

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

DIANA MELO ITALIANI



MORFODINÂMICA DA DESEMBOCADURA DO ARARAPIRA SP/PR: EVOLUÇÃO,  
FORÇANTES E PREVISÕES

PONTAL DO PARANÁ

2019

DIANA MELO ITALIANI

MORFODINÂMICA DA DESEMBOCADURA DO ARARAPIRA SP/PR: EVOLUÇÃO,  
FORÇANTES E PREVISÕES

Tese apresentada ao Curso de Pós-Graduação em Sistemas Costeiros e Oceânicos, Centro de Estudos do Mar, Universidade Federal do Paraná, como requisito parcial à obtenção do título de Doutor em Sistemas Oceânicos e Costeiros.

Orientador: Prof. Dr. Mauricio Almeida  
Noernberg  
Co-orientador: Prof. Dr. Eduardo Siegle

PONTAL DO PARANÁ

2019

CATALOGAÇÃO NA FONTE:  
UFPR / SiBi - Biblioteca do Centro de Estudos do Mar  
Liliam Maria Orquiza - CRB-9/712

Italiani, Diana Melo  
I88m Morfodinâmica da desembocadura do Ararapira SP/PR: evolução, forçantes e  
previsões. / Diana Melo Italiani. – Pontal do Paraná, 2019.  
71 f.: il.; color.; 29 cm.

Orientador: Prof. Dr. Maurício Almeida Noernberg.  
Coorientador: Prof. Dr. Eduardo Siegle.

Tese (Doutorado) – Programa de Pós-Graduação em Sistemas Costeiros e  
Oceânicos, Centro de Estudos do Mar, Universidade Federal do Paraná.

1. Geomorfologia. 2. Hidrodinâmica. 3. Sedimentologia. I. Título. II. Noernberg,  
Maurício Almeida. III. Siegle, Eduardo. IV. Universidade Federal do Paraná.

CDD 551.46

### TERMO DE APROVAÇÃO

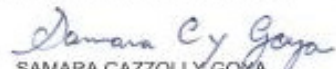
Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em SISTEMAS COSTEIROS E OCEÂNICOS da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a arguição da Tese de Doutorado de **DIANA MELO ITALIANI**, intitulada: **MORFODINÂMICA DA DESEMBOCADURA DO ARARAPIRA SP/PR: EVOLUÇÃO, FORÇANTES E PREVISÕES**, após terem inquirido a aluna e realizado a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua APROVAÇÃO no rito de defesa.

A outorga do título de Doutor está sujeita à homologação pelo colegiado, ao atendimento de todas as indicações e correções solicitadas pela banca e ao pleno atendimento das demandas regimentais do Programa de Pós-Graduação.

Curitiba, 30 de Maio de 2019.



MAURICIO ALMEIDA NOERNBERG  
Presidente da Banca Examinadora




SAMARA CAZZOLI Y GOYA  
Avaliador Externo (USP)



ALEXANDRE BERNARDINO LOPES  
Avaliador Externo (UFPR)



RODOLFO JOSÉ ANGULO  
Avaliador Externo (UFPR)



GUILHERME AUGUSTO STEFANELO FRANZ  
Avaliador Interno Pós-Doc (UFPR)

*Dedico este trabalho a minha mãe Guacira,  
que sempre me deu forças para realizar  
nossos sonhos, e acreditar em um mundo melhor.*

***“O que a lagarta chama de fim do mundo, o mestre chama de borboleta”***

***Richard Bach***

## AGRADECIMENTOS

Ao professor Dr. Mauricio Almeida Noernberg, pela orientação, assistência e paciência durante a realização deste trabalho.

Ao professor Dr. Eduardo Siegle, pela co-orientação, apoio e motivação.

Para a banca de avaliação: professores Dr. Rodolfo Angulo e Dra. Samara Goya, pela disponibilidade, inspiração e aprendizado. E os professores Dr. Guilherme Franz e Dr. Alexandre Lopes pela disponibilidade, motivação e todo apoio oferecido com ferramentas utilizadas na realização do projeto.

Ao professor Dr. Michel Mahiques pelos ensinamentos e confiança durante a graduação e o mestrado, e pelas motivações que me fizeram chegar até aqui.

À professora Dra. Renata Nagai, pela receptividade no começo dessa jornada, e pelo exemplo de força e dedicação.

À professora Dra. Lilian por todas as conversas e atividades extras que me fizeram aprender e achar motivação, muitas vezes necessária.

Ao professor Dr. Carlos Soares, pelo incentivo e motivação nos estágios de docência.

A todos que ajudaram nos trabalhos de campo e no laboratório: Duda, Renan, Renato, Ana, Guilherme, Lucas, David, Nicole, Lígia, Bryan, Karina, Vitão, Jasão, Hélio, os marinheiros do CEM, Abraão, Cad, Ney, Josias, e toda comunidade local. O apoio, a dedicação, e a alegria de vocês foram inesquecíveis.

Ao Marcelo Müller por todo incentivo, motivação e troca de conhecimento.

Ao professor Dr. Marcelo Lamour e ao Yan pelas análises granulométricas.

A PGSISCO e a CAPES pela oportunidade da realização desse projeto.

Ao CEM, por toda estrutura, aprendizado, amigos e bem estar, com seu ambiente singular e localização maravilhosa. Admiro essa instituição de ensino, que vi crescer tanto durante esses quatro anos.

Ao IO-USP, por toda base, aprendizado e apoio que foram necessários para estar concluindo mais essa etapa.

A toda minha família, em especial à minha vó Gracilda, que apesar de todas as dificuldades, teve força para vir me visitar algumas vezes, e compartilha comigo nossa maior dor e amor.

À Zenólia, por seu carinho, presença, força, dedicação e maternidade adotiva.

Aos meus amigos, e ao Renan, por todo carinho, dedicação, apoio, paciência, e alegrias proporcionadas durante toda essa caminhada. Gratidão!



## RESUMO

Os processos erosivos e de deposição sedimentar influenciam constantemente nas formas sedimentares das margens e canais dos sistemas estuarinos. No entanto os processos de erosão e sedimentação em regiões costeiras não são lineares, por dependerem de diversas variáveis com frequências, intensidades e escalas distintas (ondas, marés, correntes de deriva litorânea e variação do nível médio do mar). No presente estudo, imagens de satélite, dados *in situ* e modelagem numérica foram empregados na identificação e compreensão dos processos morfodinâmicos na desembocadura do Ararapira, e região costeira adjacente, com o objetivo de entender o padrão de migração da mesma, e analisar os processos de abertura da nova desembocadura. A antiga desembocadura migrou constantemente para sul, apresentando um aumento sua largura e ocorrendo a formação de deltas. Apesar da migração, o balanço das áreas emersas apresentou um equilíbrio morfodinâmico entre as feições. Enquanto isso, a parte mais estreita da Iha do Cardoso também apresentou um padrão de erosão descontínuo característico da área influenciada pelos padrões hidrodinâmicos do canal na parte interna e pelos padrões hidrodinâmicos da parte oceânica. A abertura da nova desembocadura ocorreu com formação do canal principal na parte sul, seguindo o padrão da antiga desembocadura. Porém a nova desembocadura apresentou maiores taxas de erosão na margem norte, cinco meses após sua abertura, não podendo ainda ser determinado seu padrão de migração. Através do modelo numérico, foi possível observar a migração do prisma de maré da antiga desembocadura para a nova, logo após a abertura, o que explica o aumento de sedimentação na antiga desembocadura, e o fechamento da mesma, já previsto em trabalhos anteriores. Também foi possível analisar as mudanças nos padrões das correntes no interior do estuário logo após a abertura, e comparar a intensidade das correntes de deriva litorânea em diferentes direções de onda, concluindo que, com as mesmas características, ondas vindas da direção leste ( $90^\circ$ ) acabam gerando correntes de deriva para sul mais intensas do que as ondas de sudeste ( $170^\circ$ ) que geram correntes de deriva para norte, devido à orientação da costa ( $45^\circ$ ) Sudoeste – Nordeste. Porém, cabe ressaltar que as ondas mais frequentes são de sudeste, contribuindo assim para um transporte de sedimentos resultante para norte. O processo de migração da desembocadura, no entanto, mostrou um padrão muito mais dependente da orientação do canal em relação à costa e à ação das correntes de maré em suas margens internas, com pouca influência dos processos de corrente de deriva litorânea.

## ABSTRACT

Erosive processes and sedimentary deposition influence the sedimentary forms of the estuarine site margins and channels. However, erosion and sedimentation processes in coastal regions end up being nonlinear processes, due to diversity of several variables with frequency, intensity and scale of ranges (waves, tides, littoral drift and mean sea level variation). In the present study, satellite images, in situ data and numerical modeling were used to identify and understand morphodynamic processes for Ararapira inlet, and adjacent coastal region, in order to understand the migration pattern and analyze the opening processes of the new mouth. The old inlet migrates to south, presenting an alternative pattern of progression and erosion on its north bank and continuous erosion on the south bank, changes its width and delta formation occurs. Despite the migration, the balance of the emerged areas shows a morphodynamic balance between features. Meanwhile, the narrowest part of the island also shows a discontinuous erosion pattern characteristic of the area influenced by the hydrodynamic patterns of the inner channel and the hydrodynamic of ocean side. The opening of the new mouth occurred with the formation of the main channel in the southern part, following the old inlet dynamics pattern, but the highest erosion levels on the north bank, five months after its opening, have not yet been determined your migration pattern. Through the numerical model, it was possible to observe the prism of the old inlet changing for the new one, right after opening, which explains the increase of sedimentation in the old inlet, and the it's closure, what has been predicted in previous studies. It was also possible to analyze changes in the patterns of currents within the estuary shortly after opening, and to compare the intensity of the coastal drift currents in different wave directions, concluding that with the same characteristics, waves coming from the east ( $90^\circ$ ) end up generating southward drift currents are more intense than the southeastern waves ( $170^\circ$ ) that generate northward drift currents, due to the orientation of the coast ( $45^\circ$ ) Southwest - Northeast, and consequently due to the angulation of the east and southeast waves incidences (most frequent directions throughout the analyzed period). However, it should be noted that the most frequent waves are from the southeast, thus contributing to a resulting sediment transport to the north. The inlet migration process, however, showed a much more pattern dependent on the channel orientation in relation to the coast and the action of tidal currents on its internal margins, with little influence of the coastal drift processes.



## SUMÁRIO

<b>1. CAPITULO I – INTRODUÇÃO MORFODINÂMICA COSTEIRA E TRANSPORTE DE SEDIMENTO .....</b>	<b>5</b>
1.1 Estuários e Desembocaduras .....	6
1.1.1. Ondas .....	7
1.1.2. Marés .....	7
1.1.3. Marés Meteorológicas .....	8
1.2 Introdução ao Problema.....	8
1.3 Objetivos.....	9
1.4 MÉTODOS E DADOS.....	10
1.5 REFERENCIAS .....	10
<b>2 CAPITULO II – TIDAL INLET MIGRATION AND FORMATION: THE CASE OF THE ARARAPIRA INLET – BRAZIL.....</b>	<b>13</b>
2.1 INTRODUCTION.....	13
2.2 STUDY AREA.....	15
2.3 METHODS.....	17
2.3.1 Long-term assessment .....	17
2.3.2 Short-term assessment .....	18
2.4 RESULTS.....	18
2.4.1 Ararapira Inlet (old inlet).....	19
2.4.2 The formation of the new inlet .....	25
2.5 DISCUSSION.....	28
2.6 CONCLUSION .....	32
<b>3 CAPITULO III – CARACTERIZAÇÃO MORFOLÓGICA E HIDRODINÂMICA DO CANAL DO ARARAPIRA: ANTES E DEPOIS DA ABERTURA DE UMA NOVA DESEMBOCADURA.....</b>	<b>36</b>
<b>RESUMO.....</b>	<b>36</b>
3.1 INTRODUÇÃO.....	37
3.2 ÁREA DE ESTUDO .....	38
3.3 MATERIAIS E MÉTODOS.....	40
3.3.1 Morfologia e batimetria.....	40
3.3.2 Sedimentologia .....	40
3.3.3 Hidrodinâmica .....	41

3.3.4 Modelagem Numérica .....	42
3.4 RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	44
3.4.1 Morfologia e sedimentologia.....	44
3.4.2 Hidrodinâmica .....	47
3.4.3 Ondas .....	51
3.4.4 Validação do Modelo .....	52
3.4.5 Modelo Hidrodinâmico .....	54
3.5 REFERÊNCIAS .....	63
<b>4 CONSIDERAÇÕES FINAIS.....</b>	<b>65</b>
<b>5 REFERÊNCIAS .....</b>	<b>65</b>

## 1. CAPÍTULO I – INTRODUÇÃO MORFODINÂMICA COSTEIRA E TRANSPORTE DE SEDIMENTO

Os processos de erosão e deposição sedimentar influenciam nas variações de topografia de fundo e nas formas sedimentares das margens e canais dos sistemas estuarinos que estão entre os ambientes costeiros mais utilizados e modificados pelas atividades humanas. Definições dos padrões de dispersão de sedimentos e distribuição de energia de correntes e ondas ao longo da costa contribuem para a avaliação e previsão de mudanças na configuração da linha de costa, minimizando perdas físicas e econômicas (Silva *et al.*, 2001). No entanto, os processos de erosão e sedimentação em regiões costeiras acabam sendo fenômenos não lineares, por dependerem de diversas variáveis com frequências, intensidades e escalas distintas (ondas, marés, correntes de deriva litorânea, variação do nível médio do mar). Adicionalmente, são menos previsíveis e quantificáveis quando estão influenciados por um conjunto de fenômenos meteorológicos como, formação de zonas de alta e baixa pressão atmosférica perto da costa, mudanças na direção dos ventos, mudança na direção do transporte de Ekman e índices de pluviosidades.

O termo morfodinâmica, como sugerido por Wright (1995), é usado para indicar a união de uma série de processos mutuamente interdependentes, envolvendo a hidrodinâmica, a morfologia do fundo e sequência de alterações. Desta forma, um processo morfodinâmico é definido como uma interação e alteração mútua entre morfologia e forças hidrodinâmicas, envolvendo o movimento de sedimentos. A morfodinâmica costeira considera os vários processos e interações que ocorrem no ambiente costeiro. Com o desenvolvimento de modelos numéricos para simular a interação desses processos, tornou-se possível analisar as mudanças morfológicas em função das variáveis (aporte de sedimentos, ondas, correntes, topografia), em um determinado intervalo de tempo. Vários modelos são desenvolvidos para previsões confiáveis da evolução da linha de costa a curto e longo prazo. Idealmente, esses modelos, com adequada entrada de dados de onda e sedimentos, permitem a previsão do comportamento do litoral e da topografia de fundo durante um período de tempo determinado (Dean & Dalrymple, 2001).

## 1.1 ESTUÁRIOS E DESEMBOCADURAS

Estuários e desembocaduras, por natureza, apresentam significativas modificações na linha de costa ao longo do tempo pela diversidade de forçantes atuando nos processos sedimentares como, ondas, marés e drenagem fluvial. Em conjunto às condicionantes ambientais, os fatores antrópicos (ocupação, atividades pesqueiras e cultivos, construções de portos, dragagens etc.) também contribuem nestas variabilidades morfológicas. O transporte de sedimentos em desembocaduras depende da hidrodinâmica local e das características do sedimento (como tamanho e densidade), fazendo deste ambiente costeiro um dos sistemas mais difíceis na quantificação deste tipo de transporte. Nestes ambientes, sedimentos movem-se numa combinação de ação de ondas e correntes, em condições variáveis de batimetria, com constante mudança no nível d'água. O transporte ocorre em uma variação de escala temporal e espacial, com movimentos de partículas de sedimentos (cm/s), migração de bancos de areia (m/dia) e deslocamentos de grandes feições (km/ano) (Fitzgerald *et al.*, 2000). Segundo Galloway & Hobday (1983), os fenômenos de sedimentação e erosão responsáveis pela evolução dos sistemas deltaicos interagem continuamente através de processos construtivos, associados ao sistema fluvial e fluxos de maré, e ao retrabalhamento e redistribuição de sedimentos por processos destrutivos, dominados por ondas e correntes do meio receptor, como por exemplo, a deriva litorânea.

A deriva litorânea atua no retrabalhamento e dispersão dos sedimentos costeiros, e sua capacidade de transporte depende da energia e direção das ondas que se aproximam à costa. Porém, a presença de desembocaduras e suas feições adjacentes interrompem o fluxo longitudinal à costa induzido pelas ondas, afetando tanto o suprimento de areia para a costa logo após a desembocadura, como também os padrões de erosão e deposição nas praias adjacentes (Fitzgerald, 1988). As variáveis que controlam a morfodinâmica de uma desembocadura incluem prisma de maré, geometria da entrada do canal, ondas e marés, aporte de sedimentos, distribuição espacial dos canais intra-lagunares, estratigrafia regional, inclinação da plataforma e obras de engenharia (Fitzgerald *et al.*, 2000). Sendo assim, o transporte de sedimentos na região de uma desembocadura e a variação morfológica das feições a ela associadas mudam de um estuário para outro de acordo com a combinação e importância dessas variáveis, podendo existir um modelo de estabilidade para cada tipo de desembocadura. Bruun & Gerritsen (1959) e Bruun (1966) foram os pioneiros no desenvolvimento de modelos conceituais de transporte de sedimentos em desembocaduras.

No geral, as desembocaduras de rios e lagunas migram na direção do transporte de deriva litorânea com desenvolvimento de pontais que crescem na direção desse transporte (Komar, 1998), processo este observado em diversos estudos como, em Portugal (Vila-Concejo *et al.*, 2003), nos Estados Unidos (Fitzgerald, 1988) e em vários sistemas costeiros no Brasil (Tessler & Mahiques, 1993; Souza, 1999; Cassiano & Siegle, 2010; Cussioli, 2010). Porém, nem sempre uma desembocadura migra na direção das correntes de deriva litorânea como é o caso da desembocadura do Ararapira observado por Tessler & Mahiques (1993). Segundo os mesmos autores, na região costeira do sudeste do estado de São Paulo, o crescimento de várias estruturas proeminentes não está relacionado somente ao transporte longitudinal de sedimentos ao longo da costa, mas também é resultado de uma forte interação destes mecanismos com a dinâmica interna da laguna, fortemente influenciada pelo regime de maré.

#### 1.1.1. ONDAS

As ondas têm um papel fundamental nos processos que alteram a morfologia da costa e, portanto, precisam ser analisadas quanto à sua formação, características (altura, comprimento e período), deslocamento do trem de ondas e tipo de arrebentação na costa. Elas também são responsáveis pela geração de correntes costeiras que erodem, transportam e depositam sedimentos na praia (Komar, 1983), afetando o balanço sedimentar e, conseqüentemente, resultando em processos de erosão ou sedimentação desses ambientes e feições. Como o clima de ondas varia ao longo do ano, a direção preferencial do transporte de sedimentos também pode ser alterada. No entanto, na maioria das regiões costeiras existe uma direção dominante do transporte de sedimentos longitudinal à costa (Dean & Dalrymple, 2001). Sendo assim, a análise da ação de ondas, combinada com a análise de feições morfológicas, é fundamental para a compreensão da morfodinâmica costeira.

#### 1.1.2. MARÉS

A maré, dependendo de sua amplitude, tem um importante papel na hidrodinâmica de estuários, gerando correntes e transportando material particulado, sendo um dos agentes também nos processos de sedimentação e erosão. Quanto maior a amplitude média da maré de sizígia, maior serão as intensidades das correntes de maré e sua influência nos processos que envolvem transporte de sedimentos. No Brasil, onde a área costeira é bem ampla e abrange uma variação grande na latitude (5° N - 33° S), essa amplitude varia bastante ao longo da costa,

aumentando para norte. Na região costeira da presente área de estudo, essa amplitude é de 101-200 cm, e a maré é classificada como micromaré (IBGE, 2011)

### 1.1.3. MARÉS METEOROLÓGICAS

A diferença entre maré astronômica (prevista pela tabua de maré) e a maré observada em registros maregráficos, representa a maré meteorológica (Pugh, 1987). Esta está relacionada à ocorrência de fenômenos atmosféricos, como por exemplo, variação da pressão atmosférica e geração de ventos, associados à presença da força Coriolis e à configuração de ondas geradas pela tensão de cisalhamento do vento. A elevação extrema da superfície da água ocorre quando essas influências meteorológicas não periódicas coincidem com a maré de sizígia, e acabam inundando áreas costeiras adjacentes. Essas regiões acabam sendo afetadas por processos erosivos provenientes da elevação extrema do nível do mar e formação de correntes costeiras. A redução extrema do nível do mar também é possível de acontecer com a combinação de fatores agindo de forma contrária (direção do vento e variação da pressão atmosférica perto da costa), prejudicando principalmente a navegação costeira.

As marés meteorológicas atuam numa escala de tempo de dias, e por depender de variáveis não periódicas, acaba sendo um fenômeno de difícil previsão. No entanto, diversos estudos são feitos para modelar a frequência desse fenômeno, baseados em dados de elevação da superfície de longas séries temporais, que servem como base para a engenharia costeira, evitando construções de estruturas em ambientes instáveis (Dean & Dalrymple, 2001).

## 1.2 INTRODUÇÃO AO PROBLEMA

Ao longo dos anos, alguns autores deram atenção para as mudanças morfológicas da região da Barra do Ararapira, localizada na divisa entre os estados de São Paulo e Paraná, através de monitoramentos dos processos morfodinâmicos ocorridos na desembocadura do estuário (Tessler & Mahiques, 1993; Mihaly & Angulo, 2002; Angulo *et al.*, 2009; Müller, 2010; Angulo *et al.*, 2019). Alguns destes estudos apresentaram diferentes estimativas do rompimento da restinga da Ilha do Cardoso em seu trecho mais estreito, a NE da desembocadura, considerando diferentes períodos de levantamentos da taxa de erosão. Isso porque as taxas de erosão e deposição dos sedimentos variam com o clima de ondas e com a variação do aporte fluvial do estuário. Porém, em uma escala maior de tempo, o esporão veio sofrendo erosão em sua parte mais estreita até seu rompimento em Agosto de 2018. A Vila da



Barra do Ararapira que fica a SW da desembocadura, sofreu com processos erosivos que provavelmente estão sendo cessados com a abertura da nova barra na Enseada da Baleia.

As eventuais mudanças nas características da circulação do estuário naquela região certamente afetarão a pesca, a aquicultura e a catação de caranguejos e mariscos (Angulo *et al.*, 2009). Já a vila da Enseada da Baleia, que ficava próxima da nova barra, foi realocada para uma região mais estável da ilha, ao norte da nova desembocadura, antes mesmo que essa rompesse por sofrer danos com os processos de erosão que já ocorriam no local, e suposições de que a nova barra migraria para sul, como a barra velha. Sendo assim, a estimativa da migração da nova desembocadura, tanto quanto a observação dos processos morfodinâmicos relacionados, são de grande importância para o manejo costeiro da região e para decisões políticas, sociais e econômicas. O rompimento do esporão, a formação de uma nova desembocadura e seu deslocamento, depende principalmente do comportamento do clima de ondas na parte oceânica. Portanto, o monitoramento dos fenômenos meteorológicos nos padrões de erosão, sedimentação e no sentido da corrente de deriva litorânea nesta região, é de grande importância (Müller, 2007).

No presente estudo é feita uma avaliação histórica da evolução morfológica da desembocadura do Ararapira e uma análise de seu comportamento hidrodinâmico, através de dados *in situ* e da aplicação de um modelo numérico, capaz também de projetar cenários futuros da morfodinâmica local. Com isso, espera-se que a aplicação do estudo sirva de apoio para o manejo das comunidades locais e outros ambientes costeiros com os mesmos padrões de migração de desembocaduras.

### 1.3 OBJETIVOS

O presente estudo tem como objetivo geral compreender, qualificar e quantificar os processos que influenciam na morfodinâmica do canal do Ararapira, bem como estabelecer cenários futuros do comportamento da desembocadura. Para que o objetivo geral seja alcançado, os seguintes objetivos específicos são propostos:

- Analisar a migração da desembocadura ao longo das últimas décadas com base em imagens de satélite;
- Compreender o padrão hidrodinâmico na porção estuarina com base em dados medidos *in situ*;

- Avaliar a importância relativa dos processos que controlam a dinâmica do ambiente através da aplicação de um modelo numérico para a propagação de ondas e correntes na área de interesse;
- Avaliar a evolução morfológica do estuário a partir da formação da nova desembocadura.

#### 1.4 MÉTODOS E DADOS

O presente estudo utilizou metodologias combinadas entre o uso de imagens orbitais e dados coletados em campo (morfológicos e hidrodinâmicos) para o desenvolvimento de análise de modelagem numérica. As metodologias específicas dos trabalhos serão descritas separadamente em cada capítulo. Os dados de linha de costa determinadas em diferentes datas, a partir de imagens orbitais foram utilizados no capítulo II para análise da migração espacial e temporal da desembocadura do Ararapira e da taxa de erosão da parte mais estreita do esporão da Ilha do Cardoso. Esses dados, juntamente com os dados de topografia, batimetria, velocidade e direção das correntes, maré e sedimentos, que foram obtidos em campo, foram utilizados para caracterização morfológica e hidrodinâmica no capítulo III, e como dados de entrada, calibração e validação do modelo hidrodinâmico.

#### 1.5 REFERENCIAS

- ANGULO R.J., SOUZA M.C., MULLER M.E. (2009). Previsão e consequências da abertura de uma nova barra no Mar do Ararapira, Paraná-São Paulo, Brasil. *Quaternary and Environmental Geosciences*, v. 1, n. 2, pp. 67–75.
- ANGULO, R.J., SOUZA, M.C., SIELSKI, L.H., NOGUEIRA, R.A., MÜLLER, M.E.J. (2019). Morphology, bedforms and bottom sediments of Mar do Ararapira, southern Brazil. *Quaternary and Environmental Geosciences*, v. 10, n. 1, pp. 1–9.
- BRUUN, P. (1966). *Tidal inlets and littoral drift*: Vol. 2. Universitetsforlaget, Oslo.
- BRUUN, P., GERRITSEN, F. (1959). Natural bypassing of sand at coastal inlets. *Journal of the Waterways and Harbors Division- ASCE*, v. 85, pp. 401–412.
- CASSIANO, G.F. (2008). *Migração lateral da desembocadura do Rio Itapocú, Santa Catarina - Brasil: evolução morfológica e condicionantes físicas*. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Oceanografia Química e Geológica. Universidade de São Paulo.

- CASSIANO, G.F., SIEGLE, E. (2010). Migração lateral da desembocadura do Rio Itapocú, SC, Brasil: Evolução morfológica e condicionantes físicas. *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 28, n. 4, pp. 537–549.
- CUSSIOLI, M.C. (2010). *Dinâmica da desembocadura do Rio Itanhém, Alcobaca, BA*. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Oceanografia Química e Geológica. Universidade de São Paulo.
- DEAN, R.G., DALRYMPLE, R.A. (2002). *Coastal Processes with Engineering Applications*. Cambridge University Press.
- 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*, v. 29, pp. 186–225.
- FITZGERALD, D.M., KRAUS, N.C., HANDS, E.B. (2000). Natural mechanisms of sediment bypassing at tidal inlets, ERDC/CHL CHETN-IV-30, U.S. Army Engineer Research and Development Center, Vicksburg.
- GALLOWAY, W.E., HOBDAV, D.K. (1983). *Terrigenous Clastic Depositional System*. Springer-Verlag, New York.
- IBGE. (2011). *Atlas geográfico das zonas costeiras e oceânicas do Brasil*. Diretoria de Geociências, Rio de Janeiro.
- KOMAR, P.D. (1983). *Handbook of Coastal Processes and Erosion*. CRC Press, Boca Raton.
- KOMAR, P.D. (1998). *Beach processes and sedimentation*. 2<sup>nd</sup> ed. Prentice Hall, Englewood Cliffs.
- MIHÁLY P.; ANGULO R.J. (2002). Dinâmica da desembocadura do corpo lagunar do Ararapira. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 32, pp. 217–222.
- MÜLLER M.E.J. (2007). *Análise das variações da linha de costa nas margens do Mar do Ararapira como subsídio ao planejamento do uso e ocupação*. Universidade Federal do Paraná. Monografia de Conclusão de curso em Oceanografia, Pontal do Paraná.
- MÜLLER, M.E.J. (2010). *Estabilidade morfo-sedimentar do Mar do Ararapira e conseqüências da abertura de uma nova barra*. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia. Universidade Federal do Paraná.
- PUGH, D.T. (1987). Tides, surges and mean sea-level: A handbook for engineers and scientists. John Wiley & Sons Ltd., Chichester.
- SHORT, A.D., JACKSON, D.W.T. (2013). *Beach morphodynamics*. In: Shroder, J. (Editor in Chief), Sherman, D.J. (Ed.), *Treatise on Geomorphology*, v. 10, pp. 106–129. Academic Press, San Diego.
- SIEGLE, E., ASP, N.E. (2007). Wave refraction and longshore transport patterns along the southern Santa Catarina coast. *Brazilian Journal of Oceanography*, v. 55, n. 2, pp. 109–120.

- SILVA, I.R., BITTENCOURT, A.C.S.P., DOMINGUEZ, J.M.L., MARTIN, L. (2001). Principais padrões de Dispersão de Sedimentos ao Longo da Costa do Descobrimento – Sul do Estado da Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 31, pp. 335 – 340.
- SOUZA M.C. (1999). *Mapeamento da planície costeira e morfologia e dinâmica das praias do município de Itapoá, Estado de Santa Catarina: subsídios à ocupação*. Dissertação de Mestrado, Programa de pós-graduação em Geologia. Universidade Federal do Paraná.
- TESSLER M.G., MAHIQUES M.M. (1993). Utilization of coastal geomorphic features as indicators of longshore transport: Examples of the southern coastal region of the State of São Paulo, Brasil. *J. Coast. Res. Itajaí*, n 9:823-830.
- VILA-CONCEJO A., FERREIRA Ó., MATIAS A., DIAS J.M.A. (2003). The first two years of an inlet: sedimentary dynamics. *Continental Shelf Research*, v. 23, pp. 1425–1445.
- WRIGHT, L.D. (1995). *Morphodynamics of inner continental shelves*. CRC Press, Boca Raton.

## 2 CAPITULO II – TIDAL INLET MIGRATION AND FORMATION: THE CASE OF THE ARARAPIRA INLET – BRAZIL.

Diana M. Italiani\*, Eduardo Siegle<sup>+</sup>, and Mauricio A. Noernberg\*.

\*Center of Marine Studies

Federal University of Parana

Pontal do Paraná, Paraná, 83255-000, Brazil

\*+diana.italiani@ufpr.br

<sup>+</sup> Oceanographic Institute

University of São Paulo

São Paulo, Brazil

LRH: Italiani, Siegle, and Noernberg

RRH: Opening of a new inlet on a barrier island

### ABSTRACT

In this study, we assess the morphological evolution of an inlet system and the natural opening of a new inlet, resulting in drastic changes to the environment and the local communities. We aim to evaluate the evolution of a subtropical barrier island inlet (Ararapira – Brazil) along the last four decades based on satellite imagery, elevation data, and *in-situ* observations. Recently, in August 2018, the erosion of the narrowest portion of the barrier resulted in the opening of a new inlet to the system. Thereby, radical morphological changes are observed. Results show that the previous inlet migrated continuously southwards, moving updrift, with erosion at its southern margin and interleaved erosion and accretion at the northern margin. At approximately 5.5 km north of the old inlet, the gradual narrowing of the sandy barrier due to channel meandering and coastal erosion resulted in its breaching and widening to a ~1 km wide channel. We document the initial stages of the new inlet, with intense erosion on the south margin initially and its effect on local morphology. Our results provide important background information for the management of such areas.

**ADDITIONAL INDEX WORDS:** *tidal inlet migration, spit breaching, coastline trends.*

### 2.1 INTRODUCTION

Coastline variation occurs in various time scales affecting human life in coastal areas, especially in the decadal scale. Coastal erosion and deposition phenomena associated with inlet

migration depend on the geological configuration, the sediment sources and sink and the action of waves, tide, and currents (Dean and Dalrymple, 2002).

Generally, the formation of tidal inlets requires the presence of embayment and the development of barriers. In coastal plain configurations, the embayment or back-barrier is usually created through the formation of the barrier islands, and in some instances, the establishment of this embayment occurred due to sea-level rise by flooding an irregular coastal limit during the Holocene (Davis Jr. and Fitzgerald, 2004). Due to its significant influence on shoreline variation, tidal inlets are the focus of the most dynamic changes that occur along barrier island coasts, exhibiting a geomorphic form that results from their adjustment to the effective action of both tidal currents and waves. (Hayes and Fitzgerald, 2013)

Waves and currents rework and transport coastal sediments, and the ability to these process depend on the energy and direction of the waves approaching the coast. Under constant energy condition, the maximum capacity of sediment transport occurs when waves approach a shoreline at an angle of  $45^\circ$  when increasing or decreasing this angle makes the flow capacity alongshore decrease, which allows establishing a relative quantification of the coastal drift (e.g., Siegle and Asp, 2007). However, the presence of inlets and its adjacent features can partially interrupt the longshore transport, affecting the sand supply, the erosion and deposition patterns on nearby beaches (Fitzgerald, 1988). Studies determining the direction of the longshore transport focus on morphological features, like spits, tidal deltas, and sand shoals, and its evolution along space and time. In general, river mouths and lagoon inlets migrate downdrift, developing a spit that grows in the longshore drift direction (e.g. Komar, 1998; Vila-Concejo *et al.*, 2003; FitzGerald, 1988; Tessler and Mahiques, 1993; Souza, 1999; Cassiano and Siegle, 2010; Cussioli *et al.*, 2011). However, in some specific cases, inlets migrate in the opposite direction of the dominant longshore drift (e.g., Aubrey and Speer, 1984), which is the case of the Ararapira inlet, a fact already pointed out by Tessler and Mahiques (1993) and subject of our study. The inlet migrates southwards, opposing the dominant northwards longshore drift (Trombetta *et al.*, 2018; Silva *et al.*, 2016).

In some cases, a major back-barrier tidal channel approaches the inlet at an oblique angle, and the ebb-tidal currents flow toward the margin of the inlet throat. The inlet will migrate in the direction of the flow, even if the margin is the updrift side of the main channel. A similar process occurs in a river where strong currents are focused along the outside of a meander bend, causing erosion and channel migration (Aubrey and Speer, 1984). Updrift migrating inlets, in general, are found along coasts with small to moderate net sand longshore transport rates (Davis Jr. and Fitzgerald, 2004). In some cases, when ebb and flood flows are



well balanced, the sand longshore supply is abundant, and the estuary channel is normal to the inlet, the estuary may fill in with sands derived from updrift sources, as the flood tidal delta growth accompanies the migration of the inlet (Aubrey and Speer, 1984).

Inlet formation by the breaching of a narrow section in a barrier shoreline is common in coastal lagoons. Once there is an opening to the back-barrier, and if there are sufficient tidal forces to create ebb and flood flows through the breach, it may be permanent after the storm surge subsides (Liu *et al.*, 1993). The formation of new inlets within barrier islands during extreme storms, occasions that are of particular interest as the sediment-transport processes are extremely active, leading to the rapid evolution of the inlet morphology (Komar, 1996).

For long inlet channels, the exchange of water between the ocean and the back-barrier channel or bay is retarded, leading to significant water-level differences between the ocean and bay. Such process makes the barrier highly susceptible to breaching, particularly during storms. With the formation of a new inlet in a hydraulically more favorable position, the tidal prism is diverted to the new inlet, and the old inlet tends to close (Davies Jr. and Fitzgerald, 2004).

Observing the shoreline variation at different periods of the year is a fundamental task for coastal monitoring and can offer an essential contribution to the protection and sustainable development of the coastal zone (Alesheikh *et al.*, 2007). The use of remote sensing for this purpose is advantageous because it allows a broader observation capacity of the system compared to *in-situ* data acquisition methods, as well as continuous registers.

This study assesses the morphology of the system at two different time scales based on satellite imagery and in situ topographic data: i. decadal evolution of the updrift migrating inlet; and ii. the recent breaching of the barrier originating a new inlet (August 28, 2018).

## 2.2 STUDY AREA

The Ararapira Inlet is located on the coastal border between Paraná and São Paulo States, southeast Brazil, being inserted in the Cananéia-Paranaguá estuarine-lagoon Complex. The Ararapira Estuary is an SSW-NNE elongated and meandering water body with its main channel running along the coast, separated from the ocean by the Cardoso Island. It extends for approximately 16 km and has an average width and depth of 400 m and 5 m, respectively. It communicates with the Trapandé Bay (Cananéia) on its northernmost part through the Ararapira Channel and with the Pinheiros Bay to the South, through the Varadouro Channel; an artificial channel excavated in the 1950s (Fig.1).

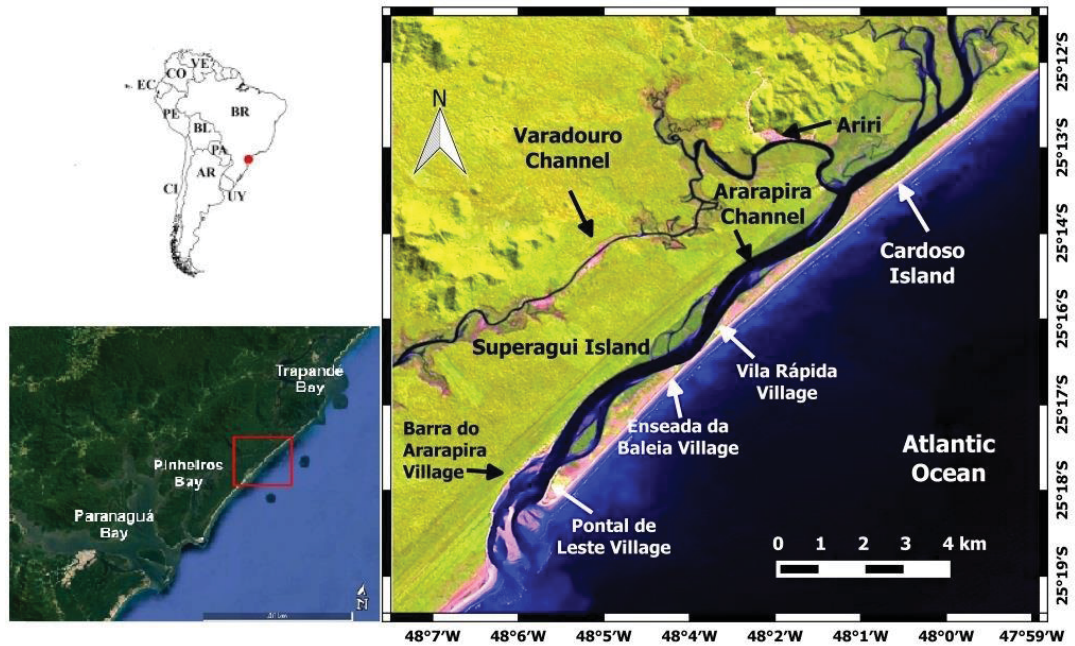


Figure 1. Location of the study area indicating its main features.

The Barra do Ararapira Village is located on the southern margin of the inlet, with dominant erosive processes; at the opposite margin is the Pontal de Leste Village. Further north, close to the narrowest portion of the barrier island, Enseada da Baleia, and Vila Rápida communities.

The old Ararapira Inlet had a 2 km (2016) wide channel that separates Superagui Island from Cardoso Island. It is filled with tidal deltas dominated by waves and flood tide features (Angulo *et al.*, 2009). The estuary channel is separated from the ocean by an 18 km long and narrow spit (varying between 20 and 800 m in width), from the Cardoso Island (Müller, 2010). There is still some controversy about the origin and evolution of the Cardoso Island spit. According to Lessa *et al.* (2000), this spit is formed by marine and transitional sediment from the Holocene with dunes with heights of 3 to 4 m. However, Angulo (2007) states that the spit's formation occurred by lateral southward migration in the last 700 to 1100 years.

The region is influenced by prevailing winds from eastern and southern quadrants, a consequence of the passage of extratropical cyclones (Rocha *et al.*, 2004), and the presence of Tropical Anticyclones of the South Atlantic (ATAS) which is responsible for the winds from NE e E with constant frequency acting between 10 and 40 degrees of latitude (Tessler and Goya, 2005). The precipitation regime presents annual mean around 2500 mm. The prevailing wave direction, with greater sediment transport capacity, varies between SSE and SE quadrants (Portobrás, 1983; Nemes and Marone, 2013), but waves from NE which is generated by the

trade winds, prevail throughout the year (Tessler and Goya, 2005). The region is subjected to the semi-diurnal microtidal regime, with the spring tidal range of about 1.2 m (Harari and Camargo, 1994). Meteorological tides are also frequent and can add up to 0.8 m on the sea level (Marone and Camargo, 1995).

The sediments of the Ararapira Channel are composed of fine sand in the southern sector, with less river contribution (Angulo *et al.*, 2019). In central and northern sectors are composed of silt and clayey sediments, corresponding to the confined areas of the channel, associated to shoals, narrow tide channel and inlets of small rivers located on both margins of the channel (Kumpera, 2007).

## 2.3 METHODS

### 2.3.1 LONG-TERM ASSESSMENT

The assessment of the shoreline variation and estimates of erosion rates from 1985 to 2016, in a frequency of approximately 5 years, was done by using six Landsat 5 (1985/05/06, 1991/05/23, 1996/04/02, 2001/05/18, 2006/09/05, 2011/08/02) and one Landsat 8 (2016) images downloaded from the National Institute of Space Research (INPE) database. All the images were registered to the WGS-84 Datum using the Landsat OLI 2016/12/05 scene as a reference with errors less than 1 pixel. Images have been georeferenced through 18 spatially distributed ground control points used with a two order polynomial geometrical model and a bilinear interpolation method. The Normalized Difference Water Index (NDWI) presented by McFeeters (1996) was used to contrast the shoreline features, and a threshold of separation between land and water was defined. The steps applied for the shoreline extraction are shown in Figure 2.

An estimate of morphological variation on the inlet and the narrowest portion of the Cardoso Island spit (Enseada da Baleia) was made using five Landsat 7 (1999-2003) and four Landsat 8 (2015-2018) images. For all dates, the panchromatic band (15 m resolution) and multispectral bands (30 m: RGB bands 5, 4 and 3) were merged using Superimpose and Pansharpening tools, available in the software QGIS Desktop. Afterward, the Landsat 7 images were registered using the Landsat 8 (2015) image as reference with errors of less than 1 pixel. To estimate the morphological variation, subaerial areas of the inlet were calculated (Superagui margin, tidal delta, and Pontal de Leste margin). For both margins, the areas were determined

from the border of the beach vegetation to the limit of the emerged part, considering the year of 2017 as reference.

### 2.3.2 SHORT-TERM ASSESSMENT

Two topographic surveys of the inlet and adjacent areas were performed on March 2017 and on September 2018 with a post-processed kinematic method using a Differential Global Positioning System (DGPS); providing latitude, longitude and ellipsoidal height data obtained from a mobile receptor with vertical and horizontal precision of  $\pm 5$  cm. Two Leica Viva CS15 instruments were used, one being a fixed base stationed at Cardoso Island (north) and the other a mobile rover. Data processing was performed using the Leica Geo Office (LGO) software, where the base was post-processed by triangulation with data from Cananéia and Curitiba bases from the Brazilian Network of Continuous Monitoring GNSS (RBMC) available at [www.ibge.gov.br](http://www.ibge.gov.br). Ellipsoidal heights (h) were converted to orthometric heights (H) from the value of the geoidal height (N) provided by geoidal curling, obtained by the geoidal model (MAPGEO2015), also from IBGE, calculated as  $H=h-N$ .

The bathymetric survey on the new inlet was conducted using a Garmin EchoMap CHIRP 42dv installed on a vessel with a Leica mobile receiver working on DGPS system. The depth values were obtained using the method developed by Ferreira *et al* (2014), that eliminates the need for tidal correction .

For the sites where topographic data were collected twice (2017/03 and 2018/09), the variation of the height and the volume was estimated through grid data differences from the digital terrain models obtained through interpolation using the Kriging method. The panchromatic band from CEBERS-4 image (5m resolution), acquired in September 2018, was used to analyze the new inlet shoreline variation.

## 2.4 RESULTS

The results show the morphologic evolution of the Ararapira inlet at different time scales, including the recent evolution of the newly formed inlet.

#### 2.4.1 ARARAPIRA INLET (OLD INLET)

The coastline analysis of the old Ararapira inlet is based on the evolution of different features of the system, such as the spit that forms the northern margin of the inlet; the southern margin of the inlet, and the distance between both, giving the channel width. The coastline evolution between 1985 and 2016 revealed a continuous southward growth of the spit (Fig. 2a, 2b, 2c), following the updrift migration of the inlet. The southernmost position of the spit has been reached in 2006 (Fig. 2d), followed by a retraction in 2011 (Fig. 2e).

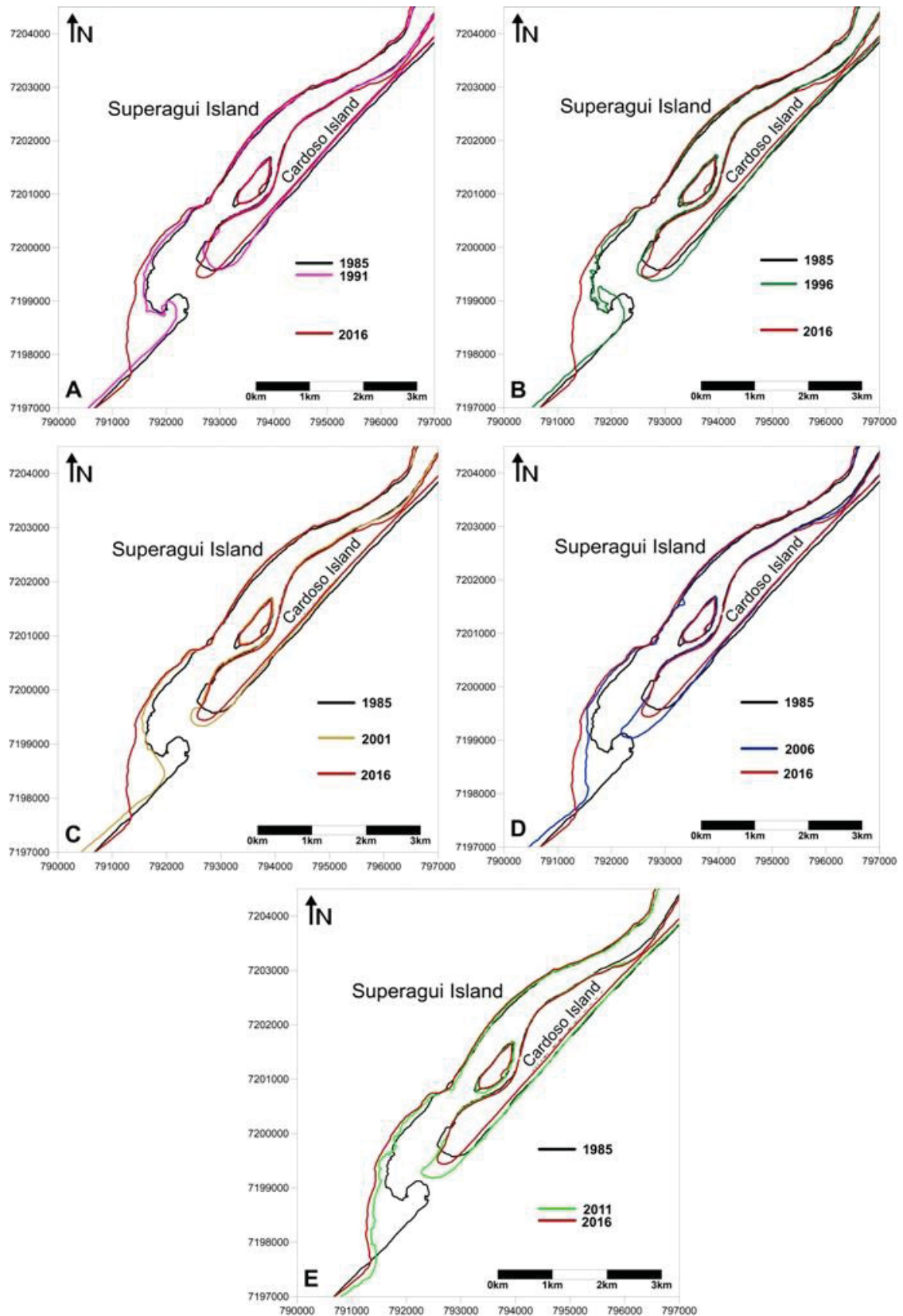


Figure 2. Coastline variation between 1985 e 2016 with the intermediate years (1991(A), 1996(B), 2001(C), 2006 (D), 2011(E)).



The inlet channel width increased by approximately 1300 m between 1985 and 2016 (Fig. 3) due to erosion processes occurring at both margins. However, higher and more constant erosion rates were observed at its southern margin, as a result of the continuous updrift migration of the inlet.

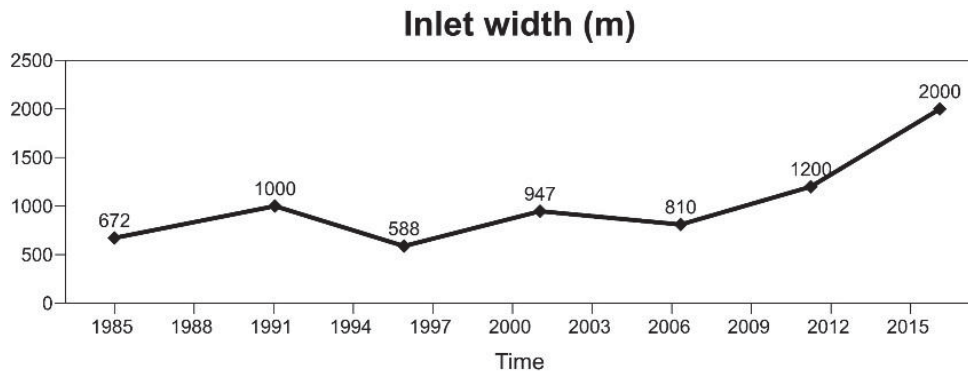


Figure 3. Variation of inlet width between 1985 and 2016.

Longitudinal profiles of the two inlet margins show differences between them regarding the erosion processes (Fig. 4). The southern margin profile presents as steeper slope and higher altitudes, features observed in erosive margins. On the other side, the growing northern margin presents a flatter profile and low altitudes, easily flooded during high tides.

The main inlet channel is divided by a large sandbar that is part of the tidal delta formed by sediment being transported alongshore. In the inner portion of the channel, where the sandbar is protected from waves, they are better developed and are exposed during low tides. Much of the sediment eroded from both margins eventually formed a tidal delta, and this volume of sediments may be considered as the source of the eroded barrier.

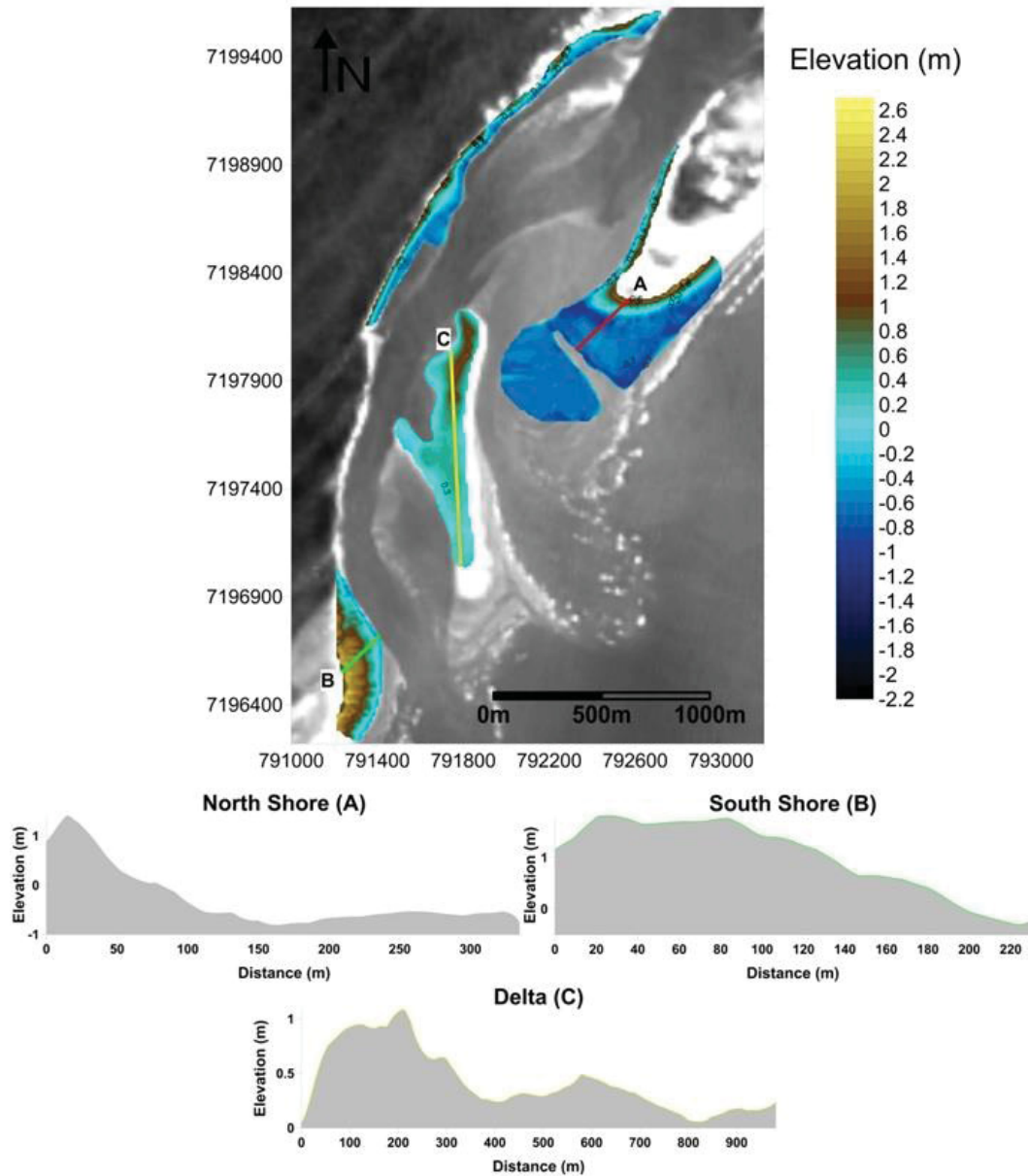


Figure 4. Topographic profiles of the bar on April 2017.

At the inner portion of the southern margin of the Ararapira inlet it is possible to observe continuous erosive processes; while at the oceanward margin, accretion is observed (Fig. 5). However, erosive rates at the inner margin are always higher than accretion rates on the adjacent beach (Fig.6).

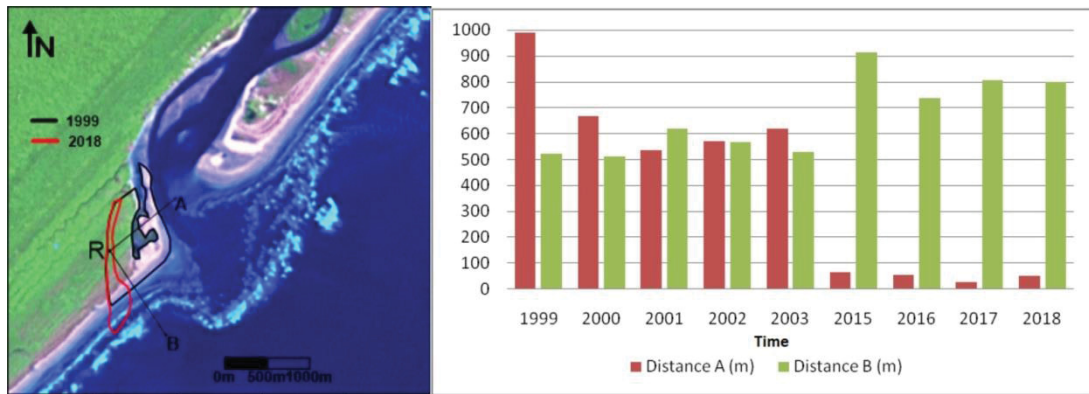


Figure 5. Variation of the area in the southern sector of the Arapira inlet, between 1999 and 2018. Transects **A** and **B** used as a reference in the measurement of the distances from the reference **R** to the coastline.

Figure 6 shows the delimitation of the three subaerial areas used for the assessment of the sediment balance in 1999 and 2018. Superagui, at the southern and eastern margin of the channel, is the sector that lost more area during the period and, in 1999, 2000, 2002, 2003 (Fig. 7), no subaerial delta is visible. However, the total value of the emerging area showed a quasi-continuous oscillation, with a maximum difference of 40 km<sup>2</sup> between all years, except for 2016, which presented lower values when compared to other years.

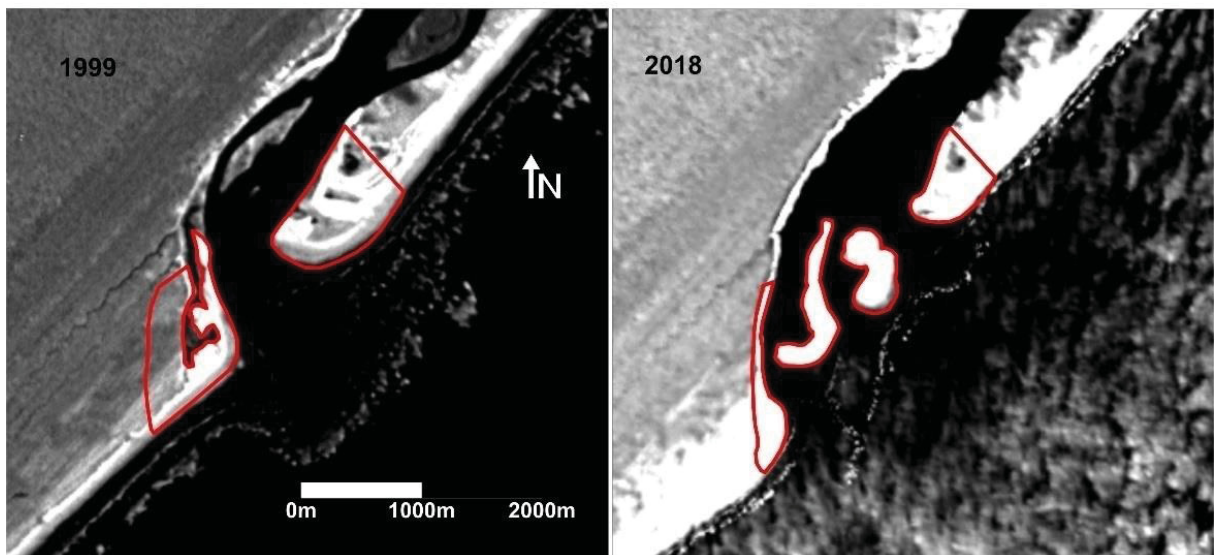


Figure 6. Representation of selected areas in the years 1999 and 2018.

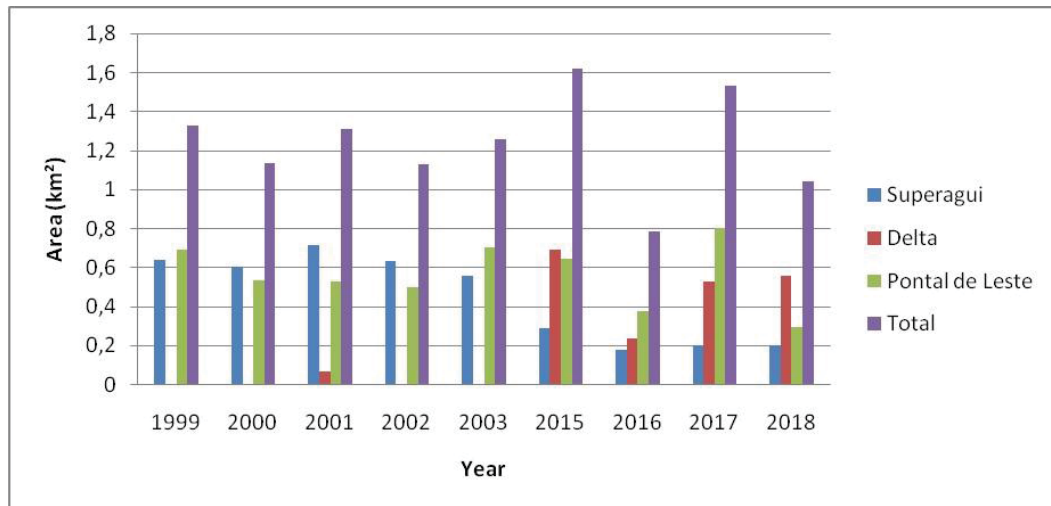


Figure 7. Variation of the subaerial area in three sectors of the inlet.

The southwest margin height variation, between April 2017 and September 2018 (Fig. 8), presented a positive volume of  $10,815\text{m}^3$ . Values show that the sedimentation processes were concentrated at the inner margin, while erosion happened at the outer margin.

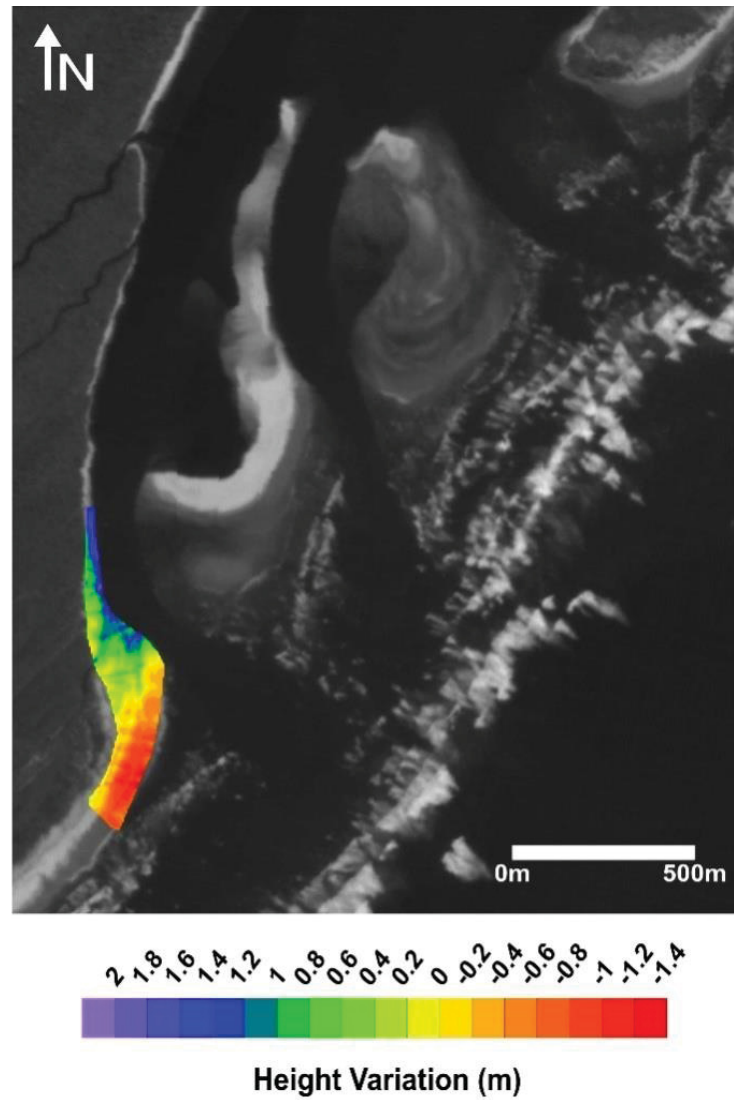


Figure 8. The topographic variation between April 2017 and September 2018 on the south margin of the Ararapira inlet.

#### 2.4.2 THE FORMATION OF THE NEW INLET

The width of the narrowest part of the Cardoso Island spit, where the new inlet has been formed, decreased around 160 m between 1985 and 2016 (Fig. 9) in a discontinuous way, intercalating between erosive and accretionary processes (Fig. 10).

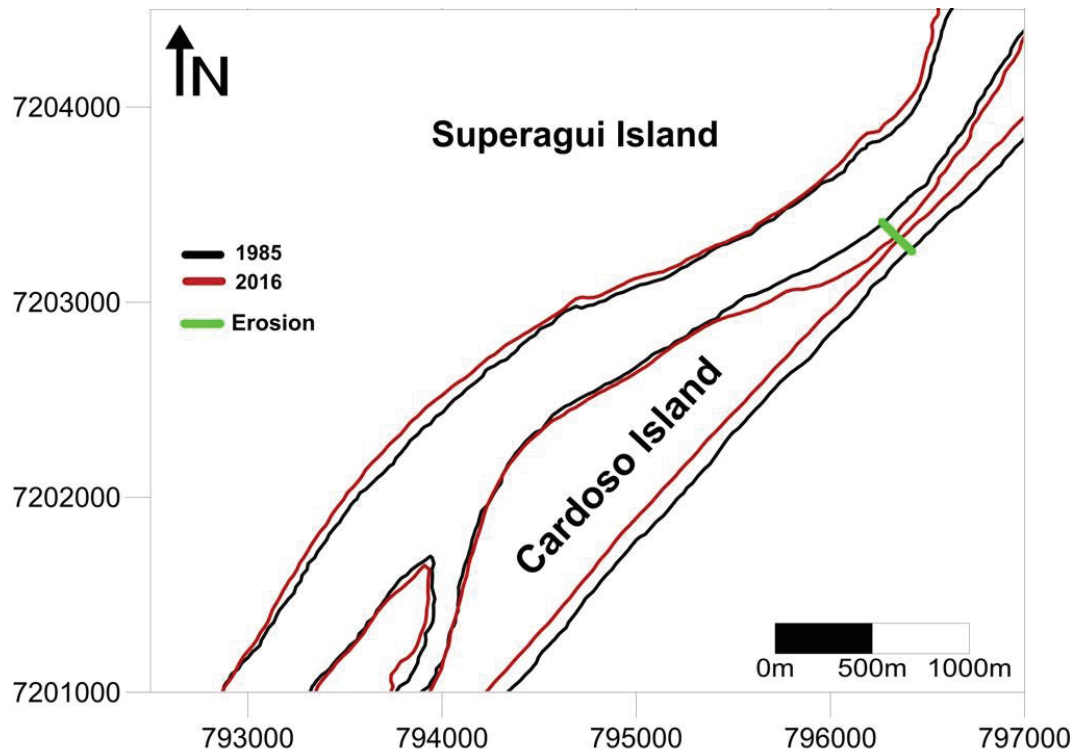


Figure 9. Erosion of the narrowest part of Cardoso Island between 1985 and 2016

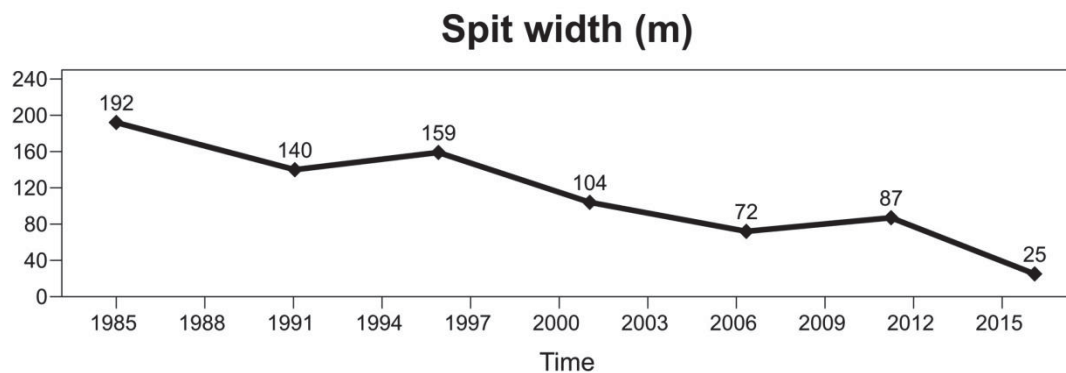


Figure 10. Variation of Cardoso Island spit over the last three decades.

The topographic profiles 3 and 4, in the narrowest part of the spit, are the ones that presented smaller heights throughout their extension in the 2017 data (Fig. 11), and the other profiles are well demarcated by dunes features and show that the inner margin of back-barrier is much more inclined than the ocean side. The greatest variation in height difference before and after the opening of the new inlet is in profile 2, where the main channel was established in the 2018 survey. On September 27<sup>th</sup> the main channel of the new inlet was around 4 m deep, contrasting with a 5 m high barrier observed on April 2017.

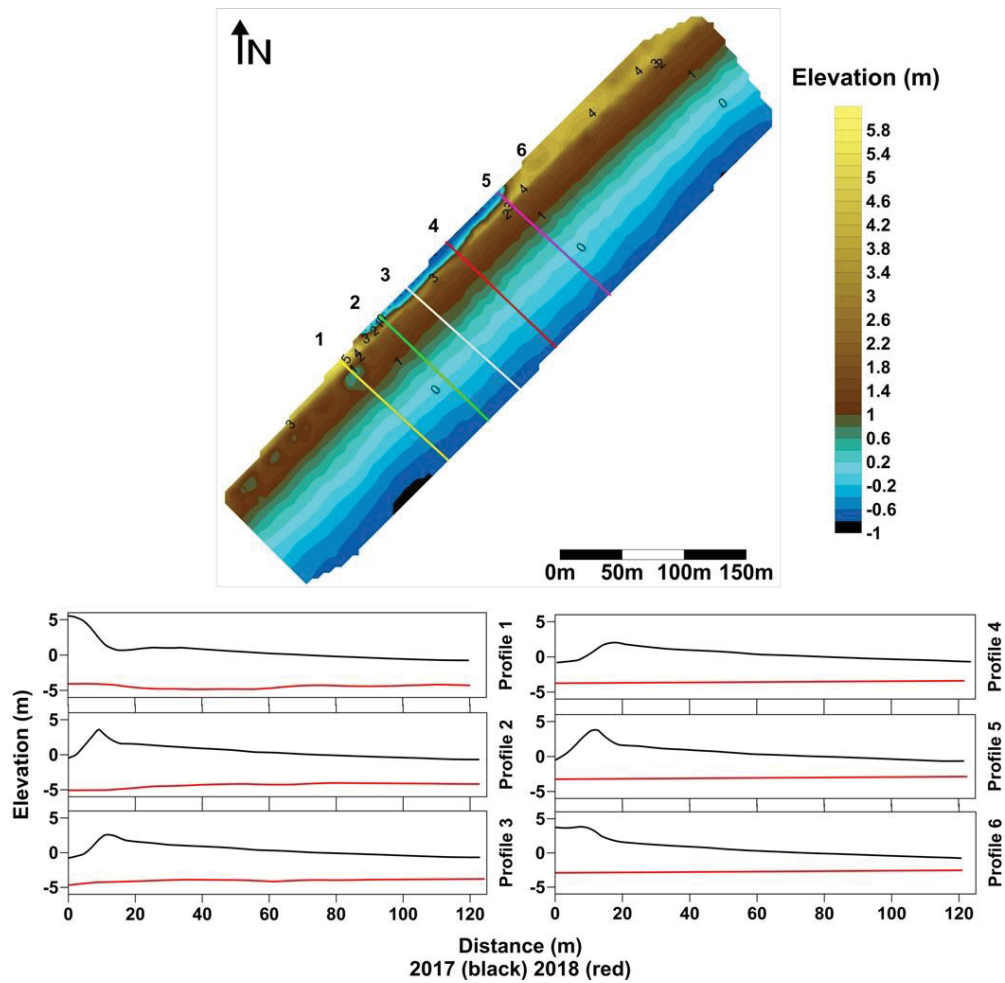


Figure 11. Beach profiles in the strait of the Enseada da Baleia on April 2017 (black) and September 2018 (red).

After the opening of the new inlet at the end of August 2018, the morphological evolution of its margins from September 2018 to January 2019 (Fig. 12), shows a higher rate of erosion at its southern margin, during September 2018, forming the main channel in the south sector of the eroded area. However, from September 2018 to January 2019, it was the northern margin that eroded most, retreating 440 m, while the southern margin eroded 140 m.



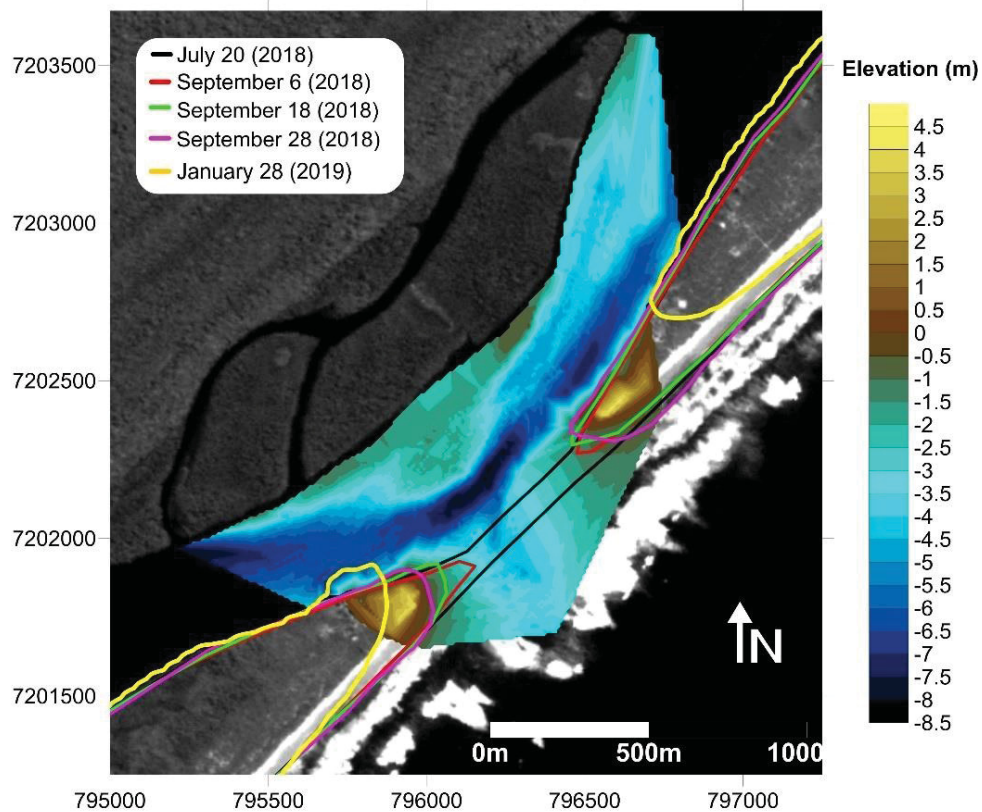


Figure 12. Coastline and bathymetry variation in the region of the new Ararapira inlet.

The volume variation in the area where the barrier breach occurred, has been estimated at 251,710 m<sup>3</sup>. Considering that by the end of August 2018 the inlet was still closed, almost half of the volume was eroded in less than a month.

## 2.5 DISCUSSION

Results show that while the southern margin of the inlet (old) suffered a constant process of erosion between 1985 and 2016, the northeast margin presented both, progradation and retrogradation processes around 1 km. These processes resulted in a widening of the inlet by about 1300 m during the last decade, oscillating until 2006 and growing continuously since then. The inlet widening happened probably due to the formation of another channel through the breaching of the sand spit that forms the inlet margin. The constant southward migration (updrift) process of the Ararapira Inlet has already been analyzed and discussed in several studies (Tessler, 1988; Angulo, 1993; Tessler and Mahiques, 1993; Angulo, 1999; Mihaly and Angulo, 2002; Muller, 2007; Angulo et al., 2009; Muller, 2010; Bazzo, 2011). According to

Angulo (1993), the concave form of the southern margin supports erosive processes governed by ebb tidal currents in a similar process of river meanders. The same process has also been observed by Tessler (1988). Mihaly and Angulo (2002), pointed out the discontinuous erosion and accretion at both margins, showing that these processes could be reversed during short periods according to the oceanographic conditions driving the longshore drift. The Ararapira inlet presents morphological features related to a bending channel forcing updrift migration, similar to the description of Aubrey and Speer (1984), with a steep erosive outer bank and an accreting point bar on the inner bank. It can be said that the migration of the mouth, in this case, depends on the orientation of the channel in relation to the coast.

The shoreline variation at the southern margin of the old inlet, presented erosion at the inner channel between 1999 and 2018, and accretion on the adjacent beach. This can be explained by the hydraulic jetty effect of the ebbing flows acting as a barrier for the northwards longshore drift transport. Between 2017 and 2018, a reversion in this pattern is observed, with sedimentation in the inner part and erosion in the oceanic margin (Fig.9). Due to the temporal resolution of the available images, it is not clear to establish if this change started before or after the opening of the new inlet. However, with the expected weakening of tidal flows in the old inlet, after the opening of the new inlet, the meandering effect in the curved channel is weakened, resulting in less erosion on its southern margin. Additionally, the longshore drift is not interrupted with the same strength as before, being now able to bypass more sediment through the now closing inlet. Despite the continuous process of erosion on the southern margin, the channel width remained virtually constant, indicating the equilibrium of the feature, with erosion in the south being balanced by accretion at the northern margin.

Approximately 5.5 km to the north of the old inlet, is the narrow barrier area where recently resulted in the opening of the new inlet. According to Mihaly and Angulo (2002), the average spit width narrowed from 44 m to 36 m during 32 months (from September 1993 to May 1996) and considering constant erosion rates the barrier was predicted to open in 2012. In a more recent study, Angulo *et al* (2009) predicted that it would open between 2012 and 2016. However, the width of the spit of Cardoso Island presented both erosion and accretion processes over the last three decades. Even with the oscillation between the two processes, the spit width has decreased approximately 160 m over the last 30 years. The erosion and accretion oscillation (fig. 11) process explain the uncertainties in the spit break prediction in previous studies since these processes depend on the transport mechanisms of coastal sediments related to energetic coastal events associated with meteorological and oceanographic events, storm surges and changes in the direction of coastal drift currents. In October 2016, a set of meteorological

phenomena (high-pressure system and southeast winds generating a storm surge) associated with spring tides ended up eroding the frontal dunes of the Cardoso Island barrier. As dunes protect the coastal region from storm surges and extreme tides, and store sediments that are used to replenish beaches during and after storms (Trenhaile, 1997), the frontal dune rupture resulted in accelerated erosion in the following years, facilitating the passage of water during extreme events.

Other important factors contributing to accelerate the erosion process were observed during the fieldwork: aeolian sediment transport from the dunes to the inner channel, especially when they are dry and without vegetation; and passage of people over the remaining dunes, stamping vegetation making sediment available for aeolian transport. When possible, trespassing was controlled through risk area signs and branches blocking the passage.

In August 2018, five frontal systems reached the coast of Paraná. Winds associated with the passage of cold fronts are usually more intense during autumn and winter months (Nimer, 1989), resulting in high energy waves and storm surges in the region (e.g. Pianca et al., 2010). On August 25, the cold front coincided with spring tides and a positive precipitation anomaly of 200 mm in the north of Paraná (CPTEC/INPE). This set of factors contributed to the barrier breach that rapidly evolved to the new inlet.

Four days after opening the channel was already 170 m wide, according to information provided by the management of the State Park of Cardoso Island, and on September 28 the topographic and bathymetric surveys showed it to be 674 m wide. The January 2019 images show the inlet width at 1250 m. The approximate channel widening rate was 16 m per day, with transport of approximately  $2 \times 10^5$  m<sup>3</sup> of sediment during one month, between August and September 2018. From September 28, 2018, to January 28, 2019, the width increased another 576 m, reaching 1250 m. Widening rate has been reduced to 4.8 m per day during this period, followed by even slower rates of about 2.8 m until March 13, 2019, reaching 1370 m (measured from Google Earth Pro Image). This shows that the inlet is reaching its expected stabilization, at widths similar to those of the old inlet.

Although the accelerated erosion process occurs on both sides, the southern margin presented a higher erosion rate, and the main channel moved south during this opening period (Fig. 12). However, in the following months, there is a change in the erosion pattern, with the January 2019 shoreline showing that the northern margin presented a higher erosion rate over time. This alternation of the erosion rate, between the two inlet sides, is usual until the new inlet reaches its equilibrium, as already discussed in other cases (e.g., Liu *et al.*, 1993).

The water exchange between the estuary and ocean became more efficient through the new inlet, leading to its fast widening; while the old inlet currently presents growing sandbars indicating its gradual narrowing (Fig. 13).

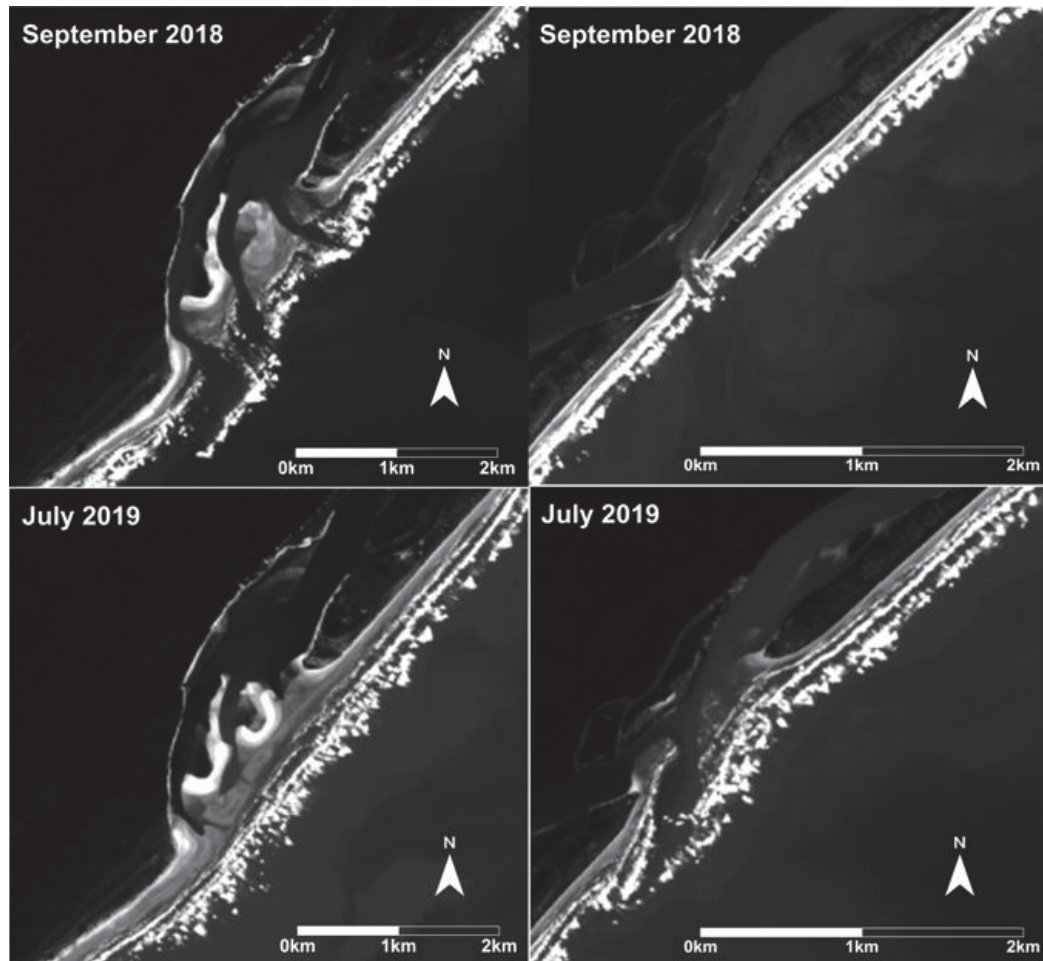


Figure 13. Old inlet (left) and new inlet (right) on September 2018 and July 2019.

After the opening of the new inlet and its dominance in water exchange, the old inlet has a decreased flow intensity through its channel, allowing an increased bypass of sediments transported by the longshore drift, leading to the deposition of the material inside the channel. In the new inlet, the main channel has been shifted to the south and a more intense erosive process has occurred at its southern margin at the beginning of the opening. The trapping of the sediment transported by the drift in the southern part, due to the hydraulic jetty effect of the new channel, may have favored the stability of this margin and facilitated the process of erosion at the northern margin, due to the lack of available sediments northward. Additionally, sediments from the littoral drift are partially diverted landward by tidal flows through the main channel to form the flood tidal shoals, as can be seen in Figure 13. The influx of littoral

sediments into the lagoon is probably aided by waves and is evident from the accretion on the inner shore south of the main channel bend, as observed in Figure 12 (yellow shoreline).

This study has been an important opportunity to assess the morphological evolution of an inlet system and the opening of a new inlet through the breaching of a narrow barrier. Only rare opportunities allow the monitoring of the early morphological evolution of newly opened inlets through natural processes (e.g. Liu *et al.*, 1993; FitzGerald and Pendleton, 2002) or artificial openings (e.g. Kana and Mason, 1998; Cleary and FitzGerald, 2003; Erickson *et al.*, 2003; Vila-Concejo *et al.*, 2003; Vila-Concejo *et al.*, 2004), providing important background information for the management of such areas. Considering scenarios of climate change and sea-level rise, such barrier breaches will become more frequent; therefore, understanding their evolution and impacts on the adjacent estuaries and beaches is of prime importance.

## 2.6 CONCLUSION

Combining the analysis of morphological evolution of an inlet system at different time scales, we assessed the behavior of an inlet system: i. the evolution of the old inlet and its updrift migration; ii. the opening of a new inlet system and its early stages of evolution. The analysis of the coastline variation through the Landsat multispectral images corroborated observations and predictions made in previous studies. Additional details of the updrift migration of the old inlet are given, with a continuous erosion process at the inner portion of the southern margin of the inlet and an accretion process, intercalated with some erosive events, at its northern margin. This process is almost continuous until 2018 when a new inlet was formed through the breaching of the barrier approximately 6 km to the north of the old inlet. After the inlet opening, it rapidly becomes the main connection for water exchange of the system, reaching the width of about 1370 m in March 2019. The decreasing widening rates of the channel indicate it is reaching its equilibrium width. During the first months after the opening, it evolved at widening rates of about 16 m per day, slowing down to rates of 2.8 m per day after approximately eight months of its opening. Water exchange occurring mainly through the new channel, makes the old inlet flows weaker, resulting in increased sediment bypass and gradual infilling of the old inlet. Although being early to assess the migration pattern of the newly formed inlet, the early shoreline evolution shows the continuing updrift migration (southwards), similar to the old inlet. This tendency is probably related to the inner channel shore-parallel orientation, directing the main flow southwards.



In this study we provide a first assessment of the new inlet evolution, indicating the need for further studies of its evolution and the changes induced in its estuarine and coastal systems. Such knowledge is of prime importance for the correct management and behavioral prediction of such systems.

## 2.7 ACKNOWLEDGMENTS

Members of the LOCG-CEM-UFPR, LDC- IOUSP, technical team, residents of local communities, and friends who participated in the data collection effort. This study was financed in part by the Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Finance Code 001. Diana Italiani received a CAPES Ph.D. scholarship. Eduardo Siegle is a CNPq research fellow.

## 2.8 LITERATURE CITED

- Alesheikh, A.A., Ghorbanali, A., Nouri, N., 2007. Coastline change detection using remote sensing. *International Journal of Environmental Sensing & Technology*, 4, 61–66.
- Angulo R. J. 1993. Variações na configuração da linha de costa no Paraná nas últimas quatro décadas. *Boletim Paranaense de Geociências*, 41, 52–72.
- Angulo R.J. 1999. Morphological characterization of the tidal deltas on the coast of the State of Paraná. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 71, 935–959.
- Angulo, R.J.; Souza, M.C.; Müller, M.E. 2007. Evolução do esporão e conseqüências da abertura de uma nova desembocadura do Mar do Ararapira (Paraná - Brasil). *In: 11º ABEQUA, Congr. Assoc. Bras. Est. Quat. Resumo Expandido*.
- Angulo R.J., Souza M.C., Muller M.E. 2009. Previsão e conseqüências da abertura de uma nova barra no Mar do Ararapira, Paraná-São Paulo, Brasil. *Quaternary and Environmental Geosciences*, 01(2), 67–75.
- Aubrey, D.G., Speer, P.E. 1984. Updrift migration of tidal inlets. *Journal of Geology*, 92, 531–545.
- Bazzo, J., 2011. The weave of kinship and the ever-mobile fishing village of Barra de Ararapira (Superagüi Island, Guaraqueçaba, Paraná, Brazil). *Vibrant*, 8, 164–196.
- Cassiano, G.F., Siegle, E., 2010. Migração lateral da desembocadura do Rio Itapocú, SC, Brasil: Evolução morfológica e condicionantes físicas. *Revista Brasileira de Geofísica*, 28, 537–549.
- Cleary, W.J.; Fitzgerald, D.M. 2003. Tidal inlet response to natural sedimentation processes and dredging-induced tidal prism changes: Mason inlet, North Carolina. *Journal of Coastal Research*, 19(4), 1018–1025.

- Cussioli, M.C., Siegle, E., De, L.B., Augusto, C., Schettini, F., 2011. *Morphodynamics At the Itanhém Inlet*. The Proceedings of the Coastal Sediments 2011, 380–391.
- Davis Jr., R.A., Fitzgerald, D.M. 2004. *Beaches and Coasts*. Blackwell Publishing.
- Dean, R.G., Dalrymple, R.A. 2002. *Coastal processes with engineering applications*. Cambridge University Press.
- Erickson, K.M., Kraus, N.C., Carr, E.E. 2003. Circulation change and ebb shoal development following relocation of Mason Inlet, North Carolina. Proceedings of Coastal Sediments 2003. CD-ROM.
- Ferreira, A.T. da S., Amaro, V.E., Santos, M.S.T., 2014. Geodésia aplicada à integração de dados topográficos e batimétricos na caracterização de superfícies de praia. *Revista Brasileira de Cartografia*, 66, 167–184.
- Fitzgerald, D.M., Pendleton, E. 2002. Inlet Formation and Evolution of the Sediment Bypassing System: New Inlet, Cape Cod, Massachusetts. *Journal of Coastal Research*, 36, 290–299.
- Guedes, C.C.F.; Giannini, P.C.F.; Sawakuchi, A.O.; Dewitt, R.; Nascimento Jr, D.R., Aguiar, V.A.P.; Rossi, M.G. 2011. Determination of controls on Holocene barrier progradation through application of OSL dating: The Ilha Comprida Barrier example, Southeastern Brazil. *Marine Geology*, 285(1), 1–16.
- Harari, J., Camargo, R. 1994. Simulação da propagação das nove principais componentes de maré na plataforma sudeste brasileira através de modelo numérico hidrodinâmico. *Boletim do Instituto Oceanográfico*, 42(1/2), 35–54.
- Hayes, M.O., Fitzgerald, D.M. 2013. Origin, Evolution, and Classification of Tidal Inlets. In: Kana, T.; Michel, J., and Voulgaris, G. (eds.), Proceedings, Symposium in Applied Coastal Geomorphology to Honor Miles O. Hayes. *Journal of Coastal Research*, 69, 14–33.
- IBGE, 2017. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Accessed in Abril de 2017.
- Liu, J.T., Stauble, D.K., Giese, G.S., Aubrey, D.G. 1993. Morphodynamic Evolution of a Newly Formed Tidal Inlet. In: Aubrey, D.G., Giese, G.S. (Eds.), Formation and Evolution of Multiple Tidal Inlets. *Coastal Estuarine Studies*, 44, 62–94.
- Kana, T.W., Mason, J.E. 1988. Evolution of an ebb-tidal delta after an inlet relocation. *Lecture Notes on Coastal and Estuarine Studies*, 29, 382–409.
- Komar, P. 1996. Tidal-Inlet Processes and Morphology Related to the Transport of Sediments. *Journal of Coastal Research*, 23, 23–45.
- Komar, P. 1998. *Beach processes and sedimentation*. 2<sup>nd</sup> ed. Prentice Hall, Englewood Cliffs.
- Kumpera, B. 2007. *Contribuição ao processo sedimentar atual no Canal do Ararapira, sistema-estuarino-lagunar de Cananéia-Iguape (SP)*. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Química e Geológica. Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo.



- Marone E., Camargo R. 1995. Efeitos da maré meteorológica na baía de Paranaguá, PR. *Nerítica*, 8, 71–81.
- Mcfeters, S.K. 1996. Using the normalized difference water index (ndwi) within a geographic information system to detect swimming pools for mosquito abatement: A practical approach. *Remote Sensing*, 5(7), 3544–3561.
- Mihály P., Angulo R.J. 2002. Dinâmica da desembocadura do corpo lagunar do Ararapira. *Revista Brasileira de Geociências*, 32, 217–222.
- Müller, M.E.J. 2010. *Estabilidade morfo-sedimentar do Mar do Ararapira e conseqüências da abertura de uma nova barra*. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia. Universidade Federal do Paraná.
- Nemes, D.D., Marone, E., 2010. Caracterização das ondas de superfície na plataforma interna do Estado do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, 68, 20–22.
- Nimer, E. 1989. *Climatologia do Brasil*. Série Recursos Naturais e Meio Ambiente, 4. IBGE, Rio de Janeiro.
- Pianca, C. Mazzini, P. L. F. Siegle, E. 2010. Brazilian offshore wave climate based on NWW3 reanalysis. *Brazilian Journal of Oceanography*, 58(1), 53–70.
- PORTOBRÁS - Empresa de Portos do Brasil. 1983. *Campanha de medições de ondas em Paranaguá -PR, período 21.08.1982 a 21.01.1983*. INPH, Rio de Janeiro.
- PORTOBRÁS - Empresa de Portos do Brasil S.A. 1988. *Relatório de apresentação das medições meteorológicas observadas em Pontal do Sul, Paranaguá-PR, período set.1982 a dez. 1986*. INPH, Rio de Janeiro.
- Rocha R.P., Sugahara S., Silveira R.B. 2004. Sea waves generated by extratropical cyclones in the South Atlantic Ocean: hindcast and validation against altimeter data. *Weather and Forecasting*, 19, 398 – 410.
- Siegle, E., Asp, N.E. 2007. Wave refraction and longshore transport patterns along the southern Santa Catarina coast. *Brazilian Journal of Oceanography*, 55(2), 109–120.
- Silva, F.G., De Oliveira Sousa, P.H.G., Siegle, E. 2016. Longshore transport gradients and erosion processes along the Ilha Comprida (Brazil) beach system. *Ocean Dynamics*, 66(6–7), 853–865.
- Souza M. C. 1999. *Mapeamento da planície costeira e morfologia e dinâmica das praias do município de Itapoá, Estado de Santa Catarina: subsídios à ocupação*. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós- graduação em Geologia. Universidade Federal do Paraná.
- Vila-Concejo A., Ferreira Ó., Matias A., Dias J.M.A. 2003. The first two years of an inlet: sedimentary dynamics. *Continental Shelf Research*, 23, 1425–1445.
- Vila-Concejo A., Ferreira Ó., Morris, B.D., Matias, A. Dias J.M.A. 2004. Lessons from inlet relocation: examples from Southern Portugal. *Coastal Engineering*, 51, 967–990.
- Tessler M.G. 1988. *Dinâmica sedimentar quaternária no litoral sul paulista*. Tese de doutorado, Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo.

- Tessler, M.G., Goya, S. C. 2005. Processos Costeiros Condicionantes do Litoral Brasileiro. *Revista do Departamento de Geografia*, 17, 11–23.
- Tessler, M.G., Mahiques, M. M. 1993. Utilization of coastal geomorphic features as indicators of longshore transport: Examples of the southern coastal region of the State of São Paulo, Brasil. *Journal of Coastal Research*, 9, 823–830.
- Trenhaile, A.S. 1997. *Coastal dynamics and landforms*. Clarendon Press, Oxford University Press, New York.
- Trombetta, T.B., Oleinik, P.H., Guimarães, R.C., Kirinus, E.D.P., Marques, W.C., Isoldi, L.A. 2018. *Longshore sediment transport on the Brazilian continental shelf*. Anais do 8º MCSUL/ VIII SEMENGO.

### **3      CAPITULO III – CARACTERIZAÇÃO MORFOLÓGICA E HIDRODINÂMICA DO CANAL DO ARARAPIRA: ANTES E DEPOIS DA ABERTURA DE UMA NOVA DESEMBOCADURA.**

#### **RESUMO**

Este trabalho aborda as características morfológicas e hidrodinâmicas do Canal do Ararapira (SP-PR), e a influência dessas no comportamento das variáveis físicas responsáveis pelo transporte de sedimentos no sistema, como as correntes de maré e as correntes geradas por ondas, antes e após a abertura de uma nova desembocadura na ilha barreira que separa o canal do oceano aberto. Para o desenvolvimento desse estudo, foram coletados dados hidrográficos e morfológicos em Março e Abril de 2017 e a atualização dos dados morfológicos logo após a abertura da nova barra em Setembro de 2018. Para comparação das mudanças nos dados hidrográficos e análise da influência das ondas no sistema, foram criados cenários no modelo numérico MOHID 2D, que tem sido utilizado com êxito na gestão de regiões costeiras. Os resultados indicam que as ondas têm pouca importância nas condições hidrodinâmicas da parte interna do canal, porém, possuem importante papel na distribuição dos sedimentos na região das desembocaduras, através das correntes de deriva litorânea que são responsáveis pela retirada e reposição desse material nas áreas adjacentes ao canal. Também pôde ser verificada diferença na intensidade das correntes nas estações amostrais antes e após a abertura, mudança do prisma de maré da desembocadura velha para a desembocadura nova e sua interferência na corrente de deriva litorânea.

### 3.1 INTRODUÇÃO

Estuários e lagunas costeiras, e suas desembocaduras representam sistemas naturais modificados constantemente por correntes de maré, aportes variados de água doce proveniente da drenagem continental, e diferentes níveis de ação das ondas ao longo de suas margens oceânicas (Komar, 1996). Os principais fatores que determinam características morfológicas de meso- e macroescala desses sistemas costeiros são correntes de maré e ondas geradas por vento (Hibma et al, 2004).

De acordo com classificação geomorfológica de Pritchard (1952a), os estuários podem ser classificados como de planície costeira (vale inundado), fiordes, formado por barras, e laguna costeira. A classificação mais próxima do estuário que é considerada no presente estudo é a laguna costeira, definida por um corpo de água marinha interior; geralmente orientada na direção paralela a costa, separada do oceano por uma barreira ou ilha barreira, mas interligando-se ao mesmo com um ou mais canais restritos (Pheleger, 1969).

Lagunas podem variar no seu formato, mas a maioria delas apresentam formato alongado paralelo à costa (Davis Jr and Fitzgerald, 2004), e dentre os sistemas lagunares mais complicados encontram-se aqueles cujos corpos de água são separados do oceano por sucessivas barreiras deposicionais (Bird, 1994).

Os movimentos no ambiente estuarino lagunar são gerados pela maré, descarga de água doce, gradiente de pressão devido à influência termohalina da salinidade sobre a densidade, pela circulação da plataforma continental e pelo vento agindo diretamente sobre a superfície livre. A maré é uma das principais forças geradoras dos movimentos e dos processos de mistura nesses ambientes e também são condicionadas pela morfologia do sistema, pela vorticidade relativa devida ao atrito no fundo e também aos efeitos de rotação da Terra (aceleração de Coriolis), nos casos de estuários de grandes dimensões e marés com periodicidade diurna. (Miranda *et al.*, 2002). Além disso, a maré também tem um importante papel no transporte de sedimentos, agindo na exportação desse material quando o estuário é dominado pela maré vazante e na importação quando dominado pela maré enchente (French, 1997). Sendo assim, o conhecimento da assimetria é importante para estimativa da taxa de transporte, erosão e sedimentação, dentro do ambiente estuarino.

O presente estudo aborda um ambiente estuarino cujo canal principal apresenta formato meandrante. Enquanto que rios meandrantés são constantemente influenciados pela hidrodinâmica ocorrendo em apenas uma direção, estuários com formato meandrante estão sob influência hidrodinâmica com fluxo birecional (influência da maré). Em alguns casos em que a orientação

do estuário é paralela à costa, somada a influência da dinâmica interna de correntes bidirecionais e ação das ondas também agindo na erosão de sua margem externa (representada pela restinga, ou ilha barreira), o rompimento da ilha barreira em sua parte mais estreita é praticamente inevitável. O tempo para ocorrência deste fenômeno depende do grau de influência das variáveis envolvidas nos processos estuarinos e oceânicos.

A morfologia do canal do Ararapira e a morfodinâmica de sua desembocadura vêm sendo estudados por diversos autores (Tessler & Mahiques 1993, Angulo 1993, 1999, Mihály & Angulo 2002, Kumpera 2007, Angulo *et al.*, 2009, Müller 2010, Nogueira 2010, Angulo *et al.*, 2019). Estes estudos apontaram a migração de sua desembocadura para sul, contrária a deriva litorânea predominante na região, detectada por evidências sedimentológicas e morfológicas (Bigarella *et al.*, 1966, Angulo 1992, 1993) e experimentos de Marone *et al.* (1995) utilizando garrafas de deriva. Os estudos também previram a formação de uma nova desembocadura no sistema (Mihály & Angulo, 2002), que acabou ocorrendo em Agosto de 2018. A abertura causou importantes mudanças nas características hidrodinâmicas do estuário e na morfologia das áreas adjacentes, muitas delas já previstas e descritas por Angulo *et al.* (2009). Estes estudos, apontaram a necessidade de informações mais detalhadas sobre a circulação de correntes de maré no canal, e correntes de deriva geradas por ondas na parte oceânica, para compreender as possibilidades de migração da nova barra e possíveis modificações nas áreas adjacentes.

O presente estudo tem como objetivo caracterizar a morfologia e a hidrodinâmica do estuário do Ararapira, e entender as diferenças destas antes e após a abertura de um novo canal no sistema, usando dados morfológicos e hidrográficos coletados *in situ* e a aplicação de um modelo numérico.

As observações das características morfológicas e hidrodinâmicas antes e após a abertura da nova barra, servem como base para entender os principais processos morfodinâmicos que ocorrem em um sistema estuarino lagunar paralelo à costa, e podem servir como modelo para outros sistemas similares.

### 3.2 ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está localizada no extremo norte do litoral paranaense e sul do litoral paulista. A planície costeira paranaense e sul paulista é caracterizada por composição arenosa cuja formação tem ligação com as regressões marinhas quaternárias, onde as principais feições

são cordões litorâneos do Holoceno, interpretados como paleodunas frontais que demarcavam antigas linhas de costa (Angulo *et al.*, 2006)

O canal do Ararapira está localizado na divisa entre os estados Paraná e São paulo (Fig. 1), entre a Ilha do Superagui e a Ilha do Cardoso. Comunica-se com a baía de Trapandre, no Estado de São Paulo, separando a Ilha do Cardoso do continente e, com a baía dos Pinheiros no Paraná (Sistema Estuarino de Paranaguá), através do Canal do Varadouro, escavado na década de 1950, com objetivo de fazer-se possível o trajeto Cananéia-Paranágua. A extensão do canal do Ararapira é de aproximadamente 16 km, paralelo à costa (45° SSO-ENE), com largura média de 500 m e possui característica meandrante, ao sul da confluência com o canal do Varadouro, com suas margens compostas por barreiras arenosas do Holoceno (Angulo *et al.*, 2009).

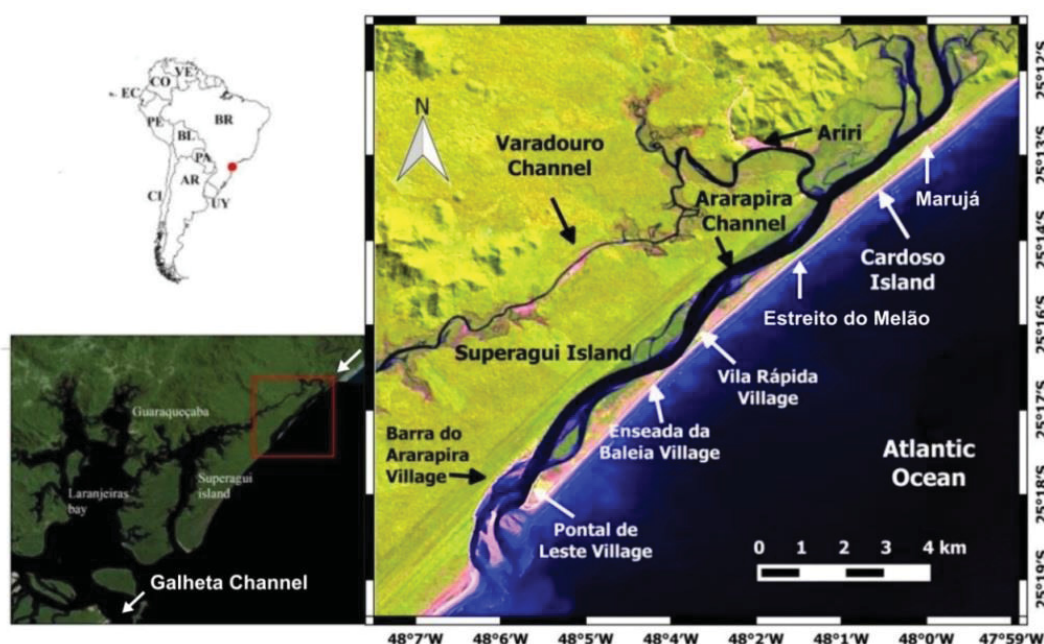


Figura1. Area de Estudo.

Angulo *et al.*, (2019) identificaram o conjunto de bacias hidrográficas, com extensão de 221.6 km<sup>2</sup> e que contribuem para o input de 6.6 a 9.1m<sup>3</sup>/s de água doce no sistema.

A variabilidade oceanográfica na plataforma interna do Paraná, segundo Noernberg e Alberti (2014) é caracterizada por valores máximos de correntes de 54.2 cm/s, 2.9m de altura de onda e período de 10s. A maré é semi-diurna apresentando duas preamares e duas baixamares diárias, com amplitudes médias inferiores a 1.2 metros, do tipo micro-maré (Harari & Camargo, 1994). As marés meteorológicas também são frequentes e podem acrescentar até 80 cm no nível do mar (Marone & Camargo, 1995).

### 3.3 MATERIAIS E MÉTODOS

#### 3.3.1 MORFOLOGIA E BATIMETRIA

Foram realizados levantamentos batimétricos e topográficos ao longo do estuário do Ararapira, antes e após a abertura da nova barra, com a utilização de uma eco-sonda EchoMap chirp 42dv Garmim e um sistema de DGPS com equipamentos da Leica. Os dados batimétricos foram corrigidos de acordo com os dados de elevação do nível do mar obtidos a cada trinta minutos por um sensor de Levelogger 3001 instalado na região no píer do Marujá (ponto vermelho, Fig. 2), e marcação de nível com uma régua instalada rente ao pier e ao sensor. A altura do nível do mar foi corrigida pela altura ortométrica da água obtida por levantamento com DGPS. Para complementação dos dados topográficos nas grandes áreas extensas emersas, foram utilizados dados do SRTM (Shuttle Radar Topography Mission), cuja resolução espacial é de 30m. Os dados de batimetria da plataforma oceânica foram extraídos do SMC (Coastal Modeling System). Para as regiões de água rasa, onde não foi possível fazer levantamento de dados batimétricos, foram geradas cotas batimétricas, utilizando imagens de satélite LandSat, com data próxima aos levantamentos, onde o número de reflectância de cada pixel serviu como base para estimativa da profundidade, através de comparação com pixel localizado onde havia dado de batimetria coletado. Os dados topográficos e batimétricos foram interpolados, usando o método de triangulação para geração de modelo digital de elevação, utilizado tanto para análise morfológica, quanto para a construção dos domínios do modelo numérico.

#### 3.3.2 SEDIMENTOLOGIA

Para a caracterização sedimentológica da área de interesse, foram coletadas 34 amostras de sedimentos na parte emersa e parte submersa da desembocadura e adjacências, para o estudo da distribuição granulométrica. Para a aquisição de amostras na parte submersa foi utilizado um pegador de sedimentos Van Veen e para reconhecimento das frações granulométricas, as amostras foram analisadas com auxílio de um sedimentômetro a laser *Microtrac* pelo laboratório de Oceanografia Geológica do Centro de Estudos do Mar (LOGEO), onde foram extraídos os valores de diâmetro médio dos grãos.



### 3.3.3 HIDRODINÂMICA

Dados hidrográficos foram obtidos em cinco pontos ao longo do Mar do Ararapira através de fundeios com frequência amostral de trinta minutos (Fig. 2):

Ponto 1: Pontal de Leste (ponto azul) – Um correntômetro eletromagnético InterOcean S4P-CTD (2Hz). As medidas foram realizadas a 0,5 m acima do fundo a uma profundidade de 6m;

Ponto 2 (lilás): Um CT ALEC JFE, na Enseada da Baleia.

Ponto 3: Sul da desembocadura do Varadouro, próximo a margem da Ilha do Cardoso (ponto verde) – Um ADP Nortek AS de 2 MHz e um CT de fundo. A resolução vertical do ADP foi de 1m e a profundidade do local 5.5m;

Ponto 4: Ariri (ponto azul claro) – um CTD Seabird SBE 37 SM em uma profundidade do local 3m;

Ponto 5: Norte da desembocadura do Varadouro (ponto verde) – Um ADP Nortek AS de 2MHz e dois CTs (fundo e superfície). A resolução vertical do ADP foi e 1m. E a profundidade do local 4m;

Ponto 6: Marujá (vermelho) – Um sensor de pressão Levelogger.

A duração dos fundeios foi de aproximadamente um ciclo quinzenal de maré (de 22 de março à 6 de abril de 2017), exceto pelo fundeio no ponto 5 que foi retirado no dia 31 de março (9 dias).



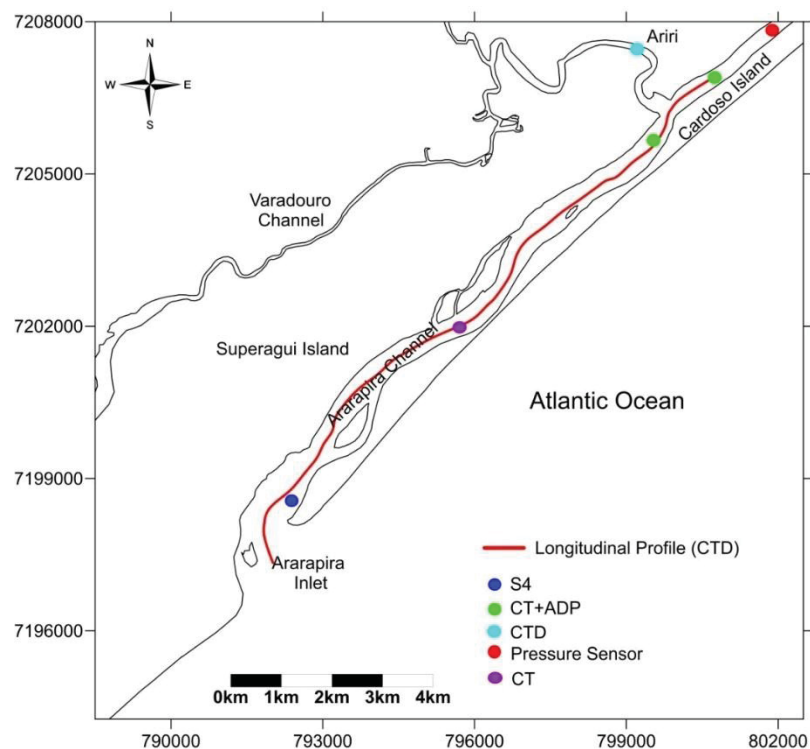


Figura 2. Localização das estações de coleta de dados.

Para o levantamento do perfil longitudinal de salinidade do Canal do Ararapira, antes e após a abertura da nova barra, foi utilizado o CTD Alec, em pontos com distância aproximada de 1 km um do outro ao longo do canal.

### 3.3.4 MODELAGEM NUMÉRICA

O modelo numérico aplicado no trabalho foi o MOHID (Water Modelling System), desenvolvido pelo Grupo de Investigação de Tecnologias Marinhas (MARETEC) da Universidade Técnica de Lisboa, acoplado ao modelo de ondas SWAN (Booij *et al.*, 1999), seguindo a metodologia descrita e aplicada por Franz *et al.* 2016, Franz *et al.*, (2017a) e Moreira (2019), na plataforma continental sudeste brasileira.

Foram gerados dois domínios morfológicos locais para as simulações (com e sem a nova barra), com os dados batimétricos e topográficos coletados nos campos de 2017 e 2018, dados de batimetria do SMC para a plataforma oceânica e dados de topografia do SRTM.

O modelo hidrodinâmico foi calibrado com os dados hidrográficos coletados na campanha de 2017, antes da abertura da nova barra, nas duas extremidades do domínio do canal.

Para os dados de maré na fronteira, foram utilizadas as componentes de maré do modelo da plataforma do Paraná implementado por Franz *et al.* (2016).

Séries temporais de ondas foram extraídas do WAVEWATCH III (Tolman et al., 2002; Tolman, 2009) na isóbata de 45m, 60 km offshore (25.5 S; 47.5 W), para o período de 1979-2018 e para o período de levantamento de campo (Março-Abril de 2017), com a finalidade de verificar a frequência e características das ondas a serem implementadas nos cenários do modelo. Os dados de onda do período da coleta de campo, também foram gerados através do Swan em uma metodologia de *dowscaling*, do modelo da plataforma sudeste utilizado por Moreira (2019), passando para uma grade regional abrangendo a plataforma da Ilha do Superaguí e Ilha do Cardoso, para depois chegar na grade local do estuário do Ararapira (Fig. 3). A mesma resolução foi utilizada posteriormente para gerar os cenários de onda constante sudeste e leste, nas direções mais frequentes obtidas nas séries temporais, a fim de analisar o comportamento da deriva litorânea.

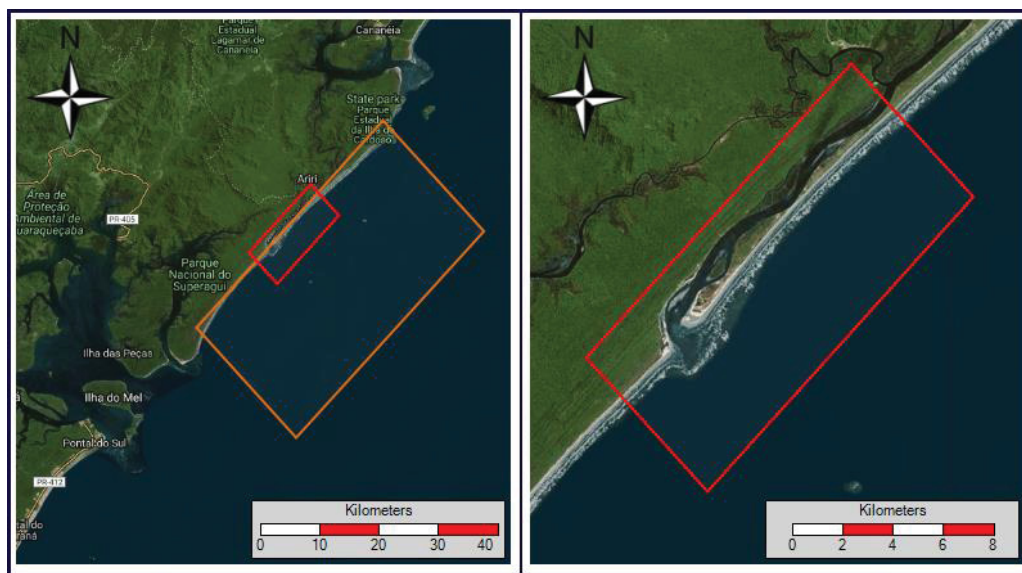


Figura 3. Grades Regional e Local do domínio do modelo.

O sistema estuarino em questão, possui ligação com duas baías (Pinheiros e Trapandé) através de dois canais (Varadouro e Ararapira). Além disso, a margem oeste do setor norte do canal tem como característica uma grande extensão de área alagável (mangues e canais de maré), cuja topografia não foi bem representada pelos dados do SRTM. Considerando essa complexidade hidrográfica e morfológica, a grade local foi construída abaixo da confluência do Varadouro com o Ararapira. A série temporal de dados coletados em campo (velocidade e nível da água), logo ao sul dessa confluência, foram utilizados para gerar uma série temporal de descarga (Q) a ser inserida nessa fronteira interna do modelo, cujo cálculo foi feito através da seguinte equação (1):

$$Q = (A + L \times WL) \times (\pm V)(1)$$

Onde  $A$  é a área da secção no nível de maré mínima,  $L$  a alargura da secção,  $WL$  a variação do nível da água, e  $V$  a velocidade do fluxo cujo valor positivo e negativo foi ajustado de acordo com a direção.

### 3.4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

#### 3.4.1 MORFOLOGIA E SEDIMENTOLOGIA

A integração dos dados de batimetria e topografia mostra que o canal do Ararapira é meandrante, com um canal principal de circulação apresentando profundidades maiores rente às margens côncavas e menores nas margens convexas com alguns baixios e ilhas (Fig. 4), variando de 1 a 10 metros de profundidade. A desembocadura é muito dinâmica e apresentava dois canais principais, um em cada lado de um delta, em abril de 2017, com tendência de formação de um novo canal na feição da margem norte, pela ação das correntes de maré enchente padrão já observado por Angulo (1999), e em Setembro de 2018 apresentava 3 canais principais. As maiores profundidades do canal ocorrem na confluência do Canal do Varadouro com o canal do Ararapira (10m) e na margem côncava da parte mais estreita da esporão da Ilha do Cardoso (8-9m), antes do rompimento. Esses padrões de profundidade ao longo do canal também já foram apontados em estudos anteriores (Nogueira, 2010; Angulo *et al.*, 2019).

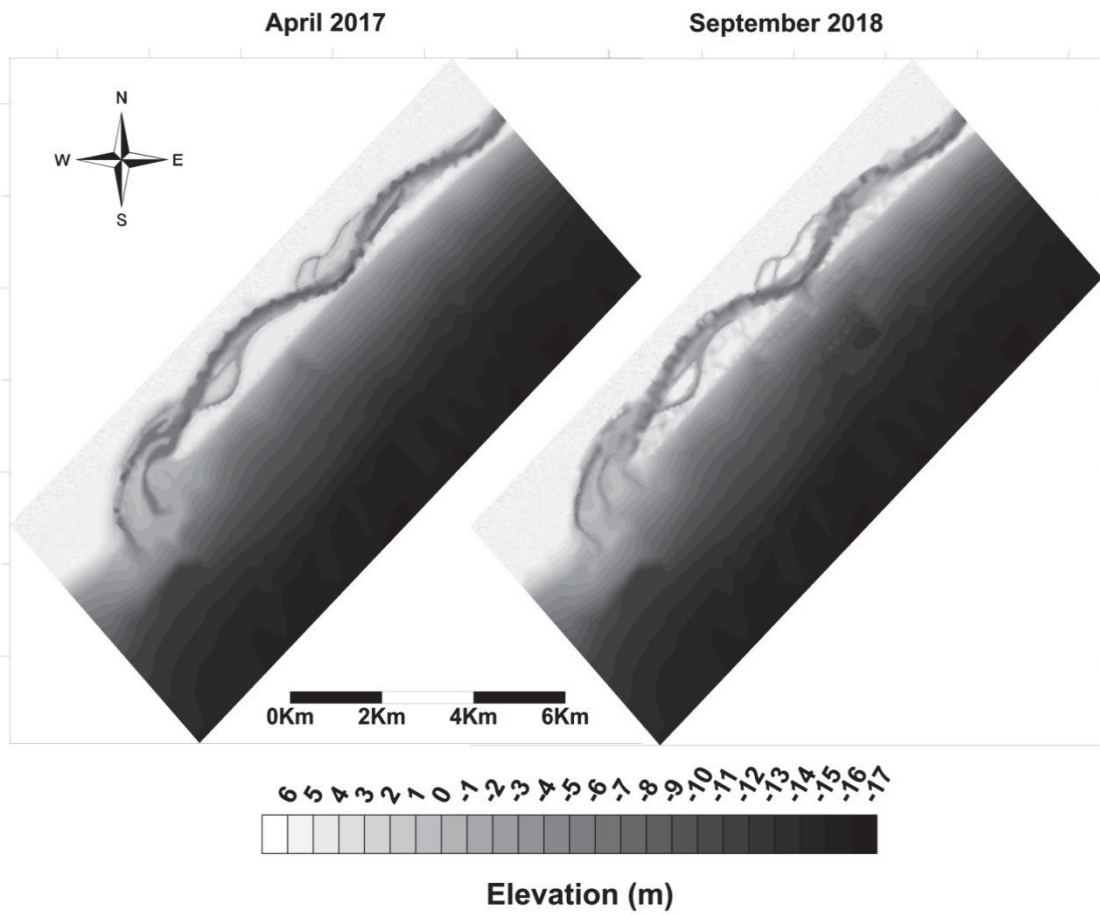


Figura 4. Modelo de elevaçãodo terreno do Canal do Arapira em Abril de 2017 e Setembro de 2018

Agranulometria próxima a desembocadura foi classificados como areia fina e areia média, com odiâmetro médio dos grãos variando entre 0.165e 0.462 milímetros (Fig. 5).

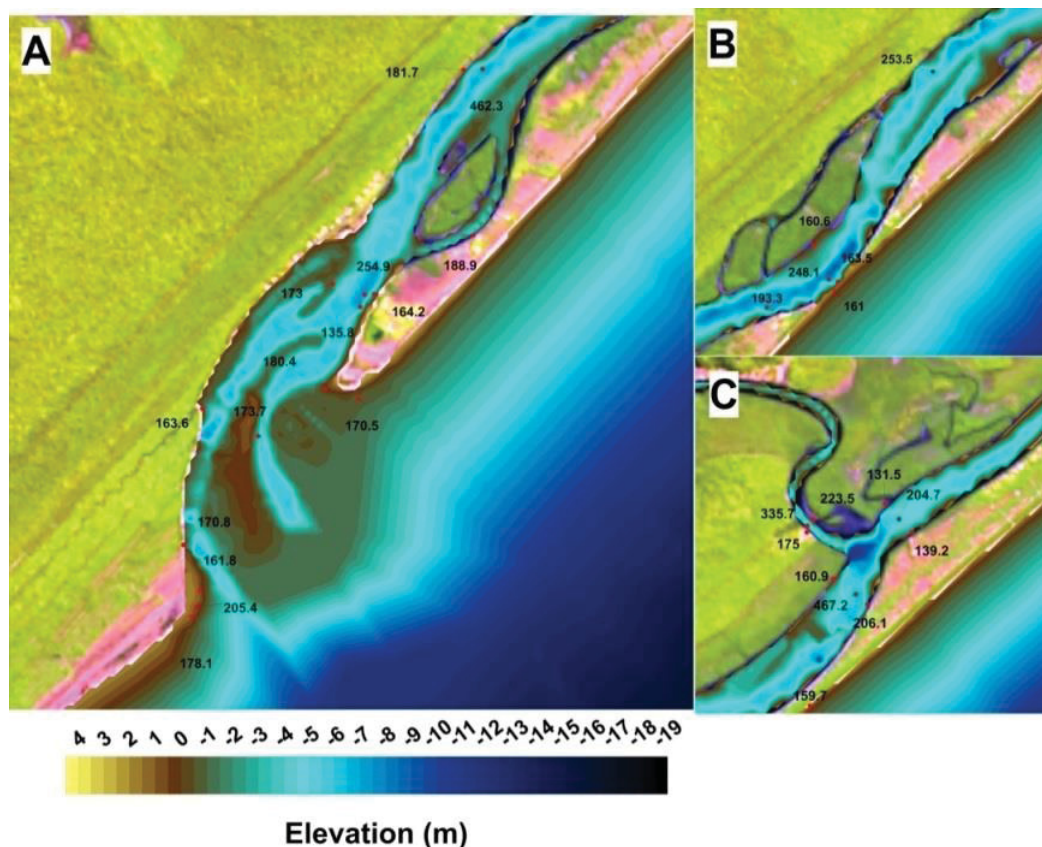


Figura 5. Distribuição do diâmetro médio dos grãos dos ( $\mu\text{m}$ ) sedimentos próximos a desembocadura (a), no setor médio do canal (b) e na confluência com o varadouro (c).

Na região central do canal (região mais estreita da Ilha do Cardoso), o diâmetro médio das amostras variou entre 0.160 e 0.253 milímetros, área caracterizada predominantemente por areia fina, sendo que os maiores valores também estavam associados a maiores profundidades, e os valores menores próximos às margens. Na área de confluência do canal do Varadouro com o canal do Arapirã, o diâmetro médio dos grãos variou entre 0.139 e 0.467 milímetros, apresentando variedade entre areia fina e média. Ao norte da confluência, os sedimentos são mais finos, variando entre 0.131 e 0.204 milímetros, seguindo o padrão de menor diâmetro próximo às margens e maior no centro do canal. No canal do Varadouro, os diâmetros variaram entre 0.175 e 0.335 milímetros, e ao sul da confluência variaram entre 0.160 e 0.467 milímetros sendo que o maior valor está situado no centro do canal e os menores valores nas margens. De maneira geral, as características granulométricas ao longo de todo canal, permaneceram as mesmas observadas por Kumpera (2007) e Angulo et al. (2019).



### 3.4.2 HIDRODINÂMICA

De forma a comparar com os dados coletados de maré na região do Ararapira, foram extraídas as componentes harmônicas dos dados de maré do canal da Galheta, situado na desembocadura sul do estuário de Paranaguá (localizado a 40 km ao sul da área de estudo). As previsões foram comparadas com os dados medidos, sendo possível verificar a ausência de eventos de maré meteorológica durante o período da coleta dos dados em campo. A extensão do registro do nível de água utilizado na análise harmônica variou entre 15 (Pontal de Leste, Ariri e Marujá) e 30 dias (Galheta), com intervalos de amostragem de 30 minutos.

Os conjuntos de dados no interior do canal foram utilizados para caracterizar a propagação das marés ao longo do estuário e comparar a diferença entre o canal do Varadouro, setor norte e sul canal do Ararapira, através da análise harmônica utilizando o pacote MATLAB T\_Tide (Pawlowicz et al., 2002).

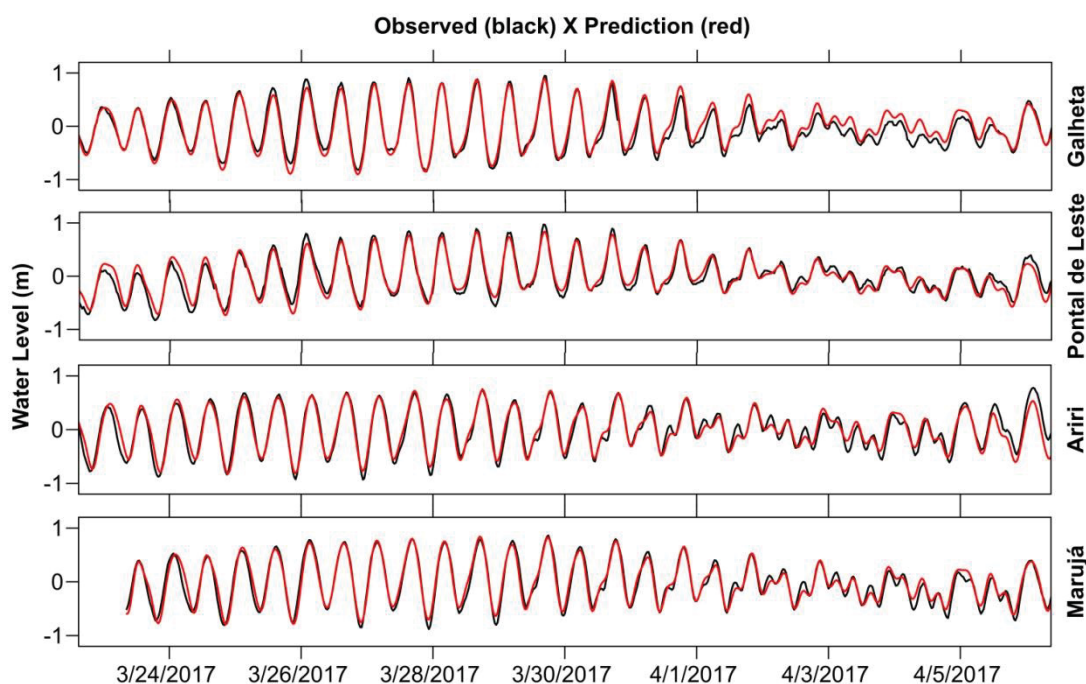


Figura 6. Comparação da previsão e dos níveis de água observados nas estações localizadas em Galheta, Pontal de Leste, Ariri e Marujá.

Para a classificação da maré nos pontos analisados foi calculado o Número de Forma (F) através da seguinte equação (2):

$$F = \frac{H(K1) + H(O1)}{H(M2) + H(S2)} \quad (2)$$

A Tabela 1 mostra os valores das componentes principais utilizadas no cálculo para cada ponto e o valor de  $F$  que representa maré semidiurna para os valores menores do que 0.25 e maré mista, principalmente semidiurna, para valores entre 0.25 e 1.5 (Pugh, 1987). Sendo assim, os pontos coletados apresentam características de maré mista.

Tabela 1. Valores dos principais componentes de maré na Galheta, Pontal de Leste, Ariri e Marujá e o Fator de Forma da maré (m).

Station	H(K <sub>1</sub> )	H(O <sub>1</sub> )	H(M <sub>2</sub> )	H(S <sub>2</sub> )	F
Galheta	0.0474	0.111	0.3918	0.3111	0.2253521
Pontal de Leste	0.0593	0.1141	0.3325	0.2433	0.3011462
Ariri	0.0633	0.1319	0.3994	0.2472	0.3018868
Marujá	0.0614	0.1326	0.4081	0.2729	0.2848752

As velocidades de corrente máximas estão apresentadas na Tabela 2 e mostram que, para o ponto perto da desembocadura (Pontal de Leste), as máximas velocidades encontram-se na maré enchente durante a sizigia, e de vazante durante a quadratura. Os valores de direção indicam que as velocidades máximas apresentaram fluxo direcionado para o interior do canal, tanto na enchente, quanto na vazante.

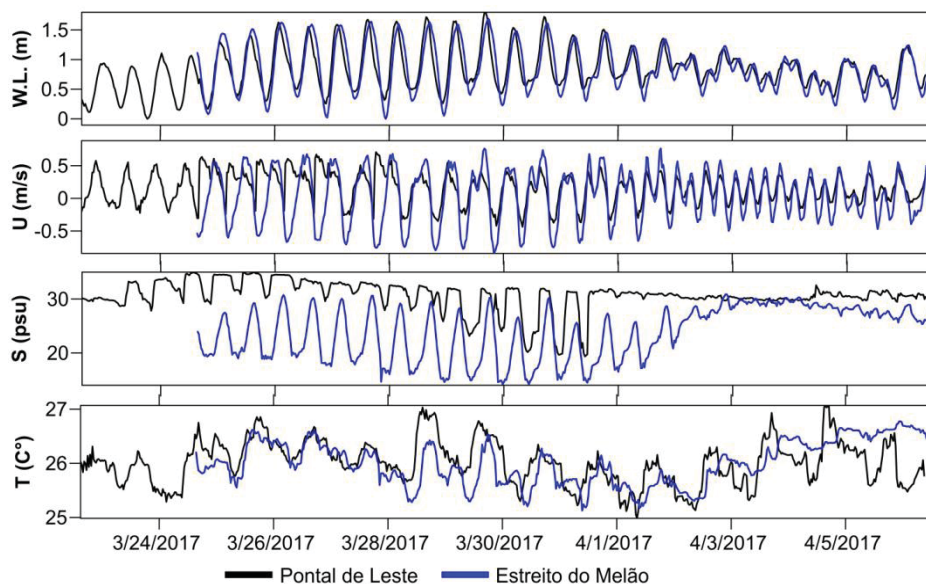


Figura7. Séries temporais de nível de água, velocidade média em profundidade, salinidade e temperatura em Pontal de Leste e Estreito do Melão.

Os valores da componente  $U$  compostos em sua maioria por valores positivos durante a série temporal inteira (Fig. 7), mostram que o ponto de coleta provavelmente estava localizado em um subcanal de maré enchente. Já na Estação do Estreito do Melão, os valores de velocidade



mostram que a direção do fluxo principal varia de acordo com a maré, porém com velocidades máximas de vazante com direção sudoeste.

Table 2. Velocidades máximas nas estações Pontal de Leste e Estreito do Melão

Station	MáxVel (m/s)	Direction(°)	Depth(m)	Tide	WaterLevel(m)
Pontal de Leste	0.90	10.70	5.8	flood (spring)	1.188
	0.78	27.1	5.8	ebb (neap)	0.577
Estreito do Melão	0.89	230.8	5.5	ebb (spring)	1.244
	0.82	228.0	5.5	ebb (neap)	1.255

A salinidade ao longo do canal obtida nos cinco pontos de coleta durante a campanha do ano de 2017 (Fig. 8) diminui, e a variação da salinidade com a maré aumenta a montante. Na estação E, onde foi possível coletar dados de salinidade na superfície e no fundo, destaca-se a maior variação dos valores de salinidade na superfície (Fig. 8).

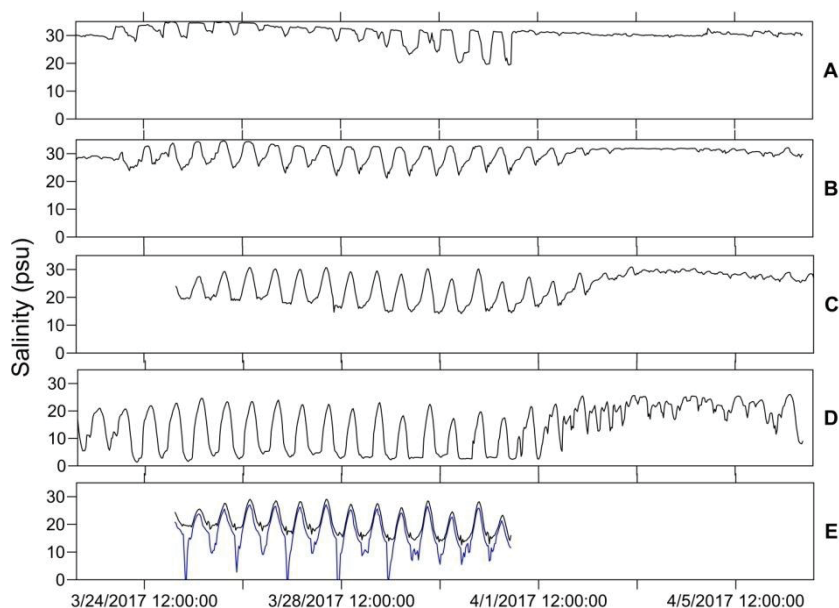


Figura 8. Série temporal de salinidade nas estações: Pontal de Leste (A); Enseada da Baleia (B); Estreito do Melão (C); Ariri (D) e Nova Enseada (E)

Os perfis longitudinais de salinidade (Fig. 9), obtidos em Março de 2017 e Setembro de 2018, mostram a presença da cunha salina, antes da abertura da nova barra, iniciando 3 km estuário a dentro, e a ausência desta após a abertura. Os dois perfis foram obtidos no início da maré enchente, da desembocadura para o interior do estuário, durante a quadratura. O primeiro perfil foi coletado em um mês com maior índice pluviométrico do que o segundo (Fig. 10), mas os índices de pluviosidade nos dias das coletas foram relativamente próximos, apresentando em

torno de 7 mm de chuva acumulada no dia 22 de Março de 2017 e 4.1mm no dia 28 de Setembro de 2018 (INMET, 2019).

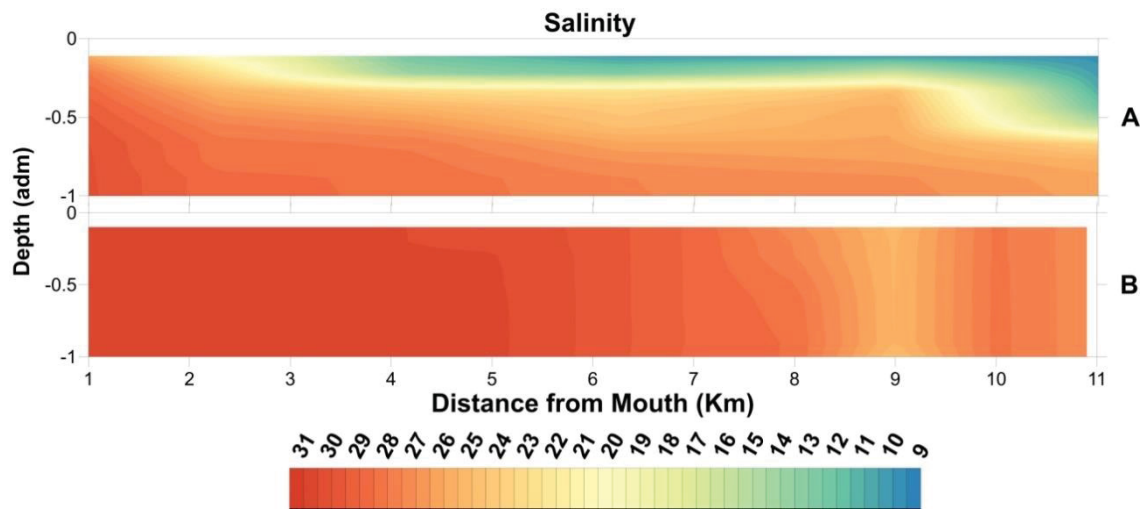


Figura9. Perfis longitudinais de salinidade. March 22, 2017 (A), September 28, 2018 (B)

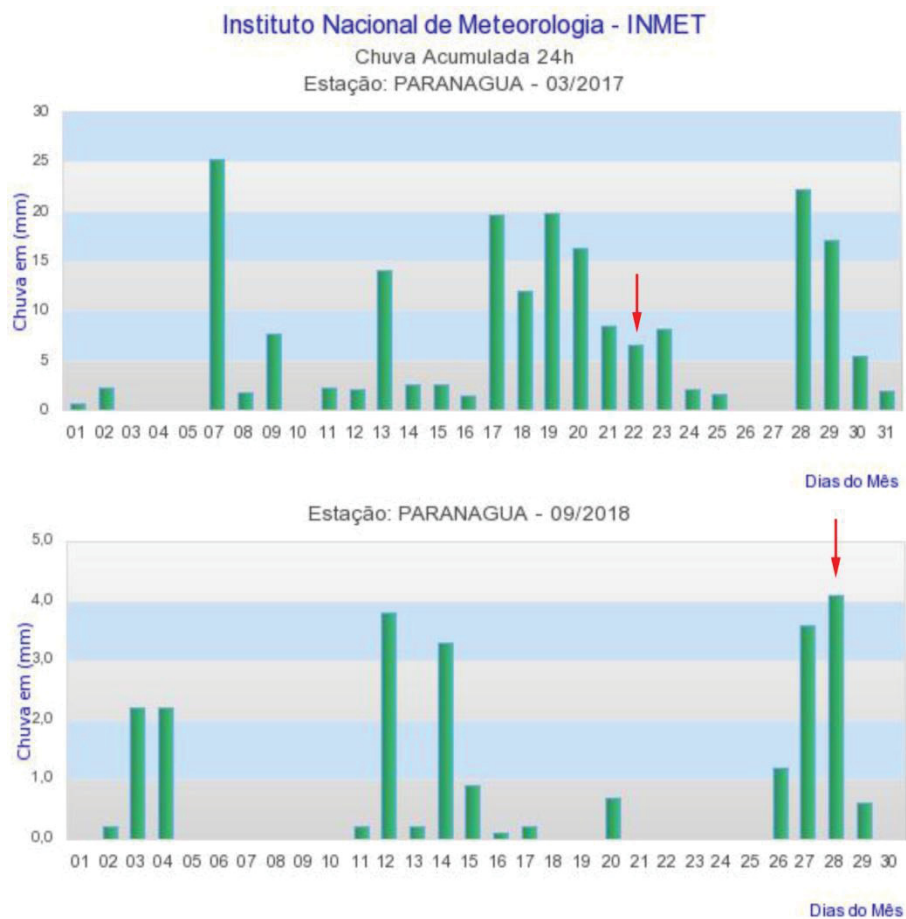


Figura10. Índices de pluviosidade em Março de 2017 e Setembro de 2018 estação Paranaguá – PR do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET, 2019)

Essa mudança dos valores de salinidade, no setor norte do canal, pode acarretar em diversas mudanças na biodiversidade local, o que pode levar também a ocorrência de mudanças em feições morfológicas associadas a vegetação. No setor sul, com o assoreamento da antiga barra, a porcentagem de água doce na laguna pode vir a aumentar localmente, devido a presença dos rios Pedra Branca e Varadouro Velho, provenientes da planície costeira do Superaguí e que desaguam perto da desembocadura (Angulo et al, 2019).

### 3.4.3 ONDAS

Os resultados (Fig. 11) mostram as ondas atingindo o litoral quase que perpendicularmente a costa, considerando que a área de estudo tem uma orientação de  $45^\circ$  em relação ao norte geográfico, tendendo um pouco para leste, durante todo o período de Março e Abril de 2017.

A análise da frequência de ondas do período de aproximadamente 40 anos, mostra que a maior frequência (17%) de ondas tem como características direção de  $170^\circ$ , 1.5m de altura significativa e período de 8s. Essa maior frequência foi utilizada como dado de entrada para as simulações com dado de onda constante. A segunda direção mais frequente das ondas foi de  $90^\circ$  (13.6%). Foram realizadas simulações com essas duas maiores frequências para verificar as correntes de deriva litorânea na área de estudo.

Para as simulações feitas com o regime de ondas do período da coleta de dados do campo, os parâmetros de onda foram obtidos também a partir do WWIII, forçado com os dados de ventos obtidos do Global Forecast System – GFS (NOAA, 2018) e do modelo de ondas SWAN, em uma metodologia de aninhamento, presente nas configurações do modelo, e aplicada por Moreira (2019).

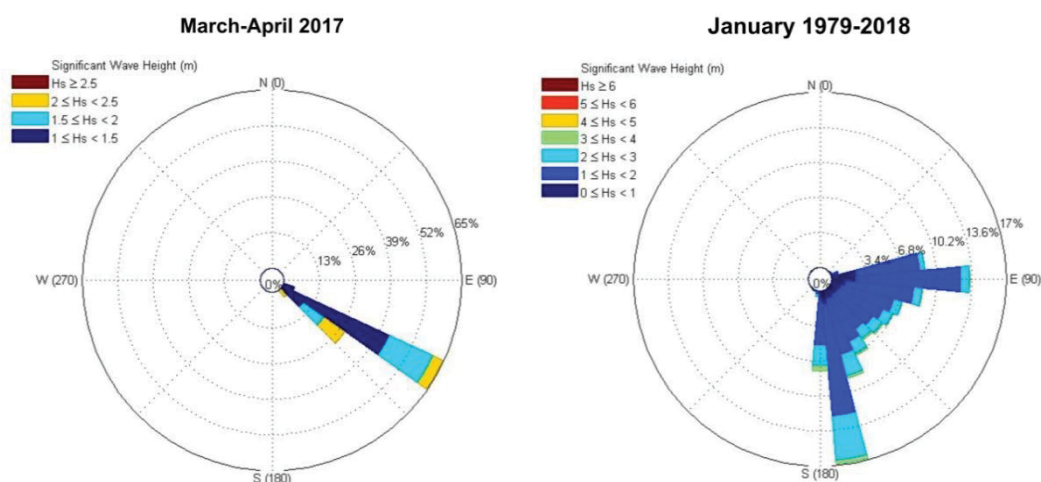


Figura 11. Incidência média de ondas na área de estudo, entre Março e Abril de 2017 e entre 1979 e 2018.

### 3.4.4 VALIDAÇÃO DO MODELO

O modelo numérico foi aplicado considerando o domínio bidimensional, negligenciando a circulação baroclínica. No entanto, tal limitação não compromete os resultados do modelo, uma vez que a circulação barotrópica é dominante no sistema, como mostrado nos resultados da modelagem. A comparação entre observações e resultados modelados demonstra que o modelo hidrodinâmico é capaz de fornecer resultados confiáveis (Fig. 12).

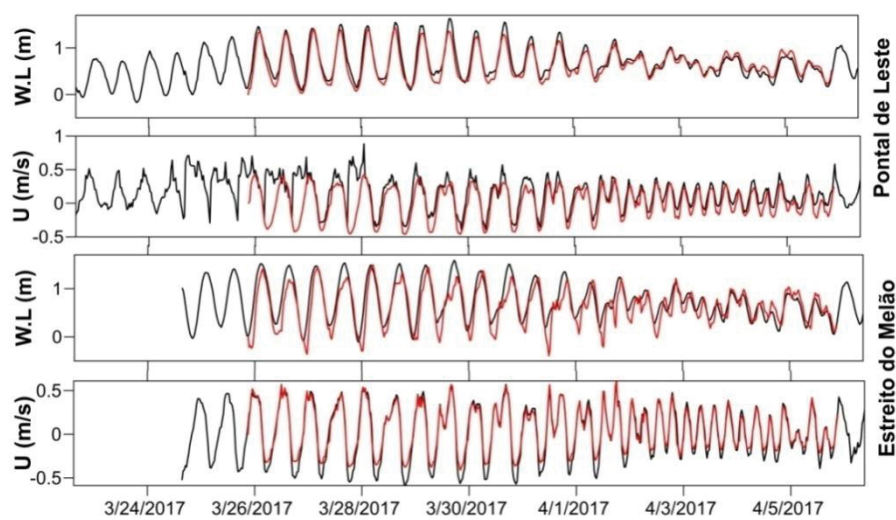


Figura12. Comparação dos níveis de água modelados (vermelho) e observados (preto) nas estações.

A estrutura vertical da velocidade do fluxo medido no Estreito do Melão, mostra que a direção do fluxo é homogênea e acompanha a variação da maré em toda coluna d'água durante a sizígia, o que justifica as simulações em 2D terem respondido bem aos dados observados (Fig.13). Somente na quadratura, quando o cisalhamento em função da maré é menor, é possível observar uma pequena estratificação na coluna de água.

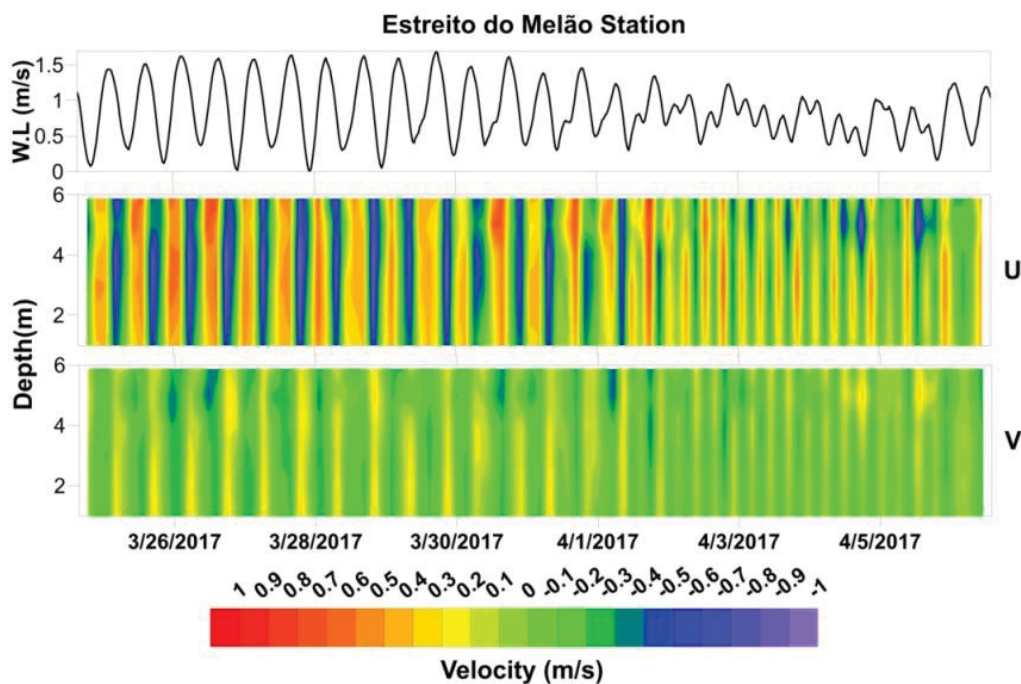


Figura13. Nível de água e velocidades verticais na Estação Estreito do Melão

O domínio do nível 1 (local) não respondeu bem nas simulações feitas somente com a maré e correntes nas fronteiras offshore provenientes do nível 2 (regional). Isso ocorreu pelo fato de que as fronteiras internas dos canais que ligam o sistema à Baía de Trapandré e à Baía dos Pinheiros não estavam sendo representadas com variação de maré influenciada também pelos fluxos provenientes das duas baías. Sendo assim, a fronteira interna foi estabelecida ao sul da confluência do Varadouro com o Canal do Ararapira, onde foram inseridos valores de descarga calculados com os dados de variação da área da secção e os valores de velocidade medidos na estação local.

### 3.4.5 MODELO HIDRODINÂMICO

O modelo barotrópico bidimensional representou adequadamente o padrão hidrodinâmico típico de um sistema estuarino lagunar, no qual as correntes do canal são principalmente influenciadas pelas condições de maré, e o padrão de correntes nas margens oceânicas influenciado principalmente pela intensidade e direção das ondas.

Foram extraídos do modelo hidrodinâmico séries temporais de velocidade no interior do canal, antes e após a abertura da barra, para entender as consequências das mudanças morfológicas nos padrões de circulação estuarina. De maneira geral, o canal do Ararapira apresenta características hidrodinâmicas bastante variadas ao longo do canal, influenciadas tanto por sua morfologia, quanto pelas características da maré local.

No estremo da Enseada da Baleia os pontos, na margem rasa e na margem funda antes do rompimento, mostram a diferença da intensidade nas velocidades (Fig. 14), sendo estas maiores na margem com maiores profundidades e menores no lado mais raso. Isso explica o constante processo de erosão nessa margem e a consequente abertura da nova barra.

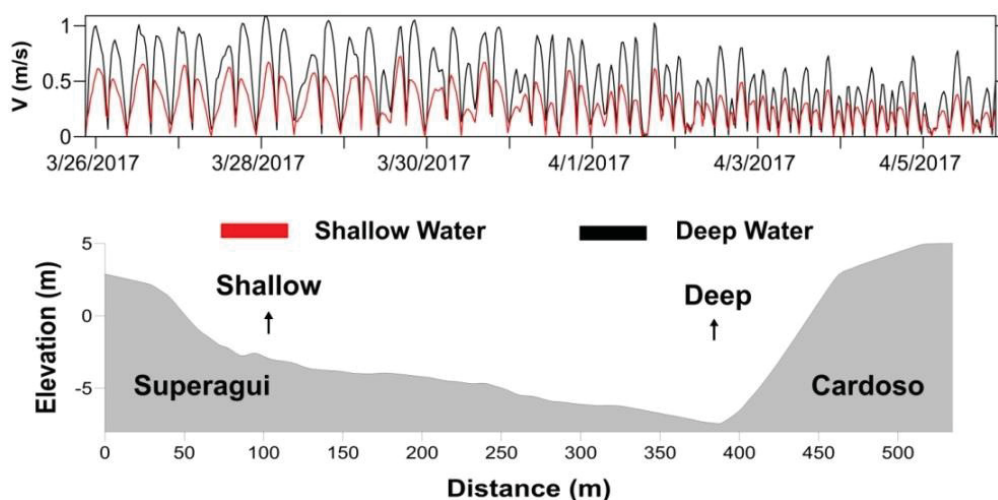


Figura 14. Acima: Intensidades da velocidade modular na secção do canal localizada no meandro da Enseada da Baleia: Fundo (preto) e Raso (Vermelho). Abaixo: perfil da secção transversal do canal, no meandro, antes do rompimento.

Próximo da antiga desembocadura, os pontos A, B e C (Fig. 15) mostram a diferença na intensidade das correntes nessa região, antes e após a abertura da nova barra. Os valores negativos no ponto A, antes da abertura, indicam ser um canal de maré vazante, enquanto que os pontos B e C apresentam fluxo bidirecional. Após a abertura, os pontos A e C apresentam velocidades menores, diminuindo numa escala aproximada de 0.5m/s. No ponto B, as velocidades também diminuíram, mas em uma escala menor, em torno de 0.2 m/s, podendo indicar que dentre esses canais intra-lagunares, o ponto B permaneceu sendo o principal fluxo de entrada e saída de água pela desembocadura antiga.



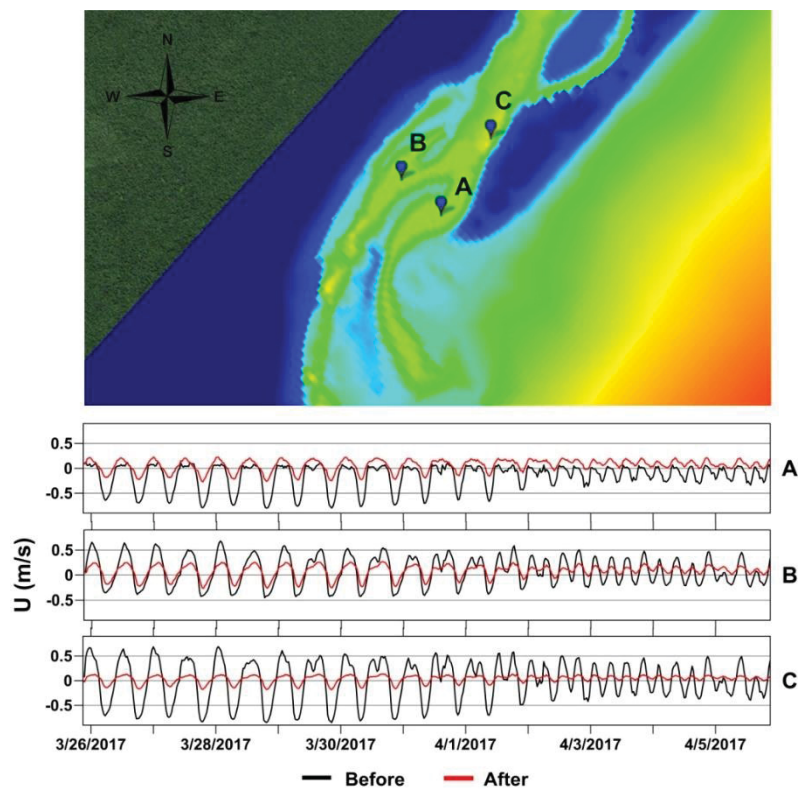


Figura15. Série temporal de velocidades em 3 pontos próximos a desembocadura, antigo, antes (preto) e após (vermelho) a abertura da nova desembocadura.

Os pontos D e E na Figura 16, mostram as diferenças das velocidades, ao sul e ao norte do estremo da nova desembocadura. Antes da abertura, o setor sul apresentava maiores valores na velocidade, e após a abertura os valores maiores de velocidade se encontram no setor Norte, indicando a mudança do fluxo principal da desembocadura sul para a nova desembocadura, ao norte.

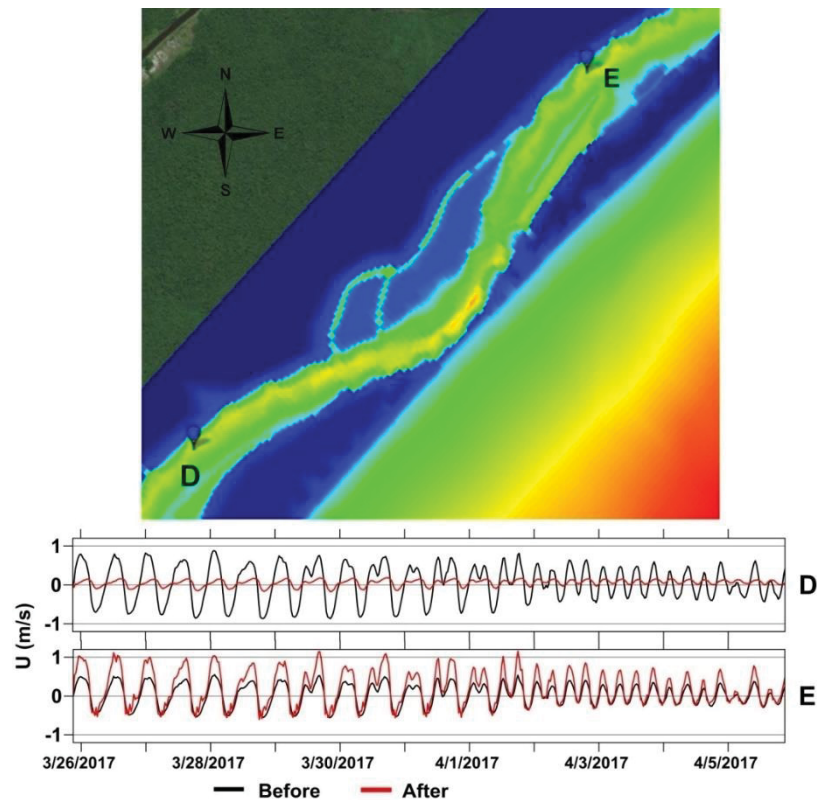


Figura 16. Série temporal de dados de velocidade nos setores Sul e Norte do canal principal.

Os padrões de velocidade no Estreito do Melão (Fig. 17) mostram uma tendência de fluxos de enchente mais intensos do que os de vazante nos pontos A e C, e fluxo mais intenso de vazante no ponto B. Porém, as diferenças na intensidade da velocidade antes e após a abertura da nova barra são mínimas. A proximidade destes pontos com a fronteira interna pode ter contribuído para esta similaridade nos valores, e aumentado a importância relativa dos valores de descarga, gerados na fronteira do modelo, em relação ao prisma de maré entrando pela nova barra.

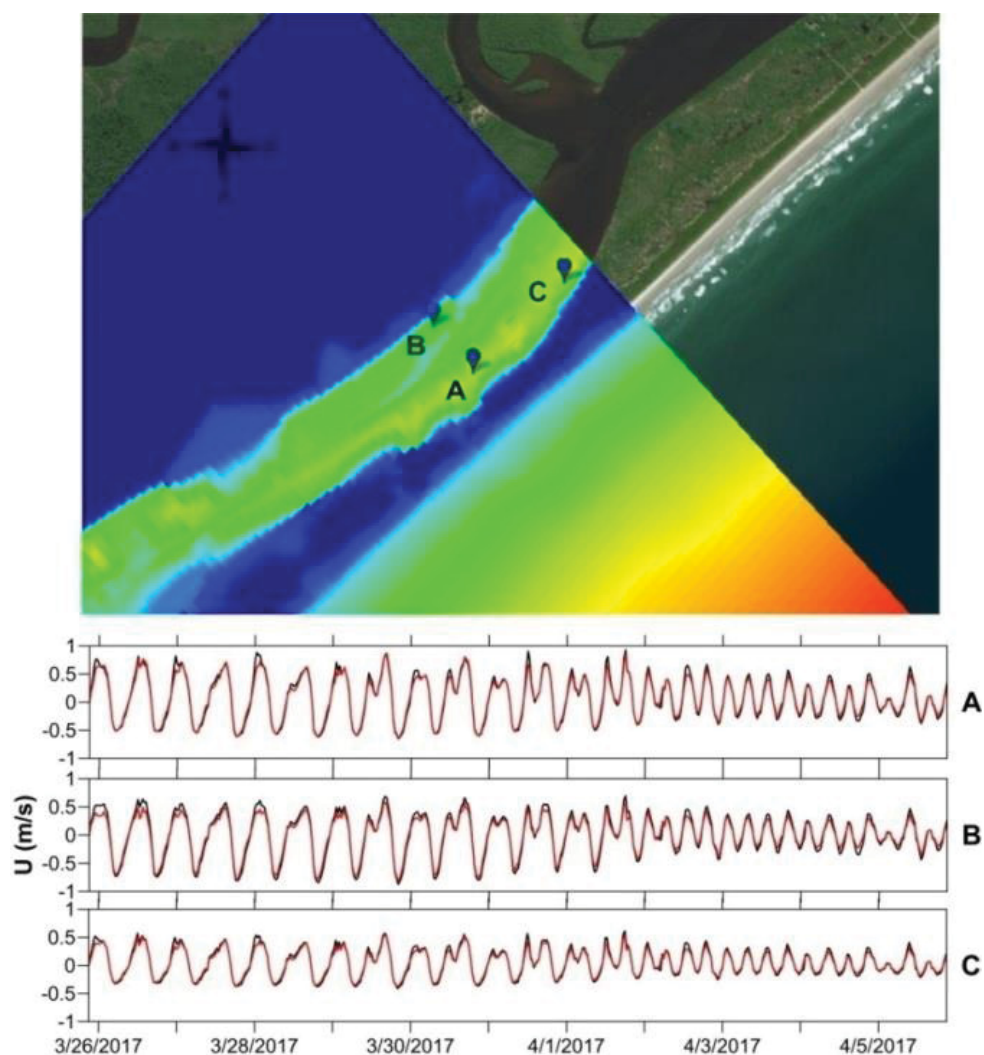


Figura 17. Série temporal de dados na região do Estreito do Melão

Nas três condições de ondas simuladas, os cenários de barra aberta e barra fechada mostraram a mudança do prisma de maré da antiga desembocadura para a nova, já previsto por Angulo *et al* (2009), e maiores valores de intensidade de correntes no interior do canal, durante a maré de sizígia (Fig18). Em contrapartida, as maiores intensidades de corrente de deriva litorânea ocorrem na maré de quadratura (Fig.19), na qual a ação de ondas é mais concentrada (Bird, 2000).

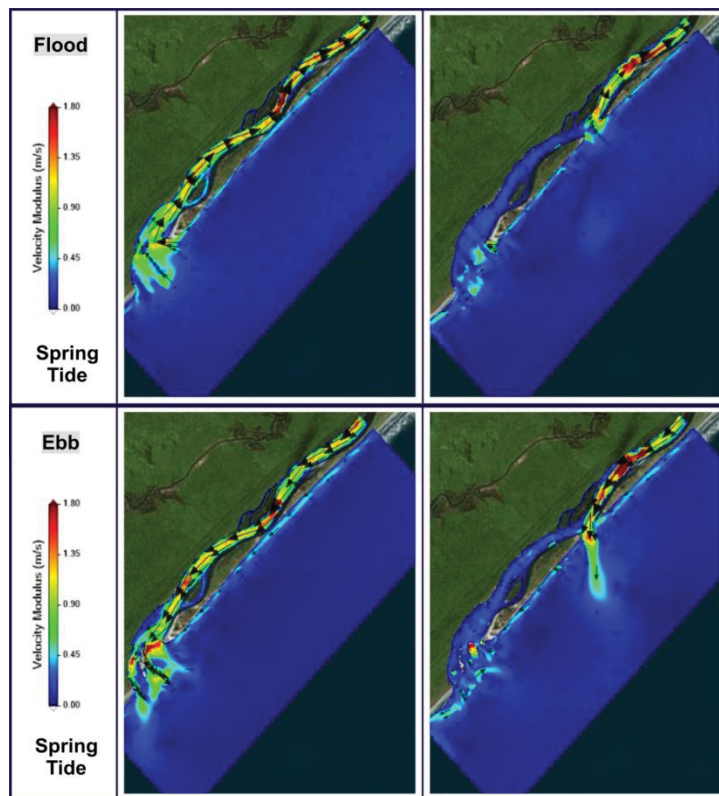


Figura 18. Cenários de barrafechada (esquerda) e barraaberta (direita) durante a maré de sizígia, com ondas do período da coleta de campo (Março-Abril de 2017).

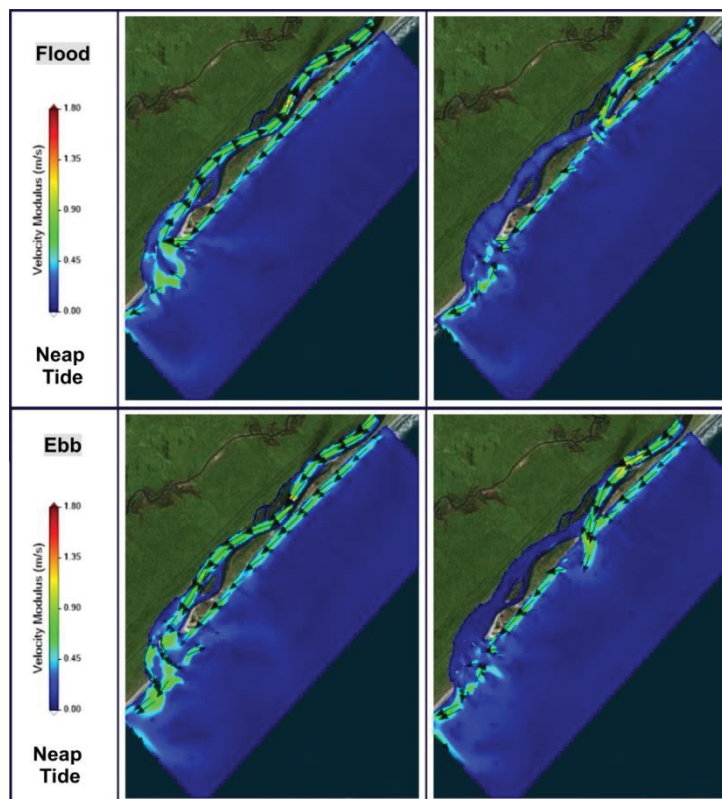


Figura 19. Cenários de barrafechada (esquerda) e barraaberta (direita) durante a maré de quadratura, com ondas do período da coleta de campo (Março-Abril de 2017).

Outro fator que contribui para maiores intensidades das correntes longitudinais a costa, além da angulação aproximada de  $45^\circ$ , seria a variação suave da batimetria perto da costa (Siegle and Asp, 2007). Isso explica os cenários das ondas constante de leste (Fig. 20 e 21) terem gerado correntes longitudinais de intensidades maiores do que as de sudeste (Fig. 22 e 23), tanto pela angulação ( $45^\circ$ ), quanto pelo perfil mais regular do que o perfil da batimetria na parte sul da área de estudo, também marcada pela presença do delta de maré vazante na antiga desembocadura. Apesar da deriva mais frequente na região ser para norte, devido a maior frequência de ondas de sudeste ao longo dos anos, os cenários mostram que as derivas para sul são mais eficiente, com maiores intensidades nos valores de velocidade das correntes apresentados pelo modelo. Esses resultados ocorrem quando são comparados cenários utilizando o mesmo valor para altura e período da onda. Vale ressaltar que as condições de maior energia (ondas com maiores alturas e menores períodos), são provenientes de sudeste, o que poderia aumentar a eficiência da deriva litorânea para norte.

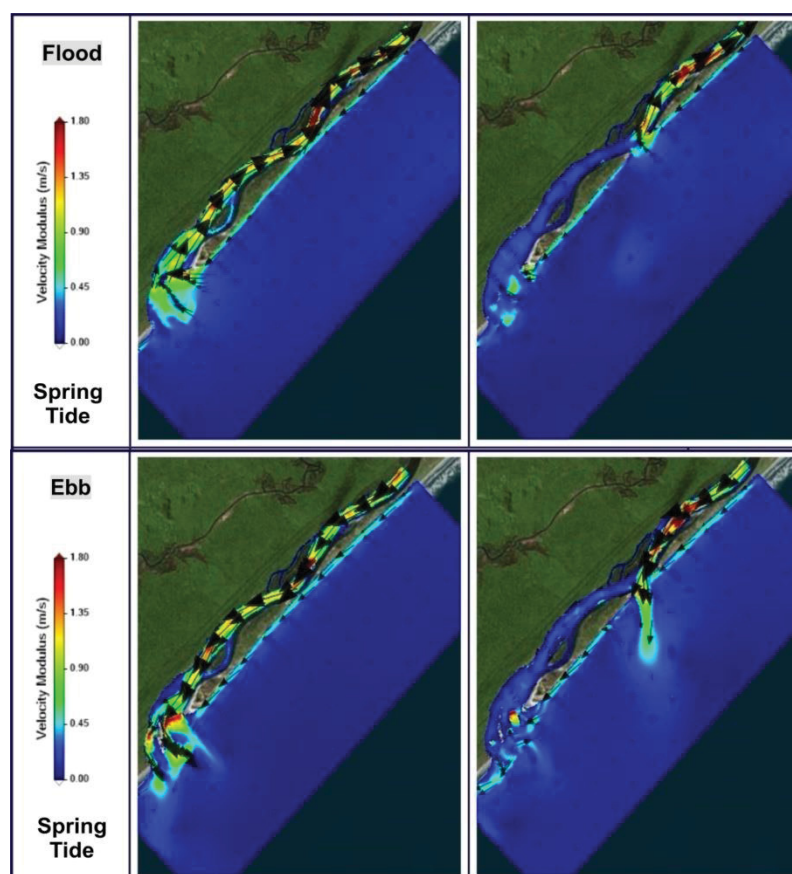


Figura 20. Cenários de barra fechada (esquerda) e barra aberta (direita) durante a maré de sizígia, com ondas constante de Leste.



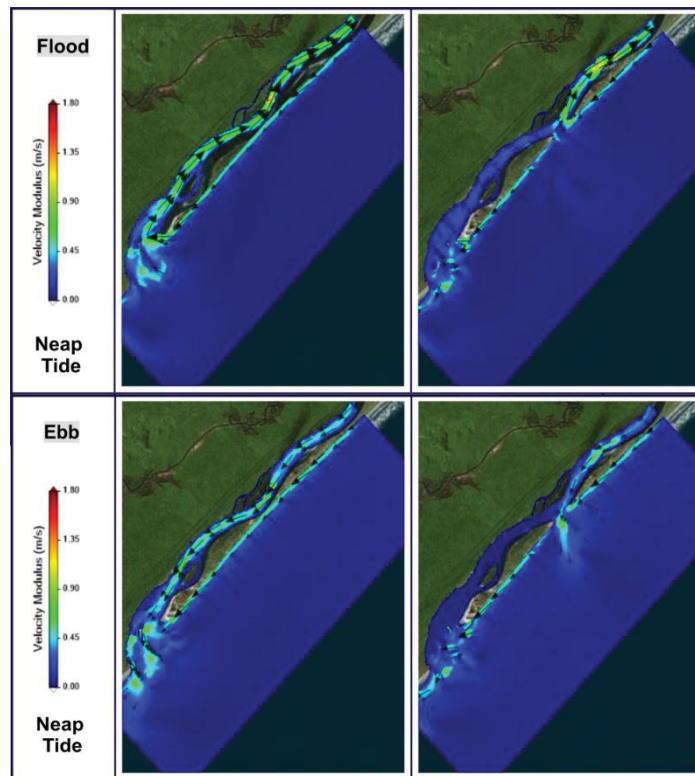


Figura 21. Cenários de barra fechada (esquerda) e barra aberta (direita) durante a maré de Quadratura, com ondas constante de Leste.

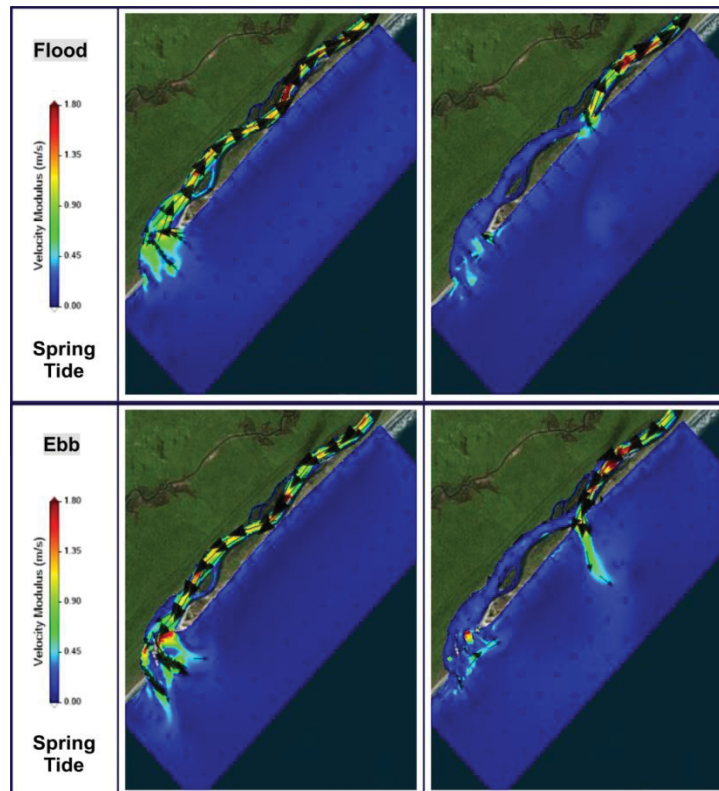


Figura 22. Cenários de barra fechada (esquerda) e barra aberta (direita) durante a maré de Sизigia, com ondas constante de Sudeste.



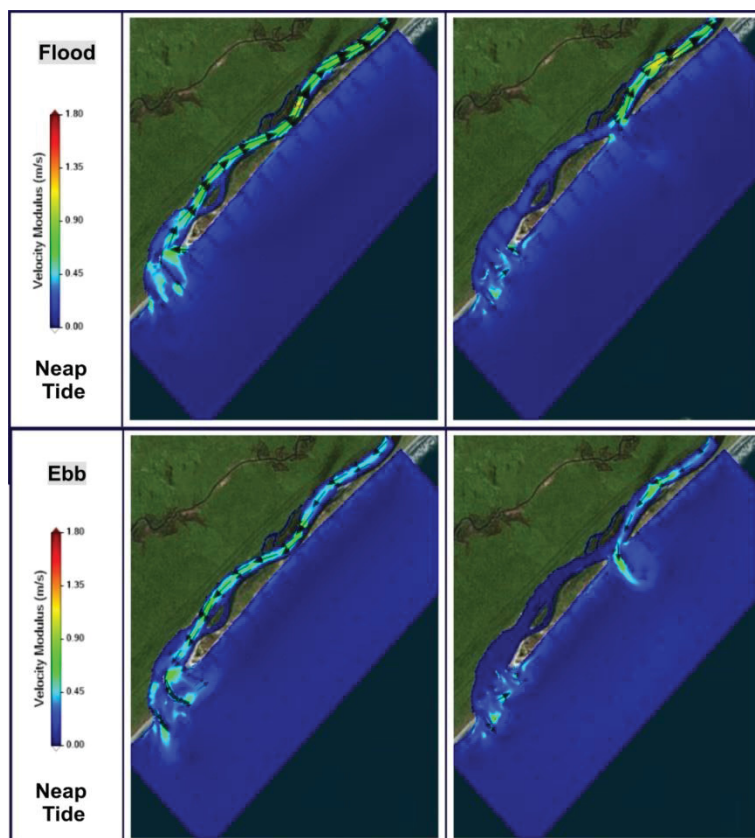


Figura 23. Cenários de barra fechada (esquerda) e barra aberta (direita) durante a maré de Quadratura, com ondas constante de Sudeste.

Nos cenários apresentados, é possível perceber que as correntes de maré, entrando e saindo na nova barra, interrompem as correntes de deriva litorânea, o que pode influenciar no transporte de sedimentos e disponibilidade do material nas áreas adjacentes à desembocadura. O aumento das intensidades das correntes no setor norte do canal, somado ao fato do possível bloqueio do transporte de sedimentos provenientes de sul, pode colaborar com o aumento da taxa de erosão no Estreito do Melão, e possível rompimento deste no futuro.

Por outro lado, nos cenários de deriva para norte, a quantidade de sedimentos adentrando o canal pode ser maior em direção ao estreito, podendo haver a formação de deltas e baixios dentro do canal e a diminuição nas velocidades de corrente. No entanto, a morfologia de fundo apresentada por Angulo *et al.*, (2019) caracteriza o predomínio de correntes de maré vazante, o que indica que o canal pode ter maior potencial na exportação de sedimentos.

A migração da nova desembocadura, assim como a anterior, depende principalmente da orientação do canal, e em menor grau do regime de ondas. Enquanto o regime de ondas tem grande importância para a dinâmica da largura da desembocadura, influenciando diretamente na erosão e reconstrução das margens e feições adjacentes, a maré acaba tendo um peso maior

no processo de migração, por ter suas correntes de vazante erodindo constantemente a margem sul, devido a orientação do canal em relação a linha de costa.

As ondas de sudeste podem favorecer a erosão da margem norte, enquanto não houver a formação de um delta de maré vazante que atue na dissipação de energia, e também pode diminuir o aporte sedimentar para as áreas adjacentes ao norte da nova desembocadura, devido ao bloqueio do transporte de sedimentos na parte sul, pelas correntes de maré. As ondas de leste, por sua vez podem contribuir para erosão da margem sul, juntamente com as correntes de maré vazante, e contribuir para a reconstrução da margem norte, o que também acontecia com a desembocadura mais ao sul.

De maneira geral, as ondas representadas pelo modelo, embora sejam as mais frequentes, representam um pouco mais de 30% da frequência total, e existe grande variabilidade nas direções incidentes. Sendo assim, os processos de erosão e deposição nas áreas adjacentes à nova desembocadura estarão suscetíveis à essa grande variabilidade, tornando difícil uma previsão temporal precisa da ocorrência das mudanças morfológicas de grande escala, como por exemplo o rompimento do próximo meandro do canal.

### 3.5. Conclusões

O canal do Ararapira apresenta uma configuração meandrante, com profundidades maiores rente às margens côncavas e profundidades menores rente às margens convexas. Sua desembocadura é bastante dinâmica e, em 2017, apresentava dois canais principais e um delta de maré. Em 2018 já estavam formados três canais principais e dois deltas de maré. Os dados de gralimetria mostram que o diâmetro médio do grão é diretamente proporcional a profundidade do canal, assim como os dados de velocidade obtidos através do modelo. Também foi possível reconhecer, através do modelo hidrodinâmico, a mudança do prisma de maré da desembocadura antiga para a desembocadura nova a partir da abertura desta, o que pode ter contribuído também para o aumento da taxa de sedimentação na desembocadura antiga e consequente processo de fechamento desta. Os cenários do modelo com simulação de ondas de leste e sudeste, nas direções mais frequentes de toda a série temporal de dados de onda, mostram que, com mesma altura e período, as ondas de leste geram correntes de deriva litorânea mais eficiente do que as ondas de sudeste, tanto por causa da orientação em relação à costa, quanto pela configuração batimétrica.

## 3.5 REFERÊNCIAS

- ANGULO, R.J. 1993. Variações na configuração da linha de costa no Paraná nas últimas quatro décadas. *Boletim Paranaense de Geociências*, 41, 52–72.
- ANGULO, R.J. 1999. Morphological characterization of the tidal deltas on the coast of the State of Paraná. *Anais Academia Brasileira de Ciências*, 71(4-II), 935–959.
- ANGULO, R.J., SOARES, C.R., MARONE, E., SOUZA, M. C., ODRRESKI, L. L. R., NOERNBERG, M. A. 2006. *Paraná*. In: Muehe, D. (org.). Erosão e progradação do litoral brasileiro. 1<sup>ed</sup>. Ministério do Meio Ambiente, Brasília.
- ANGULO R.J., SOUZA M.C., MÜLLER M.E. 2009. Previsão e consequências da abertura de uma nova barra no Mar do Ararapira, Paraná- São Paulo, Brasil. *Quaternary and Environmental Geosciences*, 1(2), 67–75.
- ANGULO, R.J., SOUZA, M.C., SIELSKI, L.H., NOGUEIRA, R.A., MÜLLER, M.E.J. 2019. Morphology, bedforms and bottom sediments of Mar do Ararapira, southern Brazil. *Quaternary and Environmental Geosciences*, 10, 1, 1–9.
- BIRD, E.C.F. 1994. Coastal Lagoon Processes, Chapter 2: Physical Setting and Geomorphology of Coastal Lagoons. *Elsevier Oceanography Series*, 9–39.
- BIGARELLA, J.J., FREIRE, S.S., SALAMUNI, R., VIANA, R. 1966. Contribuição ao estudo dos sedimentos praias recentes- II: Praias de Matinhos e Caiobá. *Boletim da Universidade Federal do Paraná de Geografia Física*, 6.
- BOOIJ, N., RIS, R.C., HOLTHUIJSEN, L.H., 1999. A third-generation wave model for coastal regions, Part I, Model description and validation. *Journal of Geophysical Research*, 104(C4), 7649–7666.
- CAMERON, W.M.; PRITCHARD, D. W. 1963. *Estuaries*. In: Hill, M. N. (ed.). *The Sea*. New York, Wiley Interscience.
- FRANZ, G., LEITÃO, P., SANTOS, A., JULIANO, M., NEVES, R., 2016. From regional to local scale modelling on the south-eastern Brazilian shelf: case study of Paranaguá estuarine system. *Brazilian Journal of Oceanography*, 64(3), 277–294.
- FRANZ, G., DELPEY, M.T., BRITO, D., PINTO, L., LEITÃO, P., NEVES, R. 2017. Modelling of sediment transport and morphological evolution under the combined action of waves and currents. *Ocean Science*, 13, 673–690.
- FRENCH, P.W. 1997. *Coastal and Estuarine Management*. Routledge, London.
- HARARI, J., CAMARGO, R. 1994. Simulação da propagação das nove principais componentes de maré na plataforma sudeste brasileira através de modelo numérico hidrodinâmico. *Boletim do Instituto Oceanográfico*, 42(1/2), 35–54.
- HIBMA, A., STIVE, M.J.F., WANG, Z.B. 2004. Estuarine morphodynamics. *Coastal Engineering*, 51(8–9), 765–778.

- KOMAR, P.D. 1996. Tidal-inlet processes and morphology related to the transport of sediments. *Journal of Coastal Research*, 23, 23–45.
- KUMPERA, B.S. 2007. Contribuição ao processo sedimentar atual no Canal do Ararapira, sistema estuarino-lagunar de Cananéia- Iguapé (SP). Dissertação de mestrado, Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Química e Geológica. Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo.
- MARONE E., CAMARGO R. 1995. Efeitos da maré meteorológica na baía de Paranaguá, PR. *Nerítica*, 8, 71–81.
- MARONE, E., PRATA JR., V.P., KLINGUENFUSS, M.S., CAMARGO, R. 1995. *Correntes de deriva no litoral paranaense: um caso de estudo*. In: Anais 6º Congresso Latino Americano Ciências do Mar. Mar del Plata, Argentina, 475:129.
- MIHÁLY, P., ANGULO, R.J. 2002. Dinâmica da desembocadura do corpo lagunar do Ararapira. *Revista Brasileira de Geociências*, 32(2), 217–222.
- MIRANDA, L.B., CASTRO, B.M., KJERFVE, B. 2002. *Princípios de oceanografia física de estuários*. EDUSP, São Paulo.
- MOREIRA, D.L. 2019. *Observações e modelagem numérica da hidrodinâmica e transporte de sedimentos em Matinhos (PR)*. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Sistemas Costeiros e Oceânicos. Universidade Federal do Paraná.
- MÜLLER, M.E.J. 2010. *Estabilidade morfo-sedimentar do Mar do Ararapira e consequências da abertura de uma nova barra*. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia. Universidade Federal do Paraná.
- NOERNBERG, M. A., ALBERTI, A. L. 2014. Oceanographic Variability in the Inner Shelf of Paraná, Brazil: Spring Condition. *Revista Brasileira de Geofísica*, 32(2), 197–206.
- NOGUEIRA R.A. 2010. *Caracterização batimétrica do mar do Ararapira, litoral sul de São Paulo e litoral norte do Paraná*. Monografia de conclusão de curso, Curso de Oceanografia. Universidade Federal do Paraná.
- PAWLOWICZ, R., BEARDSLEY, B., LENTZ, S. 2002. Classical tidal harmonic analysis including error estimates in Matlab using T\_Tide. *Computational Geosciences*, 28, 929–937.
- PHLEGER, F.B. 1969. *Some general features of coastal lagoons*. In: Ayala-Castaneres, A. *Lagunas Costeras*. Universidad Nacional Autonomus de México, 5–26.
- PRITCHARD, D.W. 1952. *Estuarine hydrography*. In: Landsberg, H.E. *Advances in Geophysics*. Academic Press, New York.
- PRITCHARD, D.W. 1955. Estuarine circulation patterns. *Proceedings of the American Society of Civil Engineers*, 81(717) 1–11.
- PUGH, D.T. 1987. *Tides, surges and mean sea level, a handbook for engineers and scientists*. John Wiley and Sons, New York.
- SIEGLE, E., ASP, N. E. 2007. Wave refraction and longshore transport patterns along the southern Santa Catarina coast. *Brazilian Journal of Oceanography*, 55(2), 109–120.

- TESSLER M.G., MAHIQUES M.M. 1993. Utilization of coastal geomorphic features as indicators of longshore transport: Examples of the southern coastal region of the State of São Paulo, Brazil. *Journal of Coastal Research*, 9, 823–830.
- TOLMAN, H.L. 2002. Distributed memory concepts in the wave model WAVEWATCH III. *Parallel Computing*, 28, 35–52.
- TOLMAN, H.L., 2009. *User manual and system documentation of WAVEWATCH III TM version 3.14*. Technical note, MMAB Contribution. Environmental Modeling Center, Marine Modeling and Analysis Branch, Camp Spring.

#### 4 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A abertura de uma nova barra no canal do Ararapira tem causado importantes transformações em suas características morfológicas e hidrodinâmicas. Com o presente estudo apresentando essas características, antes e logo após a abertura, com o auxílio da aplicação de um modelo numérico hidrodinâmico, foi possível fazer uma estimativa de mudanças que podem ainda ocorrer nas características hidrográficas e morfológicas da região e áreas adjacentes, incluindo a possibilidade de abertura de uma nova barra no Estreito do Melão, ao norte da nova desembocadura. O estudo também aborda a variabilidade das principais forçantes que atuam nessas modificações, o que torna a previsão de mudanças morfológicas de grande escala difíceis de serem aferidas. É importante considerar que a taxa de erosão de um esporão arenoso, ou ilha barreira, não depende somente da hidrodinâmica do canal interno e suas características morfológicas, mas também das correntes longitudinais à costa e da frequência de eventos extremos de maré meteorológica. Sendo assim, a aplicação de modelos que incluem as principais forçantes responsáveis pelo fenômeno, com uma escala temporal de décadas, é fundamental para que seja possível quantificar e calibrar a frequência desses eventos extremos. No entanto, a análise das possíveis mudanças, mais do que a previsão temporal de suas ocorrências, são de extrema importância para o monitoramento costeiro e flexibilização dos planos de manejo, considerando que as características do ambiente costeiro tem caráter bastante dinâmico.

#### 5 REFERÊNCIAS

- ALESHEIKH, A.A., GHORBANALI, A., NOURI, N. 2007. Coastline change detection using remote sensing. *International Journal of Environmental Sensing & Technology*, 4, 61–66.

- ANGULO, R.J. 1993. Variações na configuração da linha de costa no Paraná nas últimas quatro décadas. *Boletim Paranaense de Geociências*, 41, 52–72.
- ANGULO, R.J. 1999. Morphological characterization of the tidal deltas on the coast of the State of Paraná. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 71, 935–959.
- ANGULO, R.J. SOARES, C.R. MARONE, E. SOUZA, M.C. ODRISKI, L.L.R. NOERNBERG, M.A. 2006. *Paraná*. In: MUEHE, D. (org.). Erosão e progradação do litoral brasileiro. 1<sup>ed</sup>. Ministério do Meio Ambiente, Brasília.
- ANGULO R.J., SOUZA M. C., MULLER M. E. 2009. Previsão e consequências da abertura de uma nova barra no Mar do Ararapira, Paraná-São Paulo, Brasil. *Quaternary and Environmental Geosciences*, 1(2), 67–75.
- ANGULO, R.J., SOUZA, M.C., MÜLLER, M.E. 2007. *Evolução do esporão e consequências da abertura de uma nova desembocadura do Mar do Ararapira (Paraná - Brasil)*. 11<sup>o</sup> ABEQUA, Resumo Expandido.
- ANGULO, R.J., SOUZA, M.C., SIELSKI, L.H., NOGUEIRA, R.A., MÜLLER, M.E.J. 2019. Morphology, bedforms and bottom sediments of Mar do Ararapira, southern Brazil. *Quaternary and Environmental Geosciences*, 10(1), 1–9.
- AUBREY, D. G., SPEER, P. E. 1984. Updrift migration of tidal inlets. *Journal of Geology*, 92, 531–545.
- BAZZO, J. 2011. The weave of kinship and the ever-mobile fishing village of Barra de Ararapira (Superagüi Island, Guaraqueçaba, Paraná, Brazil). *Vibrant*, 8, 164–196.
- BIGARELLA, J.J., FREIRE, S.S., SALAMUNI, R., VIANA, R. 1966. Contribuição ao estudo dos sedimentos praias recentes- II: Praias de Matinhos e Caiobá. *Boletim da Universidade Federal do Paraná de Geografia Física*, 6.
- BIRD, E.C.F. 1994. Coastal Lagoon Processes, Chapter 2: Physical Setting and Geomorphology of Coastal Lagoons. *Elsevier Oceanography Series*, 9–39.
- BOOIJ, N., RIS, R.C., HOLTHUIJSEN, L.H., 1999. A third-generation wave model for coastal regions, Part I, Model description and validation. *Journal of Geophysical Research*, 104(C4), 7649–7666.
- BRUUN, P. 1966. *Tidal inlets and littoral drift- Vol. 2*. Universitetsforlaget, Oslo.
- BRUUN, P., AND GERRITSEN, F. 1959. Natural bypassing of sand at coastal inlets. *Journal of the Waterways and Harbors Division- ASCE*, 85, 401–412.
- CAMERON, W.M.; PRITCHARD, D.W. 1963. *Estuaries*. In: Hill, M. N. (ed.). *The Sea*. New York, Wiley Interscience.
- CASSIANO, G.F. 2008. *Migração lateral da desembocadura do Rio Itapocú, Santa Catarina - Brasil: evolução morfológica e condicionantes físicas*. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Oceanografia Química e Geológica. Universidade de São Paulo.



- CASSIANO, G.F., SIEGLE, E. 2010. Migração lateral da desembocadura do Rio Itapocú, SC, Brasil: Evolução morfológica e condicionantes físicas. *Revista Brasileira de Geofísica*, 28, 537–549.
- CLEARY, W.J., FITZGERALD, D.M. 2003. Tidal inlet response to natural sedimentation processes and dredging-induced tidal prism changes: Mason inlet, North Carolina. *Journal of Coastal Research*, 19(4), 1018–1025.
- CUSSIOLI, M.C. 2010. *Dinâmica da desembocadura do Rio Itanhém, Alcobaça, BA*. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Oceanografia Química e Geológica. Universidade de São Paulo.
- CUSSIOLI, M.C., SIEGLE, E., DE, L.B., AUGUSTO, C., SCHETTINI, F. 2011. *Morphodynamics At the Itanhém Inlet*. The Proceedings of the Coastal Sediments 2011, 380–391.
- DAVIS JR., R.A., FITZGERALD, D.M. 2004. *Beaches and Coasts*. Blackwell Publishing.
- DEAN, R.G., DALRYMPLE, R.A. 2002. *Coastal Processes with Engineering Applications*. Cambridge University Press.
- ERICKSON, K.M., KRAUS, N.C., CARR, E.E. 2003. *Circulation change and ebb shoal development following relocation of Mason Inlet, North Carolina*. Proceedings of Coastal Sediments 2003. CD-ROM.
- FERREIRA, A.T. DA S., AMARO, V.E., SANTOS, M.S.T. 2014. Geodésia aplicada à integração de dados topográficos e batimétricos na caracterização de superfícies de praia. *Revista Brasileira de Cartografia*, 66, 167–184.
- 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*, v. 29, pp. 186–225.
- FITZGERALD D.M., KRAUS N.C., HANDS E.B. 2000. *Natural mechanisms of sediment bypassing at tidal inlets*. ERDC/CHL CHETN-IV-30, U.S. Army Engineer Research and Development Center, Vicksburg.
- FITZGERALD, D.M., PENDLETON, E. 2002. Inlet Formation and Evolution of the Sediment Bypassing System: New Inlet, Cape Cod, Massachusetts. *Journal of Coastal Research*, 36, 290–299.
- FRANZ, G., DELPEY, M. T., BRITO, D., PINTO, L., LEITÃO, P., NEVES, R. 2017. Modelling of sediment transport and morphological evolution under the combined action of waves and currents. *Ocean Science*, 13, 673–690.
- FRANZ, G., LEITÃO, P., SANTOS, A., JULIANO, M., NEVES, R., 2016. From regional to local scale modelling on the south-eastern Brazilian shelf: case study of Paranaguá estuarine system. *Brazilian Journal of Oceanography*, 64(3), 277–294.
- FRENCH, P. W. 1997. *Coastal and Estuarine Management*. Routledge, London.
- GALLOWAY, W.E., HOBDAV, D.K. 1983. *Terrigenous Clastic Depositional System*. Springer-Verlag, New York.

- GUEDES, C.C.F., GIANNINI, P.C.F., SAWAKUCHI, A.O., DEWITT, R., NASCIMENTO JR, D.R., AGUIAR, V.A.P., ROSSI, M.G. 2011. Determination of controls on Holocene barrier progradation through application of OSL dating: The Ilha Comprida Barrier example, Southeastern Brazil. *Marine Geology*, 285(1), 1–16.
- HARARI, J., CAMARGO, R. 1994. Simulação da propagação das nove principais componentes de maré na plataforma sudeste brasileira através de modelo numérico hidrodinâmico. *Boletim do Instituto Oceanográfico*, 42(1/2), 35–54.
- HAYES, M.O., FITZGERALD, D.M. 2013. Origin, Evolution, and Classification of Tidal Inlets. In: KANA, T.; MICHEL, J., VOULGARIS, G. (eds.), Proceedings, Symposium in Applied Coastal Geomorphology to Honor Miles O. Hayes. *Journal of Coastal Research*, 69, 14–33.
- HIBMA, A., STIVE, M.J.F., WANG, Z.B. 2004. Estuarine morphodynamics. *Coastal Engineering*, 51(8–9), 765–778.
- IBGE. 2017. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Accessed in Abril de 2017.
- IBGE. 2011. *Atlas geográfico das zonas costeiras e oceânicas do Brasil*. Diretoria de Geociências, Rio de Janeiro.
- KANA, T.W., MASON, J.E. 1988. Evolution of an ebb-tidal delta after an inlet relocation. *Lecture Notes on Coastal and Estuarine Studies*, 29, 382–409.
- KOMAR, P.D. 1983. *Handbook of Coastal Processes and Erosion*. CRC Press, Boca Raton.
- KOMAR, P.D. 1996. Tidal-inlet processes and morphology related to the transport of sediments. *Journal of Coastal Research*, 23, 23–45.
- KOMAR, P.D. 1998. *Beach processes and sedimentation*. 2<sup>nd</sup> ed. Prentice Hall, Englewood Cliffs.
- KUMPERA, B.S. 2007. *Contribuição ao processo sedimentar atual no Canal do Ararapira, sistema estuarino-lagunar de Cananéia- Iguapé (SP)*. Dissertação de mestrado, Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Química e Geológica. Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo.
- LIU, J.T., STAUBLE, D.K., GIESE, G.S., AUBREY, D.G. 1993. Morphodynamic Evolution of a Newly Formed Tidal Inlet. In: Aubrey, D.G., Giese, G.S. (Eds.), Formation and Evolution of Multiple Tidal Inlets. *Coastal Estuarine Studies*, 44, 62–94.
- MARONE E., CAMARGO R. 1995. Efeitos da maré meteorológica na baía de Paranaguá, PR. *Nerítica*, 8, 71–81.
- MARONE E., PRATA JR., V.P., KLINGUENFUSS, M.S., CAMARGO, R. 1995. *Correntes de deriva no litoral paranaense: um caso de estudo*. In: Anais 6º Congresso Latino Americano Ciências do Mar. Mar del Plata, Argentina, 475:129.
- MCFEETERS, S.K. 1996. Using the normalized difference water index (ndwi) within a geographic information system to detect swimming pools for mosquito abatement: A practical approach. *Remote Sensing*, 5(7), 3544–3561.

- MIHÁLY P., ANGULO R.J. 2002. Dinâmica da desembocadura do corpo lagunar do Ararapira. *Revista Brasileira de Geociências*, 32, 217–222.
- MIRANDA, L.B., CASTRO, B.M., KJERFVE, B. 2002. *Princípios de oceanografia física de estuários*. EDUSP, São Paulo.
- MOREIRA, D.L. 2019. *Observações e modelagem numérica da hidrodinâmica e transporte de sedimentos em Matinhos (PR)*. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Sistemas Costeiros e Oceânicos. Universidade Federal do Paraná.
- MÜLLER, M.E.J. 2007. *Análise das variações da linha de costa nas margens do Mar do Ararapira como subsídio ao planejamento do uso e ocupação*. Universidade Federal do Paraná. Monografia de Conclusão de curso em Oceanografia, Pontal do Paraná.
- MÜLLER, M.E.J. 2010. *Estabilidade morfo-sedimentar do Mar do Ararapira e conseqüências da abertura de uma nova barra*. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia. Universidade Federal do Paraná.
- NEMES, D.D., MARONE, E. 2010. Caracterização das ondas de superfície na plataforma interna do Estado do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, 68, 20–22.
- NIMER, E. 1989. *Climatologia do Brasil*. Série Recursos Naturais e Meio Ambiente, 4. IBGE, Rio de Janeiro.
- NOERNBERG, M.A., ALBERTI, A.L. 2014. Oceanographic Variability in the Inner Shelf of Paraná, Brazil: Spring Condition. *Revista Brasileira de Geofísica*, 32(2), 197–206.
- NOGUEIRA, R.A. 2010. *Caracterização batimétrica do mar do Ararapira, litoral sul de São Paulo e litoral norte do Paraná*. Monografia de conclusão de curso, Curso de Oceanografia. Universidade Federal do Paraná.
- PAWLOWICZ, R., BEARDSLEY, B., LENTZ, S. 2002. Classical tidal harmonic analysis including error estimates in Matlab using T\_Tide. *Computational Geosciences*, 28, 929–937.
- PHLEGER, F.B., 1969. *Some general features of coastal lagoons*. In: Ayala-Castaneres, A. *Lagunas Costeras*. Universidad Nacional Autonoma de México, 5–26.
- PIANCA, C., MAZZINI, P.L.F., SIEGLE, E. 2010. Brazilian offshore wave climate based on NWW3 reanalysis. *Brazilian Journal of Oceanography*, 58(1), 53–70.
- PORTOBRÁS - EMPRESA DE PORTOS DO BRASIL. 1988. *Relatório de apresentação das medições meteorológicas observadas em Pontal do Sul, Paranaguá-PR, período set.1982 a dez. 1986*. INPH, Rio de Janeiro.
- PORTOBRÁS - EMPRESA DE PORTOS DO BRASIL. 1983. *Campanha de medições de ondas em Paranaguá -PR, período 21.08.1982 a 21.01.1983*. INPH, Rio de Janeiro.
- PRITCHARD, D.W. 1952. *Estuarine hydrography*. In: Landsberg, H.E. *Advances in Geophysics*. Academic Press, New York.
- PRITCHARD, D.W. 1955. Estuarine circulation patterns. *Proceedings of the American Society of Civil Engineers*, 81(717) 1–11.

- PUGH, D.T. 1987. *Tides, surges and mean sea-level: A handbook for engineers and scientists*. John Wiley & Sons Ltd., Chichester.
- ROCHA R.P., SUGAHARA S., SILVEIRA R.B. 2004. Sea waves generated by extratropical cyclones in the South Atlantic Ocean: hindcast and validation against altimeter data. *Weather and Forecasting*, 19, 398 – 410.
- SHORT, A.D., JACKSON, D.W.T. 2013. *Beach morphodynamics*. In: Shroder, J. (Editor in Chief), Sherman, D.J. (Ed.), *Treatise on Geomorphology*, v. 10, pp. 106–129. Academic Press, San Diego.
- SIEGLE, E., ASP, N.E. 2007. Wave refraction and longshore transport patterns along the southern Santa Catarina coast. *Brazilian Journal of Oceanography*, 55(2), 109–120.
- SILVA I.R., BITTENCOURT, A.C.S.P., DOMINGUEZ, J.M.L., MARTIN, L. 2001. Principais padrões de Dispersão de Sedimentos ao Longo da Costa do Descobrimento – Sul do Estado da Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, 31, 335 – 340.
- SILVA, F.G., SOUSA, P.H.G.O., SIEGLE, E. 2016. Longshore transport gradients and erosion processes along the Ilha Comprida (Brazil) beach system. *Ocean Dynamics*, 66(6–7), 853–865.
- SOUZA M. C. 1999. *Mapeamento da planície costeira e morfologia e dinâmica das praias do município de Itapoá, Estado de Santa Catarina: subsídios à ocupação*. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia. Universidade Federal do Paraná.
- TESSLER, M.G., MAHIQUES, M.M. 1993. Utilization of coastal geomorphic features as indicators of longshore transport: Examples of the southern coastal region of the State of São Paulo, Brasil. *Journal of Coastal Research*, 9, 823–830.
- TESSLER, M.G. 1988. *Dinâmica sedimentar quaternária no litoral sul paulista*. Tese de doutorado, Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo.
- TESSLER, M.G., GOYA, S.C. 2005. Processos Costeiros Condicionantes do Litoral Brasileiro. *Revista do Departamento de Geografia*, 17, 11–23.
- TOLMAN, H.L. 2002. Distributed memory concepts in the wave model WAVEWATCH III. *Parallel Computing*, 28, 35–52.
- TOLMAN, H.L. 2009. *User manual and system documentation of WAVEWATCH III TM version 3.14*. Technical note, MMAB Contribution. Environmental Modeling Center, Marine Modeling and Analysis Branch, Camp Spring.
- TRENHAILE, A.S. 1997. *Coastal dynamics and landforms*. Clarendon Press/Oxford University Press, New York.
- TROMBETTA, T.B., OLEINIK, P.H., GUIMARÃES, R.C., KIRINUS, E.D.P., MARQUES, W.C., ISOLDI, L.A. 2018. Longshore sediment transport on the Brazilian continental shelf. *Anais do 8º MCSUL/ VIII SEMENGO*.
- VILA-CONCEJO, A., FERREIRA, Ó., MATIAS, A., DIAS, J.M.A. 2003. The first two years of an inlet: sedimentary dynamics. *Continental Shelf Research*, 23, 1425–1445.

VILA-CONCEJO, A., FERREIRA, Ó., MORRIS, B.D., MATIAS, A., DIAS, J.M.A. 2004. Lessons from inlet relocation: examples from Southern Portugal. *Coastal Engineering*, 51, 967–990.

WRIGHT, L.D. 1995. *Morphodynamics of inner continental shelves*. CRC Press, Boca Raton.