físicas**. 2008 Dissertação de mestrado da Universidade de São Paulo. Mestrado de Oceanografia Química Geológica.

CARTER, R. W. G.; WOODROFFE, C. D. 1994. **Coastal evolution. Late Quaternary shoreline morphodynamics**. Cambridge: University Press, 517p.

CAZZOLI, S.V. 1997. **Dinâmica sedimentar atual das praias de Cibratel, Itanhaém – Suarão, Município de Itanhaém, São Paulo**. Dissertação de Mestrado. Universidade de São Paulo. Instituto Oceanográfico, 188p.

CAZZOLI Y GOYA, S.; TESSLER, M.G. 2000. Variações morfológicas espaço-temporais entre as praias de Cibratel e Itanhaém – Suarão, Estado de São Paulo. **Rev. bras. oceanogr**, 42 (2): 151 – 166 p.

CEM - **COASTAL ENGINEERING MANUAL**, 2002. Departament of the Army, U.S. Army Corps of Engineers, Washington, DC. EM 1110-2-1100.

COSSUOLI, M.C. 2010. **Dinâmica da desembocadura do rio Itanhém, Alcobaça, BA**. Dissertação de Mestrado. Universidade de São Paulo. Instituto Oceanográfico. Programa de Pós-graduação em Oceanografia Química e Geológica, 87 p.

COWELL , P.J.; THOM, B.G. 1994. Morphodynamics of Coastal Evolution. In: R.W.G. Carter & C.D. Woodroffe (eds.). **Coastal Evolution**. Cambridge University Press, 33-86p.

DAVIS, R.A. 1994. Barrier island systems – a geologic overview. In: R.A. Davis (ed.). **Geology of Holocene Barrier Island Systems**, 1- 46 p.

DAVIS, R.; FITZGERALD, D. M. 2004. **Beaches and Coast**. Blackwell publishing limited. 1 ed.

ELIAS, E., 2006. **Morphodynamics of Texel inlet**. Tese de Doutorado. Universiteit Delft, Holanda.

ESRI, Environmental Systems Research Institute. 2012. **ArcGIS Help Desktop 10**. Disponível em: <http://help.arcgis.com/en/arcgisdesktop/10.0/help/index.html>
Acessado em: 30 jul. 2012.

FALCÃO, T. O.; PINHEIRO, L. S.; MORAIS, J. O.; DIAS, C. B.; SOUSA, P. H. G. O. 2006. Estuário do rio Catu (Aquiraz - CE): aspectos geomorfológicos associados aos processos morfodinâmicos e sedimentológicos. In: **VI Simpósio Nacional de Geomorfologia**. Goiânia, BR.

Federal Geographic Data Committee.FGDC-STD-007.3-1998: **Geospatial positioning accuracy standards part 3: national standard for spatial data accuracy**. Washington. D.C.

FIERZ, M. S. M. 2001. **A influência humana na paisagem, nos processos erosivos e deposicionais da área costeira: uma construção à dinâmica ambiental em Bertioga – SP**. Dissertação de mestrado da Universidade de São Paulo. Mestrado de Oceanografia Química Geológica.

FITZGERALD, D. M.1988.Shoreline erosional-depositional process associated with tidal inlets. Lecture Notes on Coastal and Estuarine Studies. In: D.G. Aubrey & L. Weishar (eds.) **Hydrodynamics and Sediment Dynamics of Tidal Inlets**, p. 186-225.

FITZGERALD, D. M. 1996. Geomorphic variability and morphologic and sedimentologic controls on tidal inlets. **J. Coastal Res.**, SI 23, 47-71p.

FOLK, R.L.; WARD,W. C. 1957. Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. **J. Sediment. Petrol.** V. 27. n.1, 3 – 26.

GREENWALT, C. R.; SHULTZ, M. E. 1968. **Principles of Error Theory and Cartographic Applications**. Saint Louis: DMAAC Technical Library, 98 p.

GOODWIN, P. 1996. Predicting the stability of tidal inlets for wetland and estuary management, **J. Coastal Res.**, SI 23. 83-101p.

HAYES, M.O. 1980. General morphology and sediment patterns in tidal inlets. **Sediment. Geol**, SI 26. 139-156p.

HICKS, D. M.; HUME, T. M. 1997. Determining sand volumes and bathymetric change on an ebb-tidal delta. **J. Coastal Res.**, 13 (2), 407-416 p.

HIMMELSTOSS, E. A. 2009. "DSAS 4.0 Installation Instructions and User Guide" in: THIELER, E.R., HIMMELSTOSS, E.A., ZICHICHI, J.L., AND ERGUL, AYHAN. **Digital Shoreline Analysis System (DSAS) version 4.0 — An ArcGIS extension for calculating shoreline change: U.S. Geological Survey Open-File Report 2008-1278. *updated for version 4.2.**

HOEFEL, F. G. 1998. **Morfodinâmica de Praias Arenosas Oceânicas: uma revisão bibliográfica.** Ed. UNIVALI, 79p.

HUNTLEY, D. A.; BOWEN, A. J. 1975. Comparison of the hydrodynamics of steep and shallow beaches. *In*: Halis, J. and Carr, A. (eds.). **Nearshore Sediment Dynamics and Sedimentation.**[S.1.]: John Wiley& Sons, p. 69-111.

IPT - Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo. 1981. **Mapa geológico do Estado de São Paulo**, escala 1:500.000. São Paulo, IPT.

KAVVAKUBO, F. S. & LUCHIARI, A. 2002. Estudo da morfodinâmica da Barra da Icapara - SP com apoio de imagens obtidas por meio de sensoriamento remoto orbital. **Braz. J. Oceanogr.**, 5 (único):59-62.

KOMAR, P. D. 1996. Tidal-inlets processes and morphology related to the transport of sediments. **J. Coastal Res.**, vol. SI, n° 23. 23-45 p.

LIMA, N. K. C. 2010. **Análise da estabilidade quanto à posição das desembocaduras do rio Camboriú e do canal do Marambaia em Balneário Camboriú – SC.** Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) – Faculdade de Oceanografia, Universidade do Vale do Itajaí (UNIVALI), Itajaí, SC.

MENEZES, M.P. 1994. **Influência da ação antrópica na dinâmica sedimentar costeira: estudo de caso na Estação Ecológica Juréia-Itatins.** Dissertação de mestrado. Programa de Pós-graduação em Ciência Ambiental. Universidade de São Paulo. 110 p. e anexos.

MIHÁLY, P.; ANGULO R. J. 2002. Dinâmica da desembocadura do corpo lagunar do Araripa. **Rev. Bras. Geoc.**, 32(2): 217-222

OERTEL, G.F. 1975. Ebb –Tidal Deltas of Georgia Estuaries. In: Cronin, L.E., **Estuarie Research**. Academic Press, New York, SI 2. 267 - 276 p.

PORTOBRÁS. 1983. **Relatório de apresentação das medições meteorológicas observadas em Pontal do Sul, Paranaguá – PR**, período set. 1982 a dez. 1986. Rio de Janeiro: INPH. 189 p.

ROCHA, T. S.; RIBEIRO, G. P. 2008. Mapeamento digital da dinâmica recente do delta do rio Paraíba do sul a partir de imagens sensoriais. In: **II Simpósio Brasileiro de Ciências Geodésicas e Tecnologias da Geoinformação. Recife - PE**, p. 000-000.

RODRIGUES, M.; MAHIQUES, M. M.; TESSLER, M. G. & FURTADO, V. V. 1999. Uma revisão histórica acerca do conhecimento sobre a sedimentação atual, em ambientes marinhos submersos, do Estado de São Paulo, Brasil. *Rev. bras. oceanogr.*, 47(1):91-106.

ROSÁRIO, G. V. 2010. **Parâmetros geo-físico-químicos do Rio Itaguaré, Bertioga-SP**. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Ciências Biológicas) – Campus Experimental do Litoral Paulista. Universidade Estadual Paulista, 46 p.

SENTELHAS, P. C.; PEREIRA, A. R.; MARIN, F. R.; ANGELOCCI, L. R.; ALFONSI, R. R.; CARAMORI, P. H. & SWART, S. 1999. **Balancos hídricos climatológicos do Brasil – 500 balanços hídricos de localidades brasileiras**. Disponível em:

www.bdclima.cnpm.embrapa.br/resultados/balanco.php?UF=sp&COD=450

Acesso em: 02 ago. 2010.

SETZER, J. 1966. **Atlas climatológico do Estado de São Paulo**. Comissão Interestadual da Bacia do Paraná-Paraguai. São Paulo, CESP.

SIEGLE, E. 1999. **Morfodinâmica da desembocadura do Rio Camboriú - SC**. Dissertação de Mestrado - Curso de pós-graduação em geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

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

SILVA, G. V. 2009. **Análise da Estabilidade Quanto à Posição das Desembocaduras do Rio Araranguá, da Barra do Camacho e do Rio da Madre, Litoral Sul e Centro do Estado de Santa Catarina**. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) – Faculdade de Oceanografia, Universidade do Vale do Itajaí (UNIVALI), Itajaí, SC.

SILVEIRA, J. D. 1964. Morfologia do litoral. In: Azevedo, A. (ed). **Brasil: a terra e o homem**. Companhia Editora Nacional, São Paulo. Volume 1: 253-305 p.

SHORT, A. D. 1980. Beach response to variation in breaker height. In: **Proceedings of the 17th International Coastal Engineering Conference, ASCE**, Sydney, Australia. 1981. P. 1016-1035.

SHORT, A. D. 1999. **Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics**. Ed. Wiley, pp.373.

SOUZA, C. R. G. 1990. **Considerações sobre os processos sedimentares quaternários e atuais na região de Caraguatatuba, litoral norte do Estado de São Paulo**. Dissertação de Mestrado. Universidade de São Paulo. Instituto Oceanográfico, 334 p.

SCHOSSLER, V.; TOLDO JR., E. E. 2011. A Influência da Dinâmica Sedimentar na Instabilidade da Embocadura da Lagoa do Peixe RS In: **XIV Congresso Latino-Americano de Ciências do Mar**. Anais do XIV COLACMAR.

SUGUIO, K., 1973. **Introdução à Sedimentologia**. São Paulo: Edgard Blücher/EDUSP. 317p.

SUGUIO, K.; MARTIN, L. 1978. Formações quaternárias marinhas do litoral paulista e sul fluminense (Quaternary marine formations of the State of São Paulo and southern Rio de Janeiro). In: **Internacional Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary**. São Paulo, SBG/IGUSP, *Special Publication*, nº1, 55 p.

TESSLER, M. G. 1988. **Dinâmica sedimentar quaternária no litoral sul-paulista**. Tese de doutorado. Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências. 276p.

TESSLER, M. G.; MAHIQUES, M. M. 1993. Utilization of coastal geomorphic, features as indicators of longshore transport: exemples of southern costal region of the State of São Paulo, Brasil. **J. Coastal Res.**, 9 (3). 823 – 830 p.

TESSLER, M. G.; GOYA, S. C. 2005. Processos Costeiros Condicionantes do Litoral Brasileiro. **Rev. Bras. Geof.**, 17, 11-23 p.

TESSLER, M. G.; GOYA, S. C.; YOSHIKAWA, P. S.; HURATADO, S.N. 2006. São Paulo. In: **Erosão e Progradação do litoral Brasileiro**. Programa de Geologia e Geofísica Marinha, 476 p.

TOLMAN, H. L., 1997: User manual and system documentation of WAVEWATCH-III version 1.15. NOAA / NWS / NCEP / OMB Technical Note 151, 97 pp.

TOLMAN, H. L., 1999: User manual and system documentation of WAVEWATCH-III version 1.18. NOAA / NWS / NCEP / OMB Technical Note 166, 110 pp.

van de KREECKE, B. 1996. Morphological changes on a decadal time scale in tidal inlets: modeling approaches, **J. Coastal Res.**, SI 23, 73-81 p.

VILA-CONCEJO, A.; MATIAS, A.; FERREIRA, Ó.; DUARTE, C.; DIAS, J. M. A. 2002. Recent evolution of the natural inlets of a barrier island system in Southern Portugal. **J. Coastal Res.** SI 36. 741-752 p.

VILA-CONCEJO, A.; MATIAS, A.; PACHECO, A.; FERREIRA, Ó.; DIAS, J. A. 2006. Quantification of inlet-related hazards in barrier island systems. An example from the Ria Formosa (Portugal). **Cont. Shelf Res.** 26, 1045–1060 p.

WALTON, T. L.; ADAMS, W.D. 1976. Capacity of Inlet Outer Bars to Store Sand. In: **COASTAL ENGINEERING CONFERENCE**, Honolulu, Hawaii. Proceedings. Honolulu: [s.n.], 15. 1919-1937 p.

WOLF, P. 1983. **Elements of photogrammetry**. 2.ed. Estados Unidos: McGraw Hill, 626p.

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

WRIGHT, V. 2008. **Evolução e morfodinâmica atual da linha de costa adjacente à desembocadura do rio Doce, Linhares-ES**. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) – Faculdade de Oceanografia, do Departamento de Recursos Naturais da Universidade Federal do Espírito Santo.

WWF – Brasil. **Unidade de Conservação em Bertioga** Disponível em: http://www.wwf.org.br/natureza_brasileira/areas_prioritarias/mata_atlantica/mata_atlantica_acoes_resultados/unidades_de_conservacao/criacao_e_mplantacao/uc_bertioga/ Acesso em: 01 mai. 2010.

ANEXOS

Fotografia aérea da Barra de Itaguapé do ano de 1962

Anexo I – Fotografia aérea do ano de 1962 da Barra de Itaguapé na escala de 1:12.000.

Fotografia aérea da Barra de Itaguapé do ano de 1973

Anexo II – Fotografia aérea do ano de 1973 da Barra de Itaguapé na escala de 1:12.000.

Fotografia aérea da Barra de Itaguaré do ano de 1980

Anexo III – Fotografia aérea do ano de 1980 da Barra de Itaguaré na escala de 1:12.000.

Fotografia aérea da Barra de Itaguaré do ano de 1994

Anexo IV– Fotografia aérea do ano de 1994 da Barra de Itaguaré na escala de 1:12.000.

Fotografia aérea da Barra de Itaguapé do ano de 2007

Anexo V – Fotografia aérea do ano de 2007 da Barra de Itaguapé na escala de 1:12.000.

Mapa temático da Barra de Itaguapé do ano de 1962

	Bancos estuarinos		Delta de maré vazante		Vegetação rasteira
	Cordão arenoso		Promontório rochoso		Vias de acesso
	Corpos d'água		Trem de ondas		Zona de surfe
	Delta de maré enchente		Vegetação densa		

Anexo VI - Mapa temático da praia de Itaguapé do ano de 1962.

0 500 1.000 2.000
Metros

Projeção Universal Transversa de Mercator
Datum Horizontal WGS-1984 Zona 23S

Mapa temático da Praia de Itaguapé do ano 1973

Anexo VII - Mapa temático da praia de Itaguapé do ano de 1973.

0 500 1.000 2.000
Metros

Projeção Universal Transversa de Mercator
Datum Horizontal WGS-1984 Zona 23S

Mapa temático da praia de Itaguapé do ano 1980

Bancos estuarinos	Delta de maré vazante	Vegetação rasteira
Cordão arenoso	Promontório rochoso	Vias de acesso
Corpos d'água	Trem de ondas	Zona de surfe
Delta de maré enchente	Vegetação densa	

Anexo VIII - Mapa temático da praia de Itaguapé do ano de 1980.

0 500 1.000 2.000
Metros

Projeção Universal Transversa de Mercator
Datum Horizontal WGS-1984 Zona 23S

Mapa temático da praia de Itaguapé do ano 1994

Bancos estuarinos	Delta de maré vazante	Vegetação rasteira
Cordão arenoso	Promontório rochoso	Vias de acesso
Corpos d'água	Trem de ondas	Zona de surfe
Delta de maré enchente	Vegetação densa	

Anexo IX - Mapa temático da praia de Itaguapé do ano de 1994.

Anexo X - Mapa temático da praia de Itaguapé do ano de 2007.