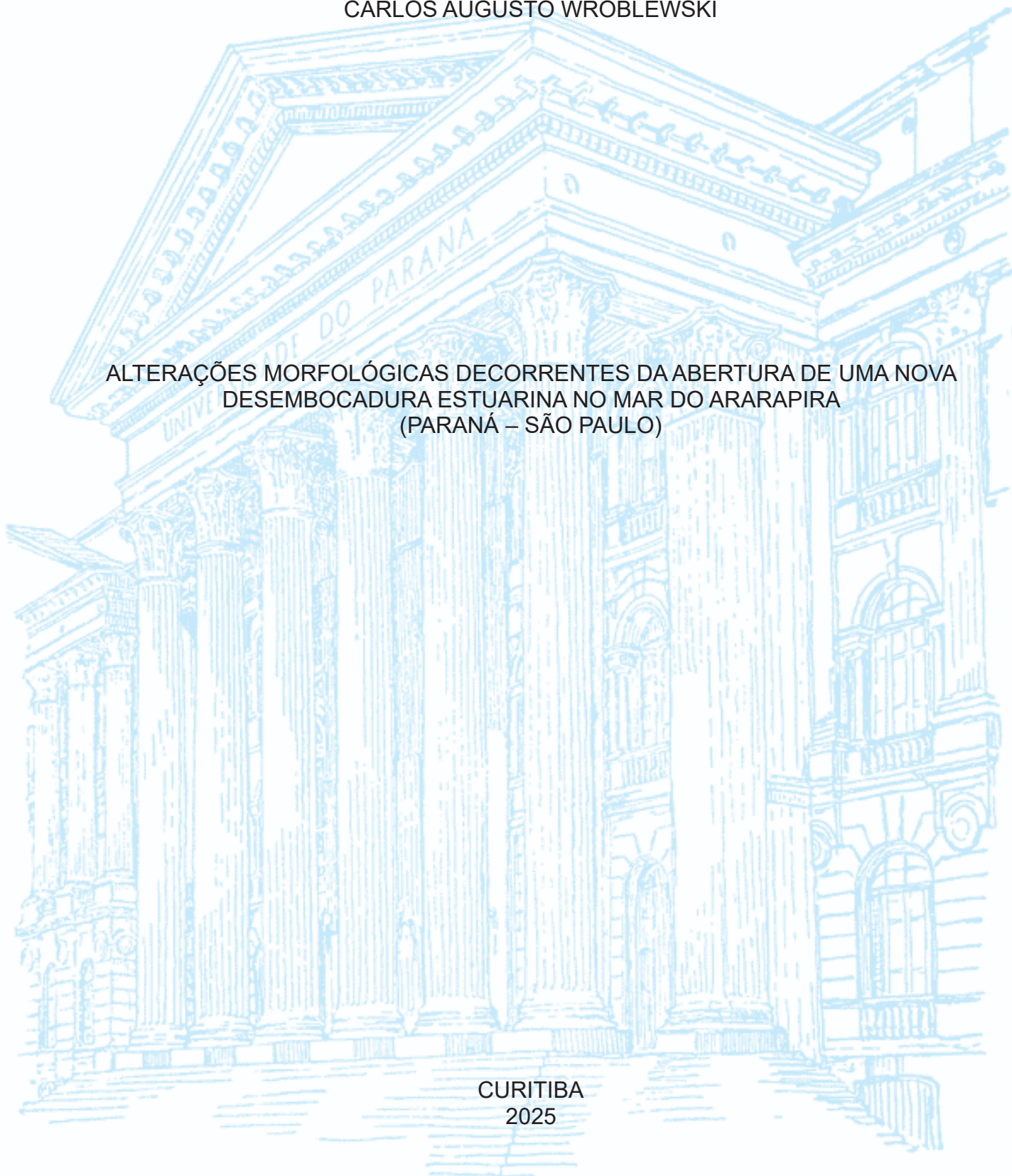


UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

CARLOS AUGUSTO WROBLEWSKI

ALTERAÇÕES MORFOLÓGICAS DECORRENTES DA ABERTURA DE UMA NOVA
DESEMBOCADURA ESTUARINA NO MAR DO ARARAPIRÁ
(PARANÁ – SÃO PAULO)

CURITIBA
2025



CARLOS AUGUSTO WROBLEWSKI

ALTERAÇÕES MORFOLÓGICAS DECORRENTES DA ABERTURA DE UMA NOVA
DESEMBOCADURA ESTUARINA NO MAR DO ARARAPIRA
(PARANÁ – SÃO PAULO)

Dissertação apresentada ao Curso de Pós-Graduação em Geologia, Setor de Ciências da Terra, da Universidade Federal do Paraná, como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Rodolfo José Angulo

CURITIBA
2025

DADOS INTERNACIONAIS DE CATALOGAÇÃO NA PUBLICAÇÃO (CIP)
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
SISTEMA DE BIBLIOTECAS – BIBLIOTECA CIÊNCIA E TECNOLOGIA

Wroblewski, Carlos Augusto

Alterações morfológicas decorrentes da abertura de uma nova desembocadura estuarina no mar do Ararapira (Paraná – São Paulo). / Carlos Augusto Wroblewski . – Curitiba, 2025.

1 recurso on-line : PDF.

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra Programa de Pós-Graduação em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Rodolfo José Angulo

1. Morfodinâmica. 2. Costa - Erosão. 3. Migração de Desembocaduras. I. Universidade Federal do Paraná. II. Programa de Pós-Graduação em Geologia. III. Angulo, Rodolfo José. IV. Título.

Bibliotecária: Roseny Rivelini Morciani CRB-9/1585

TERMO DE APROVAÇÃO

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação GEOLOGIA da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a arguição da Dissertação de Mestrado de **CARLOS AUGUSTO WROBLEWSKI**, intitulada: **ALTERAÇÕES MORFOLÓGICAS DECORRENTES DA ABERTURA DE UMA NOVA DESEMBOCADURA ESTUARINA NO MAR DO ARARAPIRA (PARANÁ SÃO PAULO)**, sob orientação do Prof. Dr. RODOLFO JOSÉ ANGULO, que após terem inquirido o aluno e realizada a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua APROVAÇÃO no rito de defesa.

A outorga do título de mestre 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, 06 de Maio de 2025.

Assinatura Eletrônica

07/05/2025 09:26:35.0

RODOLFO JOSÉ ANGULO

Presidente da Banca Examinadora

Assinatura Eletrônica

26/05/2025 16:33:49.0

GUILHERME BORGES FERNANDEZ

Avaliador Externo (UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE)

Assinatura Eletrônica

09/05/2025 12:30:28.0

MARCELO CANCELA LISBOA COHEN

Avaliador Externo (UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ)

Lembro que meu avô Teobaldino Ramos e outras pessoas ouviram de outras pessoas quando a Barra que saí pro Oceano Atlântico era no Marujá, no canto do morro, e assim veio a continuação. O mar tira areia do Paraná e faz a restinga na Ilha do Cardoso. Não dá pra acreditar, mas é verdade.

Rubens Jorge Muniz, em “História de Barra de Ararapira”.

AGRADECIMENTOS

Não começo agradecendo, necessariamente, mas sim celebrando a felicidade de estar vivo para pesquisar esse tema em uma região pela qual sou apaixonado. Ao longo da dissertação diversas questões de saúde foram e voltaram ... Refleti bastante sobre deixar isso registrado, mas é uma lembrança para mim mesmo sobre o sentimento de gratidão por fazer o que amo e que torna esta dissertação palpável e real.

Ao longo da dissertação, e nos últimos onze anos, tive sempre ao meu lado a inseparável Vitoria, companheira e esposa, meu porto seguro a cada momento, que tanto me apoia e incentiva a perseguir meus sonhos. Obrigado por tudo!

Sem dúvidas um agradecimento especial ao Prof. Rodolfo José Angulo, por todo o acolhimento, paciência e ensinamentos. É uma honra para mim poder pesquisar, discutir e, principalmente, aprender contigo!

E um super agradecimento a toda a comunidade caiçara do litoral norte do Paraná, que sempre me recebem bem por onde quer que eu desembarque ... Levo no coração todos os momentos incríveis que vivi navegando pelas águas da Baía de Guaraqueçaba, Pinheiros e Ararapira.

Ho'omau! Imua!

RESUMO

O processo de migração de desembocaduras estuarinas impacta diretamente diferentes ambientes costeiros e pode alterar padrões hidrodinâmicos, intensificando processos erosivos. Assim, este trabalho tem como objetivo cartografar e analisar as alterações morfológicas provocadas pela abertura de uma nova desembocadura estuarina no Mar do Ararapira, na divisa entre o Paraná e São Paulo, além de traçar panoramas evolutivos para o ambiente, com ênfase nos processos erosivos associados à nova desembocadura e ao Estreito do Melão. Foram utilizadas técnicas de fotointerpretação de imagens aéreas e orbitais históricas e recentes, geoprocessamento e análise multitemporal, integradas à ferramenta CASSIE para quantificação das taxas de erosão e análise das alterações em diferentes unidades de paisagem. Os resultados evidenciaram a reconfiguração das unidades de paisagem em toda a área, incluindo o completo assoreamento da antiga desembocadura, a formação de campo de nebkas, alterações significativas nos manguezais e o desenvolvimento de um delta de maré vazante na atual desembocadura, com morfologia indicativa de migração para nordeste. Além disso, os resultados indicam que a abertura da nova desembocadura intensificou a erosão nas margens estuarinas e oceânicas do Estreito do Melão, propiciando um provável rompimento do esporão arenoso a montante da atual desembocadura na próxima década, entre 2032 e 2034, o que poderá gerar um novo inlet com impactos diretos sobre comunidades caiçaras. O estudo conclui que os processos observados corroboram os modelos teóricos de migração de inlets. Ademais, os resultados fornecem subsídios para o planejamento costeiro e a gestão ambiental e social da região, especialmente frente à vulnerabilidade das comunidades caiçaras aos processos erosivos.

Palavras-chave: Inlets, Erosão Costeira, Morfodinâmica, Migração de Desembocaduras.

ABSTRACT

The migration process of inlets directly impacts different coastal environments and can alter hydrodynamic patterns, intensifying erosive processes. This study aims to map and analyze the morphological changes caused by the opening of a new inlet in the Mar do Ararapira, located on the border between Paraná and São Paulo (Brazil), as well as to outline evolutionary scenarios for the area, with emphasis on the erosive processes associated with the new inlet and the Estreito do Melão. Historical and recent aerial and satellite images were analyzed through photointerpretation techniques, geoprocessing, and multitemporal analysis, integrated with the CASSIE tool to quantify erosion rates and assess changes in different landscape units. The results revealed a reconfiguration of the landscape units throughout the area, including the complete siltation of the former inlet, the formation of a nebka field, significant changes in the mangrove areas, and the development of an ebb-tide delta at the new inlet, with a morphology indicative of northeastward migration. Furthermore, the results indicate that the new inlet intensified erosion along the estuarine and oceanic margins of the Estreito do Melão, suggesting a probable breaching of the sandy spit upstream of the current inlet within the next decade, between 2032 and 2034, potentially creating a new inlet with direct impacts on nearby local communities. The study concludes that the observed processes corroborate theoretical models of inlet migration. Additionally, the results provide essential support for coastal planning and for the environmental and social management of the region, especially considering the vulnerability of local communities to ongoing erosive processes.

Keywords: Inlets, coastal erosion, morphodynamics, inlet migration

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Localização da área de estudo	18
Figura 2: Principais Unidades Geomorfológicas do Litoral do Paraná	20
Figura 3: Comunidades caiçaras e áreas protegidas presentes na área de estudo e entorno	22
Figura 5: Delta de maré enchente clássico, com as suas subdivisões.....	26
Figura 6: Delta de maré vazante clássico, com as suas subdivisões	27
Figura 7: Variação morfológica dos deltas de vazante de acordo com a predominância de ondas (1), correntes de deriva litorânea (2 e 3) ou marés (4).	28
Figura 8: Modelo conceitual proposto de migração de inlet por rompimento de esporão arenoso (Fonte: Traduzido e adaptado de FitzGerald, 1988).	29
Figura 9: Exemplo de migração de desembocadura estuarina do Mar do Ararapira. O ponto vermelho corresponde ao mesmo local nas diversas imagens para possibilitar a visualização da migração do inlet para sudoeste.	30
Figura 10: Morfologia de um inlet ativo e sua morfologia esperada após o abandono da desembocadura estuarina (Fonte: Davidson-Arnott, 2010).	31
Figura 11: Vista, de sul para norte do esporão arenoso do Ararapira: (A) antes do rompimento, (B) após a primeira passagem das ondas sobre o esporão, (C) no início do rompimento e (D) vista aérea do novo inlet dias após a abertura (Fonte: Adaptado de Souza, 2019).	33
Figura 12: Correlação entre os métodos utilizados e os objetivos da pesquisa	34
Figura 13: Exemplo de imagens áreas históricas de diferentes anos da Barra do Ararapira.....	35
Figura 14: Fotoidentificação das Planícies com cordões holocênicos, pleistocênicos e a planície paleoestuarina em fotografia aérea de 1980.....	37
Figura 15: Fotointerpretação das Dunas, Interdunas e Paleodunas frontais, Dunas Incipientes e Semifixas e Dunas Frontais Erodidas em imagem de 06 de dezembro de 2024	38
Figura 16: Fotointerpretação dos deltas de enchente e vazante em imagem de janeiro de 2025	39
Figura 17: Fotointerpretação dos diferentes ambientes que compõem as planícies de maré	40
Figura 18: Fotointerpretação dos ambientes de praias	41

Figura 19: Localização da área de estudo	3
Figura 20: Comparativo de transectos na margem estuarina do Estreito do Melão no período pré e pós-abertura.....	7
Figura 21: Comparativo de transectos na face oceânica do Estreito do Melão no período pré e pós-abertura.....	11
Figura 22: Árvore hierárquica das unidades de paisagem no Mar do Ararapira.....	57
Figura 23: Cordões litorâneos na Planície do Superagui em fotografia de dezembro de 2023	58
Figura 24: (A) Paleodunas, (B) Interdunas e (C) Dunas Frontais Erodidas no esporão arenoso do Ararapira (Fotografia: O autor)	59
Figura 25: Paleodunas vegetadas em margem côncava, sendo erodidas em sua porção interna ao estuário (Fotografia: O autor)	60
Figura 26: Depressões intercordões (setas laranjas) com acúmulo de água - Extremo norte do Superagui (Fotografia: O autor)	61
Figura 27: Campo de nebkas em desenvolvimento nas áreas ocupadas pela antiga desembocadura. Imagem de julho de 2023 (Fotografia: O autor).....	62
Figura 28: Fotointerpretação dos deltas de enchente e vazante em imagem de 06 de dezembro de 2024	64
Figura 29: Manguezal na região do Mar do Ararapira (Fotografia: O autor).....	65
Figura 30: (A) Área de manguezal impactado próximo a (B) nova desembocadura do Ararapira (Fotografia: O autor).	66
Figura 31: (A) Praias oceânicas e de (B) desembocadura no (C) novo inlet (Fotografia: O autor)	67
Figura 32: Em primeiro plano, (A) paleopraia de desembocadura no antigo inlet e (B) praia oceânica voltada para o mar aberto (Fotografia: O autor).....	68
Figura 33: Unidades de paisagem mapeadas nas imagens de 1953, 1963 e 1980 ..	70
Figura 34: Processo de rompimento do esporão na Enseada da Baleia.....	71
Figura 35: (A) Antiga desembocadura rês meses antes da abertura da nova desembocadura e (B) seis meses após a abertura da nova desembocadura. Em destaque roxo os bancos de areia assoreando a desembocadura. A seta branca indica o avanço das feições de enchente em direção ao estuário.....	72
Figura 36: (A) Campo de dunas frontais incipientes (nebkas), (B) Desembocadura assoreada e paleodeltas de maré enchente e (C) Zonas com crescimento de	

manguezal e (D) Rios Varadouro e Velho drenando a planície do Superagui. Imagem de dezembro de 2023 (Fotografia: O autor)	73
Figura 37: Delta de vazante submerso e os canais preferencial de enchente e vazante em imagem de 06 de janeiro de 2025	74
Figura 38: (A) Degradação nos manguezais próximos a (B) nova desembocadura. Imagem de dezembro de 2023 (Fotografia: O autor)	75
Figura 39: Erosão nas margens à montante da nova desembocadura em comparativo de janeiro de 2023 a outubro de 2024.....	76
Figura 40: Unidades de paisagem mapeadas nas imagens de 2018, 2023 e 2024 ..	78
Figura 41: Previsão das áreas a serem erodidas (1), acrescidas (2) e assoreadas (3)	79
Figura 42: Nova desembocadura em dezembro de 2019 (acima) e outubro de 2024 (abaixo).	80
Figura 43: Mudanças observadas na orientação do canal principal na nova desembocadura.....	81

LISTA DE QUADROS

Quadro 1: Síntese de imagens utilizadas nos mapeamentos	35
---	----

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Área das unidades de paisagem presentes no Mar do Ararapira em 1953, 1963 e 1980	69
Tabela 2: Taxas de erosão nas margens à montante da nova desembocadura em comparativo de janeiro de 2023 a outubro de 2024	76
Tabela 3: Área das unidades de paisagem presentes no Mar do Ararapira em 2018, 2023 e 2024	77

LISTA DE ABREVIATURAS OU SIGLAS

ALOS-PALSAR – Advanced Land Observing Satellite-1 - Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar

ARP – Aeronave Remotamente Pilotada;

ICMBio – Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade;

MOPEAR - Movimento dos Pescadores e Pescadoras Artesanais do Litoral do Paraná

RPA – Remotely Piloted Aircraft;

SIG – Sistema de Informação Geográfica;

UNESCO – United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization (en) ou Organização das Nações Unidas para a Educação, a Ciência e a Cultura (pt-Br);

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	17
1.1 OBJETIVOS	18
1.2 ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO.....	19
1.3 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	19
1.3.1 CONTEXTO FÍSICO DO LITORAL PARANAENSE	19
1.3.2 ÁREA DE ESTUDO – MAR DO ARARAPIRA	21
2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	23
2.1 TERMINOLOGIAS ADOTADAS NO PRESENTE TRABALHO.....	23
2.2 ESTUÁRIOS.....	23
2.3 DESEMBOCADURAS ESTUARINAS	24
2.4 SÍNTESE DE TRABALHOS DESENVOLVIDOS NA ÁREA DE ESTUDO	31
3 MATERIAIS E MÉTODOS	33
3.1 IMAGENS AÉREAS E ORBITAIS.....	34
3.2 VETORIZAÇÃO DE IMAGENS E GERAÇÃO DE DADOS GEOESPACIAIS	36
3.2.1 Fotointerpretação das Planícies Costeiras com Cordões Litorâneos Pleistocênicos e Holocênicos e Planície Paleoestuarina	36
3.2.2 Fotointerpretação das Dunas, Interdunas e Paleodunas frontais, Dunas Incipientes e Semifixas e Dunas Frontais Erodidas	37
3.2.3 Fotointerpretação dos Deltas de Maré Enchente e Vazante ativos e Paleodelta de Maré Enchente	38
3.2.4 Fotointerpretação dos Manguezais, Bancos Não-Vegetados e Canais Intermareais (Planícies de Maré)	39
3.2.5 Fotointerpretação das Praias Oceânicas e de Desembocadura	40
4 RESULTADOS	41
4.1 UNIDADES DE PAISAGEM DO MAR DO ARARAPIRA	57
4.1.1 Planícies Costeiras com Cordões Litorâneos Pleistocênicos e Holocênicos e Planície Paleoestuarina.....	57
4.1.2 Dunas, Interdunas e Paleodunas frontais, Dunas Incipientes e Semifixas e Dunas Frontais Erodidas	58
4.1.3 Deltas de Maré Enchente e Vazante e Paleodelta de Maré Enchente	62
4.1.4 Manguezais, Bancos Não-Vegetados e Canais Intermareais das Planícies de Maré	64

4.1.5 Praias Oceânicas e Praias de Desembocadura	66
4.2 UNIDADES DE PAISAGEM NO MAR DO ARARAPIRA EM 1953, 1963 E 1980	68
4.3 UNIDADES DE PAISAGEM NO MAR DO ARARAPIRA EM 2018, 2023 E 2024	71
5 CONSIDERAÇÕES FINAIS	79
6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	82
7 ANEXOS	94
7.1 ANEXO 1 – TERMO DE ANUÊNCIA À PESQUISA	94
7.2 ANEXO 2 – RECOMENDAÇÕES PARA A PESQUISA EM APOIO À ARTICULAÇÃO COMUNITÁRIA.....	96

1 INTRODUÇÃO

Alterações morfodinâmicas em planícies costeiras têm sido amplamente estudadas em escala global (Andrade *et al.*, 2019; Nguyen *et al.*, 2021, Castelle & Masselink, 2022), dada sua relevância para as áreas da geografia, geologia e geomorfologia, bem como pelos impactos significativos que exercem sobre comunidades costeiras que habitam essas regiões (Bazzo, 2011; Cisse *et al.*, 2024; Dong *et al.*, 2024).

Carter (1998) observa que o entendimento da evolução de ambientes costeiros é de suma importância para o planejamento do uso e ocupação dessas áreas, sendo necessário que o caráter técnico científico seja enfatizado e utilizado por gestores e tomadores de decisão.

Na literatura, as planícies costeiras são caracterizadas por uma diversidade de unidades de paisagem (Silva e Rehbein, 2018; Ramos, 2021), sendo as desembocaduras estuarinas, ou *inlets*, destacadas como uma das feições mais complexas (Komar, 1976), tendo em vista a sua alta dinamicidade regida pela batimetria variável e as interações entre ondas, correntes e marés (Burvingt *et al.*, 2022).

Assim, mudanças significativas podem ser temporalmente observadas nessas áreas em um período de séculos a poucos dias (Arnott, 2010, Velasquez & Overton, 2020). É nesse contexto que se insere a área de estudo do presente trabalho: o Mar do Ararapira, localizado no litoral norte do Paraná e sul de São Paulo (Figura 1).

Com baixas taxas de ocupação e diversas unidades de conservação, essa região oferece um ambiente com poucas alterações antrópicas, proporcionando compreender a evolução morfodinâmica natural de desembocaduras estuarinas sem interferências, tais como obras de contenção ou dragagens.

Imagens aéreas disponíveis a partir dos anos 1950 permitiram que vários pesquisadores investigassem os processos morfológicos e dinâmicos da região (Tessler, 1988; Mihály e Angulo, 2002; Angulo *et al.*, 2009; Muller, 2010). Essas pesquisas identificaram que a área possui uma desembocadura estuarina migratória associada ao crescimento de um esporão arenoso, a Restinga do Ararapira.

Esta formação passou por intenso processo erosivo em sua parte mais estreita, culminando em seu rompimento em agosto de 2018, o que modificou os processos morfodinâmicos na região desde então, e onde há indícios de um possível rompimento futuro (Italiani, 2019) no local conhecido como Estreito do Melão.

Assim, o presente trabalho busca inferir a morfodinâmica da planície costeira do Mar do Ararapira por meio de análises de imagens históricas e atuais, visando aprofundar o conhecimento sobre as alterações geomorfológicas ocorridas na área ao longo do tempo, especialmente após o rompimento de 2018.

Os objetivos da pesquisa são guiados pela hipótese que os modelos propostos por Fitzgerald (1988, 2000) sobre a migração e a evolução de *inlets* e adjacências se aplicam as condições encontradas na região do Mar do Ararapira, especialmente ao se considerar a migração do esporão no sentido das correntes preferenciais de deriva litorânea e na reconfiguração das unidades de paisagem no entorno da nova desembocadura, com a formação de lagunas costeiras.

Assim, o presente trabalho realizou uma análise morfológica decadal, apoiada por ferramentas de geoprocessamento, a qual fornecerá uma visão da evolução dessa

região, fortalecendo o entendimento sobre o comportamento das unidades de paisagem no Mar do Arapira no passado e no presente o que permite inferir quais serão as principais alterações morfológicas esperadas para o futuro próximo.

Deste modo, este trabalho pretende oferecer uma base para o planejamento costeiro da ocupação das comunidades tradicionais no entorno, além de subsidiar políticas públicas sociais e de conservação, especialmente considerando a vulnerabilidade das comunidades costeiras frente os processos erosivos atuantes na região.

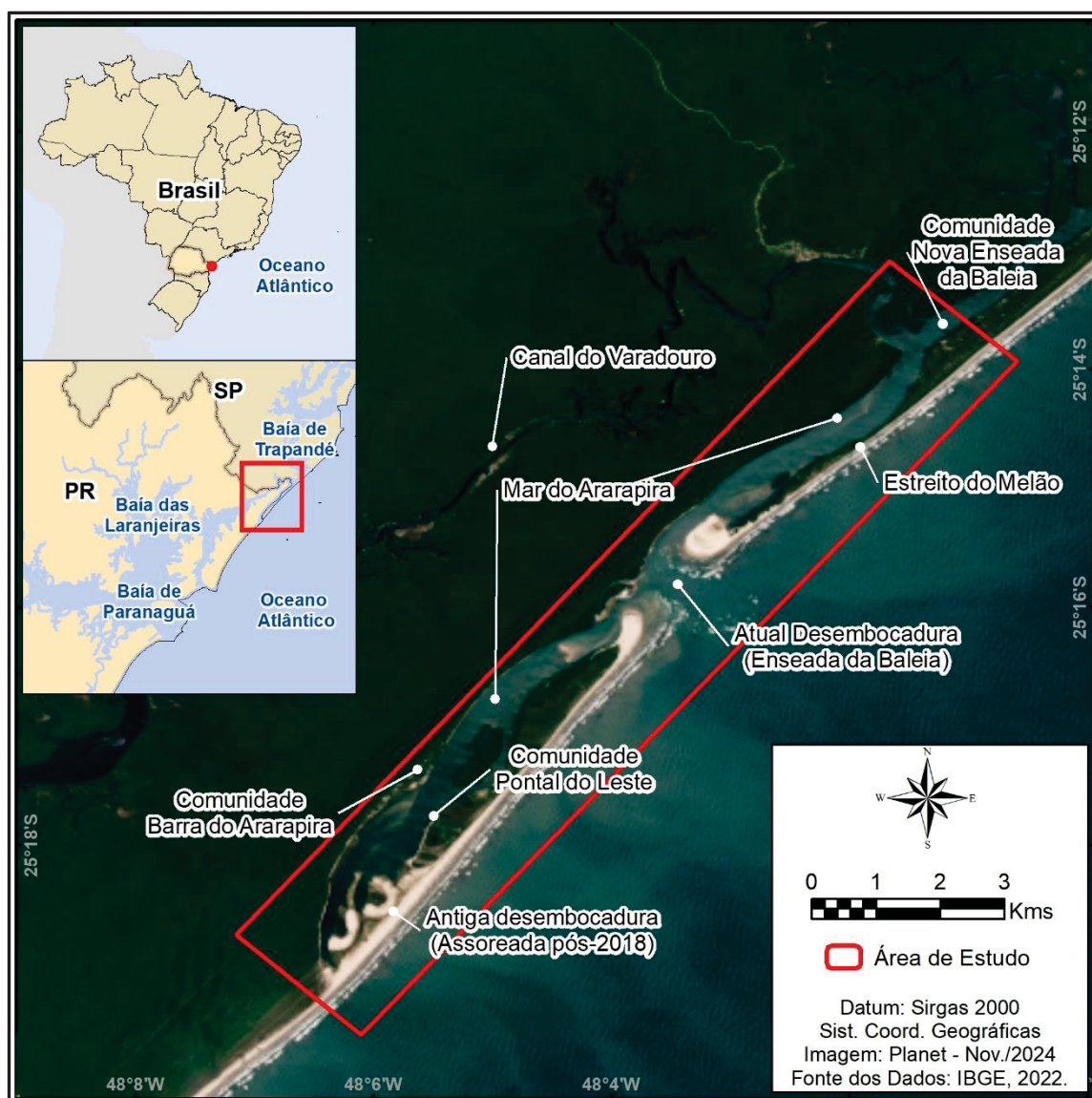


Figura 1: Localização da área de estudo

1.1 OBJETIVOS

O objetivo geral do presente trabalho é analisar as alterações morfológicas nas diferentes unidades de paisagem presentes na região da desembocadura estuarina do Mar do Arapira, considerando as mudanças associadas ao fechamento do antigo *inlet* e à abertura do novo.

Ademais, os objetivos específicos são:

- a. Cartografar, analisar e qualificar o processo de evolução histórica (1953 – 2024) das unidades de paisagem da desembocadura estuarina do Mar do Ararapira;
- b. Analisar o processo erosivo no Estreito do Melão pré e pós rompimento;
- c. Traçar panoramas evolutivos para a desembocadura estuarina do Mar do Ararapira;

1.2 ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

A organização do presente trabalho segue as normas vigentes do Programa de Pós-graduação em Geologia da Universidade Federal do Paraná. Deste modo, se inicia com um capítulo introdutório, o qual situa o tema de estudo em um contexto amplo, bem como apresenta os objetivos a serem alcançados, além de apresentar a área de estudo de modo regional e local. O capítulo 2 aborda a fundamentação teórica que embasa os processos morfodinâmicos observados na área de estudo, além de apresentar uma síntese dos trabalhos realizados na área de estudo. Na sequência o capítulo 3 apresenta os materiais e métodos aplicados para a consecução dos objetivos.

Os resultados do presente trabalho possuem uma subdivisão, primeiramente é apresentado um artigo científico, e sequencialmente apresenta-se resultados complementares do trabalho, os quais serão formatados em artigo científico no futuro.

Por fim, apresenta-se uma discussão e conclusão que congrega os resultados apresentados ao longo da dissertação bem como os resultados do artigo científico, permitindo alcançar os objetivos específicos apresentados.

1.3 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

1.3.1 CONTEXTO FÍSICO DO LITORAL PARANAENSE

O litoral do estado do Paraná se estende por 90 km da Barra do Saí-Guaçu, divisa com o estado de Santa Catarina, até a Barra do Ararapira, divisa com o estado de São Paulo, sendo o seu limite oeste o complexo cristalino da Serra do Mar Paranaense (Bigarella, 2001).

Segundo Angulo (2004), a geomorfologia do litoral do Paraná é composta por planaltos, serras originadas por dissecção de borda de planalto, serras originadas por erosão diferencial, tálus, leques aluviais e planícies aluviais e a planície costeira.

Deste modo, verificam-se com dois domínios geomorfológicos principais sendo as rochas do embasamento Cristalino, do Arqueno ao Proterozoico, representada pela Serra do Mar e os sedimentos quaternários inconsolidados marinhos e continentais, do Cenozóico, formando a planície costeira (Bigarella *et al.*, 1978; Martin *et al.*, 1988) (Figura 2).

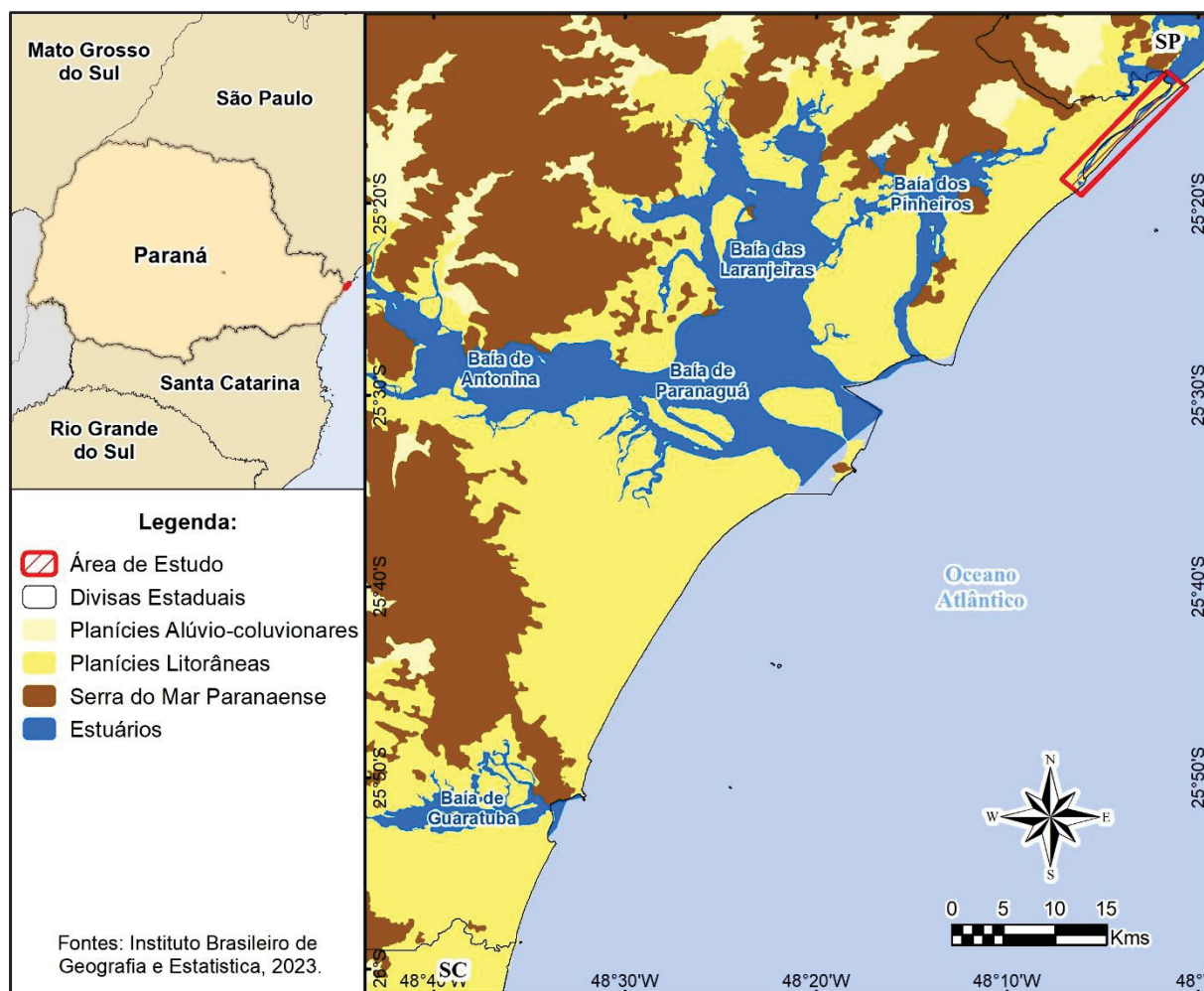


Figura 2: Principais Unidades Geomorfológicas do Litoral do Paraná

Na planície costeira do estado do Paraná foram reconhecidos três sistemas de barreiras, sendo duas do Pleistoceno e uma do Holoceno (Guedes *et al.* 2020). Esses sistemas de barreira possuem características regressivas (Angulo *et al.*, 2009) e apresentam cristas praias e dunas frontais, com cotas máximas em torno de 10 metros (Angulo, 1992), tendo a sua gênese associada ao rebaixamento do nível médio dos mares após o máximo pós-glacial ocorrido entre 7.000 e 5.000 anos Antes do Presente (Angulo *et al.*, 2006).

Na frente oceânica possui praias, em sua maioria, retilíneas sendo interrompidas por estuários e desembocaduras estuarinas como as do Ararapira, Guaratuba, Superagüi, Peças e Paranaguá.

O clima no litoral do Paraná pode ser classificado como sendo Cfa (Subtropical Úmido Mesotérmico) segundo a classificação de Köppen – Geiger, com a presença de chuvas do tipo ciclônico, orográfico e convectivo e média pluviométrica de 2.100 mm (INPE, 2017).

Em relação as ondas, de acordo com Nemes & Marone (2013), no litoral do Paraná observa-se a predominância de ondas de alta frequência, denominadas vagas, formadas por ventos localizados a menos de 1.000 km, com a direção predominante de propagação sendo de ESE – Lés-sueste e SE – Sudeste e altura significativa variando de 1 a 1,5 metros e período de 8 a 9 segundos.

A ondulação (*swell*), que corresponde as ondas geradas distantes da costa, tem altura significativa variando de 1 a 1,75 metros, com período de 10 a 11 segundos e direção preferencial de SSE – Sul-sudeste.

As marés do litoral do Paraná são caracterizadas como micromarés, dada que a sua amplitude é inferior a 2 metros (Angulo, 1992). São caracterizadas como sendo do tipo semi-diurna, com duas preamares e duas baixa-mares diárias, com alturas médias variando em 1,2 metros (Harari & Camargo, 1994).

Segundo Santos (2023), as marés meteorológicas também ocorrem na região e podem elevar o nível médio do mar durante eventos específicos de quedas de temperatura e aumento de pressão, sendo que nesses momentos o regime de maré pode ser classificado como mesomaré.

1.3.2 ÁREA DE ESTUDO – MAR DO ARARAPIRA

A área de estudo selecionada para o presente trabalho se encontra no extremo norte do litoral Paranaense e no extremo sul do litoral Paulista, fazendo parte dos municípios de Guaraqueçaba, no Paraná, e Cananéia em São Paulo, e corresponde ao corpo estuarino conhecido como Mar do Ararapira, com a sua margem direita no Superagüi, pertencente ao Paraná, e sua margem esquerda na Restinga do Ararapira, que faz parte da Ilha do Cardoso, em São Paulo.

Morfologicamente, o Mar do Ararapira possui aproximadamente, 13 quilômetros de extensão e profundidade média de cinco metros, podendo ser caracterizado como um corpo estuarino costeiro, raso, paralelo a costa e com perfil meandrante (Mihály, 1997), com características hidrográficas que o assemelham a um canal fluvial.

Geologicamente, o canal do Mar do Ararapira secciona sedimentos de origem marinha, correspondentes a barreiras pleistocênicas e holocênicas prográdantes (Giannini *et al.*, 2007).

A área de estudo possui variados ambientes deposicionais dentre os quais pode-se citar as praias, planícies de maré com manguezais e bancos não vegetados, cordões litorâneos, dunas frontais, interdunas e paleodunas (Angulo, 1992).

Com o rompimento do esporão, o Mar do Ararapira foi seccionado em duas áreas com características distintas. A porção sudoeste, entre as barras antiga e nova, possui baixa energia, sendo propício à deposição. Já a porção nordeste, a qual compreende o Estreito do Melão, apresenta dinâmica mais alta com correntes de maré enchente e vazante mais pronunciadas (Italiani, 2019).

Ademais, a área de estudo difere de modelos clássicos de estuários por possuir conexões naturais e artificiais com outros estuários, como Trapandé e Pinheiros, respectivamente (Nogueira, 2013). Contudo, apesar da referida conexão interestuarina, Angulo *et al.* (2019) indicam que não há evidências de intercâmbio sedimentar e hídrico os estuários, denotando a singularidade do Mar do Ararapira e permitindo considerá-lo enquanto um estuário próprio, ao invés de apenas ramificação dos estuários adjacentes.

Além disso, a presença de diversas comunidades caiçaras é expressiva, sendo que a fixação na região do Mar do Ararapira se deu há, pelo menos, 250 anos (Bueno, 2009). Vivem no entorno da desembocadura estuarina do Mar do Ararapira a comunidade da Barra do Ararapira e de Pontal do Leste, localizadas em um local em que qualquer movimentação pelo território envolve cruzar a desembocadura.

Comunidades de Vila Rápida e Nova Enseada da Baleia também se localizam próximas a desembocadura, sendo que a Nova Enseada da Baleia é chamada de “nova”, pois a antiga comunidade se localizava exatamente no ponto em que houve o rompimento do esporão em 2018, local que foi completamente erodido.

Assim, se percebe os processos geológicos moldando os modos de viver das comunidades que moram no entorno do *inlet*, constituindo uma “territorialidade marítima”, pois a desembocadura do Mar do Ararapira influencia a ordenação espacial tanto em terra quanto no mar, sendo que a compreensão dos processos erosivos e deposicionais é bastante forte e presente entre os moradores nativos da região, os quais sempre observaram com atenção a migração da desembocadura (Bazzo, 2011).

Além das comunidades tradicionais, a região abriga diversas unidades de Conservação, tais como o Parque Nacional do Superagüi, Área de Proteção Ambiental (APA) Federal de Guaraqueçaba e Parque Estadual da Ilha do Cardoso, além de outras Unidades de Conservação que compõem o Mosaico Lagamar (Figura 3).

Destaca-se também que a região se insere no Complexo Estuarino Lagunar Paranaguá-Cananéia, sendo considerada um *hotspot* de biodiversidade, além de reconhecida pela UNESCO desde 1993 como Reserva da Biosfera da Mata Atlântica (Corrêa, 1995; RBMA, 2004), Sítio do Patrimônio Mundial Natural (UNESCO, 1999) e Sítio RAMSAR (ICMBio, 2022), sendo protegida por diversas Unidades de Conservação as quais compõem o Mosaico Lagamar (Paula *et al.*, 2018).

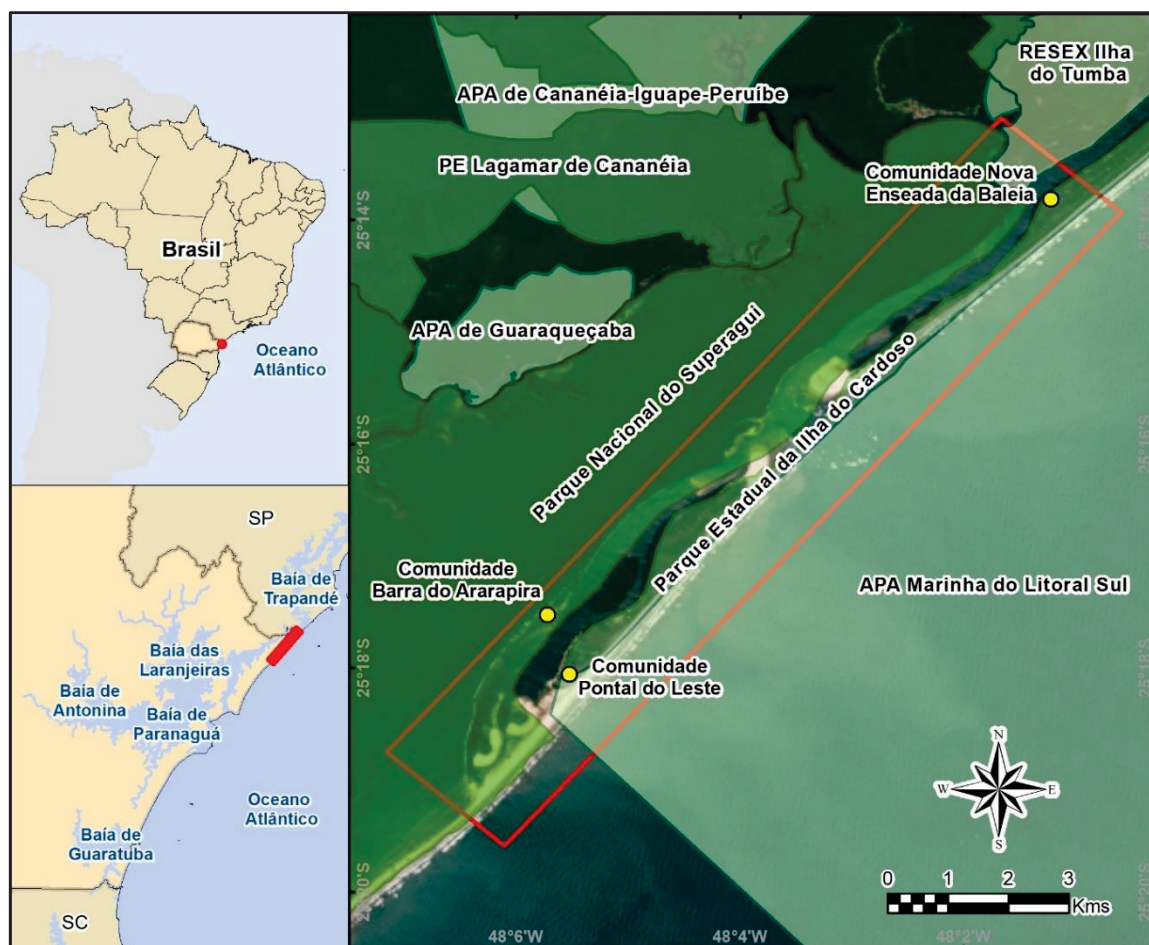


Figura 3: Comunidades caiçaras e áreas protegidas presentes na área de estudo e entorno

Cabe salientar que os movimentos sociais são ativos na região, especialmente o Movimento dos Pescadores e Pescadoras Artesanais do Litoral do Paraná – MOPEAR, que integra a Rede Puxirão dos Povos e Comunidades Tradicionais do Paraná e Santa Catarina.

Deste modo, visando respeitar o disposto na Convenção nº 169 da Organização Internacional do Trabalho sobre Povos Indígenas e Tribais e no Protocolo de Consulta aos Pescadores e Pescadoras Artesanais e Caiçaras de Guaraqueçaba, Paraná, ambos versando sobre o direito dos comunitários a consulta livre, prévia e informada sobre pesquisas a serem realizadas em seus territórios, o projeto submeteu-se ao escrutínio do MOPEAR, sendo que o projeto de pesquisa que compõe esse trabalho teve aprovação para continuidade, conforme Termo de anuência à pesquisa (Anexo I) e Recomendações para a pesquisa em apoio à articulação comunitária (Anexo II).

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1 TERMINOLOGIAS ADOTADAS NO PRESENTE TRABALHO

A literatura científica faz uso de diferentes terminologias e interpretações nas publicações relacionadas a ambientes litorâneos, a depender da área de formação dos autores, do foco de interesse e eventuais imperfeições nas traduções dos textos originais (Souza, 2006). Angulo (1996), apresenta uma breve revisão de terminologias utilizadas ao se tratar de ambiente praial, contudo, tal trabalho não inclui os *inlets* e suas feições associadas.

Deste modo, existem diversas traduções para *inlets*, tendo a literatura atual utilizado como sinônimos os termos: desembocadura (Cassiano e Siegle, 2010), desembocadura lagunar (Mihály, 1997), barra (Iwakura, 2021) e canais de maré (Costa, *et al.*, 2023).

Assim, a pesquisa em curso utilizará como sinônimo para *inlet* o termo desembocadura estuarina, tendo em vista que a interação entre o oceano e o estuário adjacente é um dos principais agentes das alterações morfológicas encontradas na área de estudo.

Além disso, o presente trabalho fará uso do conceito de unidades de paisagem para se referir as áreas fotointerpretadas. Ross (1992) indica que a geomorfologia, pedologia, clima, cobertura vegetal e a litologia podem ser unidas ou individualizadas para se chegar as unidades de paisagem. Deste modo, a interação entre os elementos físicos mapeados juntamente ao componente humano, compõem a paisagem como um todo, conforme proposto por Bertrand (1971).

2.2 ESTUÁRIOS

Estuários podem ser entendidos como corpos d'água costeiros parcialmente fechados com conexão com o mar aberto, no qual a água salgada é diluída pela água doce proveniente de rios ou riachos (Cameron e Pritchard, 1963). Lessa *et al.* (2018), indicam que estuários são feições costeiras de acomodação, em que os sedimentos fluviais são retidos e depositados, sem afetar os processos sedimentares da costa voltada para o mar aberto.

A gênese dos estuários é diversa, perpassando fiordes, rias, estuários de planície costeira, estuários tectônicos, além de estuários com morfologias associadas a lagunas e complexos de canais de maré ou sistemas estuarino-lagunares (Davis e FitzGerald, 2020; Lessa, 2020).

A diferença de salinidade entre a água oceânica mais salgada e a fluvial mais doce gera diferenças de circulação nos estuários, com a água salgada ficando abaixo da água doce quando há ausência de ondas ou correntes para promover a mistura. Assim, é possível classificar os estuários de acordo com o seu nível de mistura de água doce e salgada, podendo ser estratificado, parcialmente misturado ou misto (Pritchard, 1967).

Em estuários de costas transgressivas, como na América do Norte e Europa, os estuários tendem a serem submersos e se manterem preservados devido ao contínuo afogamento pela subida do nível do mar (Jaeger *et al.* 2009). Por outro lado, estuários em costas regressivas, como a brasileira (Angulo *et al.* 2022), tendem a desaparecer quando processo de assoreamento colmata todo o estuário.

O Mar de do Ararapira, se localiza no mesmo contexto geográfico do Mar de Cananéia o qual, segundo Lessa (2020), pode ser considerado como com um estuário com um complexo de canais de maré, assim, o Mar do Ararapira, também pode ser considerado na mesma classificação.

2.3 DESEMBOCADURAS ESTUARINAS

A feição na zona de contato que permite a comunicação entre os processos costeiros/oceânicos com os processos fluviais é denominada de desembocadura estuarina ou *inlet* (FitzGerald, 1988). Estas feições podem ser entendidas como uma abertura na barreira costeira com profundidades de até 10 metros, sendo usualmente mais rasa, a qual permite que a maré e a água oceânica penetrem nos corpos hídricos adjacentes, alcançando lagunas, estuários, manguezais e marismas presentes na retrobarreira (Hayes e FitzGerald, 2013), sendo importantes no transporte de sedimentos que são depositados pelas ondas e que diuturnamente adentram e deixam os corpos estuarinos adjacentes pela ação das correntes de maré (FitzGerald, 2000).

Sua ocorrência é verificada em barreiras costeiras ou ao longo de costas arenosas (FitzGerald e Buynevich, 2018), sendo que podem ser fixos por obras de engenharia, quando estão soldadas a um promontório rochoso ou ancoradas em um substrato resistente a erosão e que limitam os movimentos laterais migratórios ou podem ser móveis, migrando conforme se dá a interação entre as marés, correntes de deriva longitudinal e as ondas (FitzGerald e Miner, 2013).

O tamanho e a quantidade de *inlets* ao longo de uma barreira costeira segundo Fitzgerald (1988) é determinado pela área do corpo lagunar adjacente e pela altura das marés no local. Ao longo de costas dominadas por micromarés as barreiras costeiras são extensas e com poucos *inlets*, ao passo que costas sob influência de mesomarés possuem barreiras menos extensas e com maior número de *inlets*, ao passo que em costas com macromarés, as correntes de maré são tão poderosas que não permitem a formação barreiras costeiras que suportam os respectivos inlets (Davies, 1972).

Em *inlets* sem influência antrópica, a manutenção da abertura da desembocadura se dá pelas correntes de maré que continuamente fluem através dos canais

(Fitzgerald 1988, 2000; Beck, 2019), além da descarga hídrica dos corpos lagunares da retrobarreira e a sua respectiva vazão para o oceano (Nichols & Allen 1981; Reddering 1983).

As correntes de maré enchente e vazante controlam a dinâmica dos *inlets*, pois elas são as responsáveis por remover os sedimentos depositados na entrada das desembocaduras pela ação das ondas e correntes incidentes na área (Davis e FitzGerald, 2020), evitando o assoreamento.

As areias que são transportadas para a entrada da desembocadura e depositados na margem de acreção do esporão não são repostos pelos sedimentos que são erodidos da margem erosiva do canal migratório durante o processo de migração (Hayes, 1980). Os sedimentos depositados, de origem marinha, possuem granulação maior que os sedimentos erodidos e não se depositam nas praias quando são erodidos (Fitzgerald, 1988). Deste modo, a deposição sedimentar na desembocadura se sobressai à erosão na margem côncava do canal, possibilitando a constrição da desembocadura (FitzGerald, 1996), ampliando o processo erosivo e favorecendo o processo migratório do esporão.

Dado a sua gênese diversa e o panorama dinâmico das desembocaduras, diversos padrões morfológicos podem ser encontrados. Múltiplos estudos objetivaram a sua classificação, sendo os primeiros trabalhos datados da década de 50 e 60 (Bruun & Gerritsen, 1959, Zenkovitch, 1967) evoluindo para as contribuições de Hayes (1975, 1979), Oertel (1975) e, principalmente, Fitzgerald (1982, 1988, 2000).

Estes autores buscaram, através de observações empíricas, relacionar uma série de modelos evolutivos para os *inlets*, considerando as principais variáveis que o controlam, sendo elas: o prisma de maré, a geometria da desembocadura, energia de ondas e marés, o aporte sedimentar, a configuração dos canais estuarinos ou lagunares, o arcabouço geológico e a topografia da face litorânea e da plataforma interna (Fitzgerald *et al.* 2000), tendo em vista que a morfologia do *inlet* é o resultado do ajuste à ação dinâmica das correntes de maré e das ondas.

Portanto, a morfologia de um *inlet* pode ser dividida em diversos ambientes (Davidson-Arnott, 2010), com destaque para os deltas de maré enchente e deltas de maré vazante.

Segundo Fitzgerald e Miner (2013) os deltas de maré enchente são mais desenvolvidos em locais que possuem amplitudes moderadas de maré, especialmente regiões de mesomarés, tendo em vista se formam pela deposição de areias durante os ciclos de enchente da maré e durante a maré baixa ficam completamente expostos. Segundo os mesmos autores o delta de enchente clássico pode ser dividido em cinco diferentes componentes (Figura 4), são eles:

1. Rampa de Inundação (*Flood Ramp*): Canal de pouca profundidade que se inclina em direção a parte mais alta do delta, permitindo o transporte de areia em direção a terra;
2. Canais de Enchente (*Flood Channels*): Divisão que ocorre na rampa de inundação, transformando-os em dois canais rasos dominados por ondas e marés e que efetivamente transportam os sedimentos em direção ao delta;

3. Escudo de vazante (*Ebb Shield*): Parte mais alta e mais interna do delta de enchente em que as correntes de enchente iniciam o processo de retorno a desembocadura;
4. Esporões de vazante (*Ebb Spits*): São pontas de areia erodida do escudo de enchente e que são remobilizadas pelas correntes de refluxo em direção a entrada da desembocadura.
5. Lobos de transbordamento (*Spillover Lobes*): Bancos de areia que se formam quando as correntes de enchente rompem os bancos de areia já formados e se depositam próximo ao escudo principal.

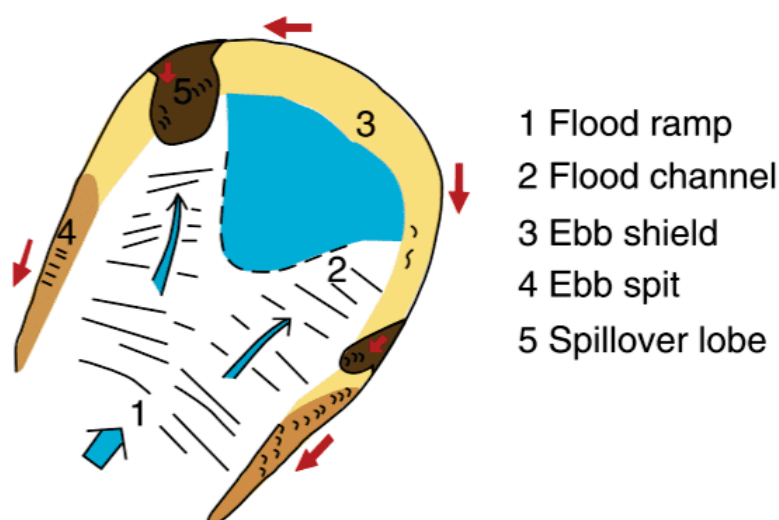


Figura 4: Delta de maré enchente clássico, com as suas subdivisões

(Fonte: Fitzgerald e Miner, 2013)

Tais componentes não estão presentes em todos os deltas de enchente, tendo em vista as características de cada região. Ademais, em *inlets* com características migratórias laterais, podem ser observados deltas de enchente incipientes que são criados à medida que a migração acontece (Fitzgerald e Miner, 2013).

Do outro lado da desembocadura, em sua porção voltada para o oceano, tem-se os deltas de vazante. De acordo com Fitzgerald (1988), trata-se de um acúmulo de areia depositado pelas correntes de maré vazante que foi retrabalhado pelas ondas e correntes. Nessa feição, podem-se dividir também alguns subcomponentes (Figura 5), tais como:

1. Canal principal de vazante (*Main ebb channel*): Canal principal que se alonga em direção ao mar;
2. Canais marginais de enchente (*Marginal flood channel*): Canais rasos localizados entre as barras lineares do canal e as praias, usualmente aparecem soldados à costa;
3. Plataforma de *swash* (*Swash platform*): Extensa plataforma rasa no entorno do canal principal;

4. Lobo terminal (*Terminal lobe*): Parte mais externa do delta, local em que há deposição de sedimentos oriundos do estuário;
5. Barras de *swash* (*Swash bars*): Barras em forma de arco, recurvadas em direção a costa e que migram em direção a ela e que foram formadas pela arrebentação das ondas no lobo terminal e na plataforma de swash;
6. Barras lineares marginais ao canal (*Channel margin linear bars*): Barras que delimitam o canal principal de vazante e se localizam sobre a plataforma de swash. Durante a maré baixa ficam expostas e confinam e regem o fluxo de vazante.

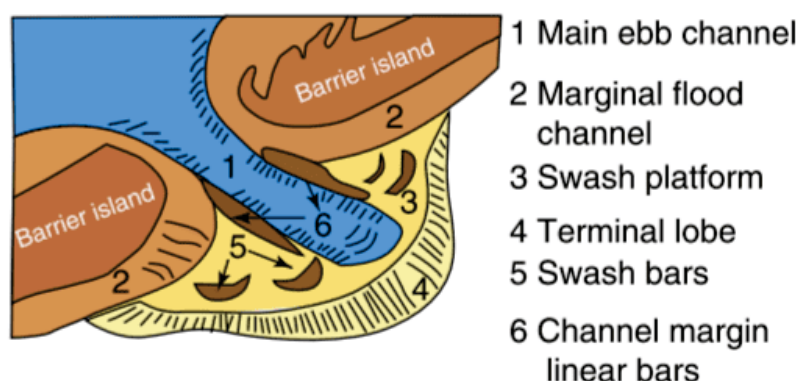


Figura 5: Delta de maré vazante clássico, com as suas subdivisões
(Fonte: FitzGerald e Miner, 2013)

Do mesmo modo que os deltas de maré enchente, os deltas de vazante também possuem diversas diferenças entre si, que dependem das características de cada local. Em costas dominadas por ondas, os deltas de vazante são incipientes e muitas vezes o lobo terminal forma um pequeno arco que delimita a parte mais externa do delta. Em muitas ocasiões o delta também pode se apresentar completamente submerso, não sendo possível identificar todas as feições descritas (FitzGerald *et al.*, 2010).

Além disso, ao se considerar a incidência das correntes de deriva longitudinal associada as correntes de maré, os deltas de vazante podem assumir diferentes morfologias possibilitando inferir se há predomínio de um sistema dominado por ondas (1), correntes de deriva litorânea no sentido sul (2), correntes de deriva litorânea fluindo para o norte (3) ou um sistema dominado por marés (4), conforme Oertel (1975) (Figura 6).

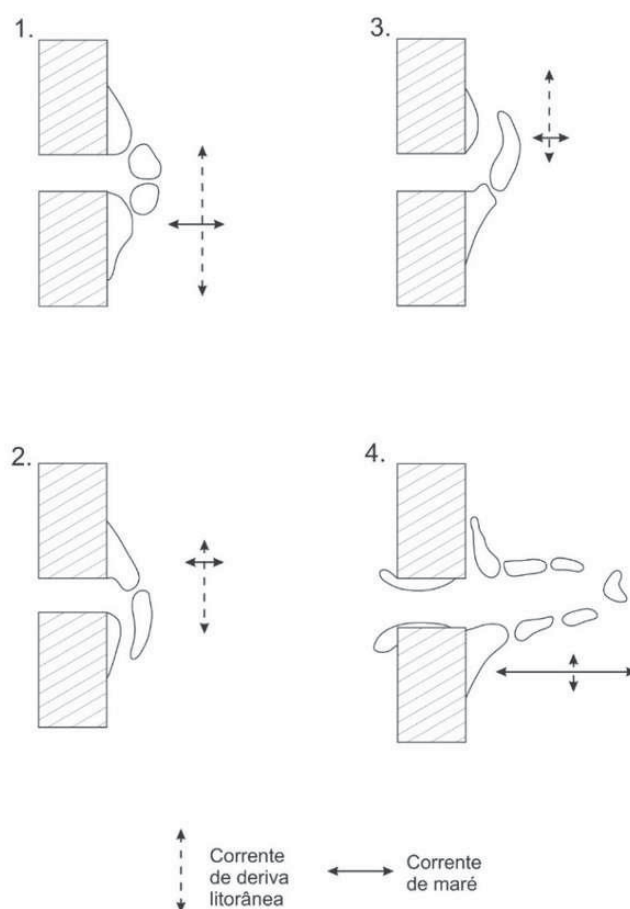


Figura 6: Variação morfológica dos deltas de vazante de acordo com a predominância de ondas (1), correntes de deriva litorânea (2 e 3) ou marés (4).

(Fonte: Traduzido e adaptado de Oertel, 1975)

Ademais, as desembocaduras podem assumir características migratórias ou estáveis, sendo que as desembocaduras estuarinas migratórias se constituem na grande maioria dos *inlets* (Oertel, 1988).

Fitzgerald (2000) propôs diversos modelos de migração de desembocaduras, divididos em três etapas evolutivas cada um, sendo que um dos modelos propostos versa sobre migração da desembocadura estuarina e posterior rompimento de esporão (*Inlet Migration and Spit Breaching*), sendo esse modelo muito semelhante ao ocorrido no Mar do Ararapira (Figura 7).

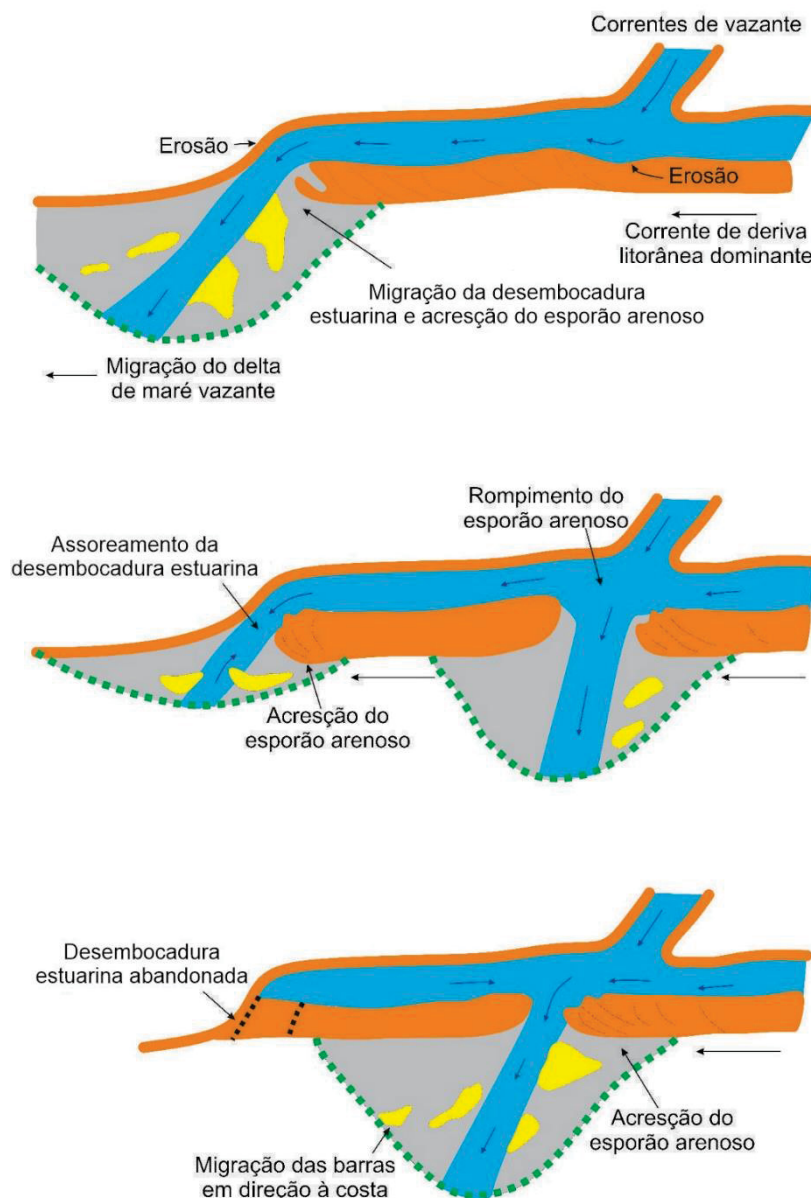


Figura 7: Modelo conceitual proposto de migração de *inlet* por rompimento de esporão arenoso (Fonte: Traduzido e adaptado de FitzGerald, 1988).

Segundo FitzGerald (1988), o processo de migração de *inlet* por rompimento de um esporão arenoso ocorre, usualmente, em desembocaduras rasas. Nesse tipo de desembocadura, há deposição de areia na desembocadura, promovendo a constrição do fluxo hídrico, aumentando a velocidade das correntes de vazante próximas a desembocadura, o que leva a erosão nas margens côncavas do corpo estuarino.

Assim, o transporte litorâneo é restrito através do efeito de molhe hidráulico, ao passo que a deposição ocorre predominantemente de um dos lados do esporão, enquanto o outro é constantemente erodido (Dean e Walton, 1975; FitzGerald, 1988, Komar, 1998).

Deste modo, através do processo erosivo, ocorre a elongação do corpo estuarino localizado na retrobarreira (Figura 8), tal elongação promove diminuição da amplitude das marés e das correntes de vazante, o que favorece a deposição de sedimentos na entrada da desembocadura e a sua constrição (Friedrichs e David, 1988; Dyer, 1997).

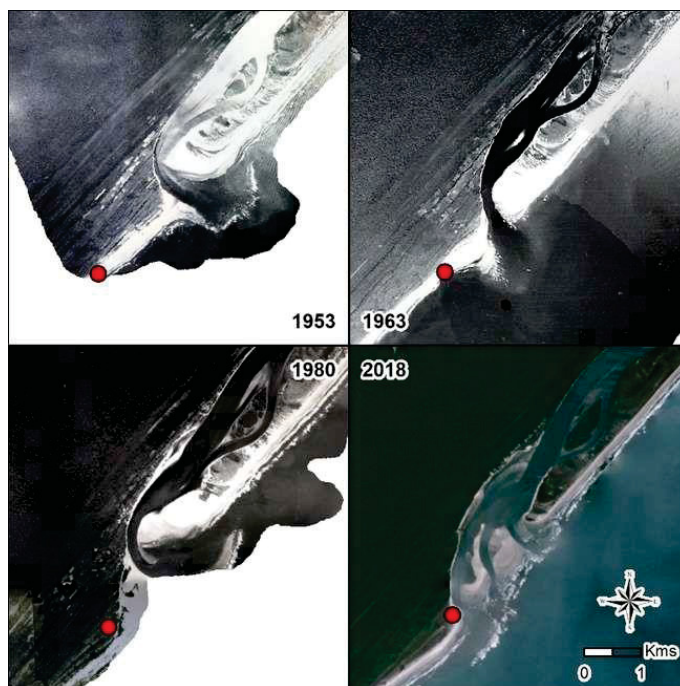


Figura 8: Exemplo de migração de desembocadura estuarina do Mar do Ararapira. O ponto vermelho corresponde ao mesmo local nas diversas imagens para possibilitar a visualização da migração do *inlet* para sudoeste.

Assim, em dado momento, seja por eventos extremos ou pela erosão contínua das margens internas do corpo hídrico da barreira, há o rompimento do esporão arenoso em um ponto hidráulicamente mais favorável a circulação de água e sedimentos, permitindo a abertura de nova desembocadura estuarina (FitzGerald, 1988).

Por fim, caso o prisma de maré migre para essa nova abertura, a tendência é a manutenção da nova desembocadura aberta e o fechamento da antiga, sendo que na antiga desembocadura é visível na paisagem a formação de dunas e restingas, aumento na salinidade dos marismas ou manguezais adjacentes com posterior mortandade de espécimes, surgimento de lagoas ou lagoas costeiras, leques de sobre-lavagem e feições associadas as antigas morfologias de canal (Nordstrom, 1992; FitzGerald *et al.*, 2001; Davidson-Arnott, 2010) (Figura 9).

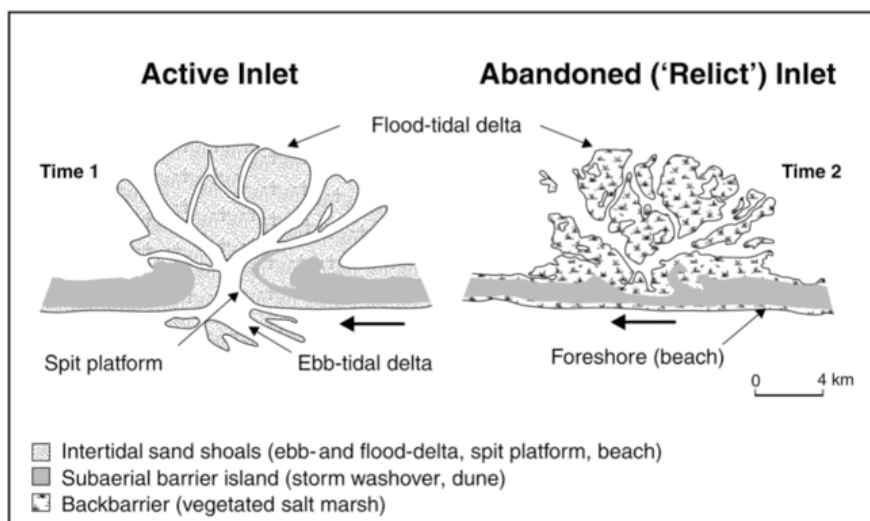


Figura 9: Morfologia de um *inlet* ativo e sua morfologia esperada após o abandono da desembocadura estuarina (Fonte: Davidson-Arnott, 2010).

Morfológicamente também é possível identificar a migração de desembocaduras através de uma série de esporões baixos e recurvados, usualmente separados por áreas com características pantanosas (Fitzgerald, 1988) ou lagunas costeiras, formadas durante esse processo (Vasconcelos *et al.*, 2016).

2.4 SÍNTESE DE TRABALHOS DESENVOLVIDOS NA ÁREA DE ESTUDO

A desembocadura estuarina do Mar do Arapira é objeto de estudo desde os anos 80, buscando compreender a dinâmica do *inlet* e de suas correntes de maré, além das correntes de deriva litorânea que incidem no Mar do Arapira (Tessler, 1988). No referido trabalho, observou-se através de imagens aéreas que a migração ocorria no sentido sudoeste (SW), ao passo que Angulo (1992), estimou a migração também para SW em torno de 1.200 metros entre 1953 e 1980. Ademais, Tessler (1988) observa que após a passagem de sistemas frontais, momento em que se verifica a ausência de ventos do quadrante sul ou quando predominam ventos do quadrante leste, a corrente de deriva flui do norte para o sul. Por outro lado, quando os ventos provêm do quadrante sul ou sudeste à deriva predominante se dá no sentido sul para o norte.

Assim, o autor indica que na área de estudo há possível alternância do sentido da corrente ao longo do ano, com predominância de deriva Sudoeste – Nordeste nos períodos de inverno (maior atuação de frentes frias) e durante o verão à deriva preferencial se dá no sentido inverso, sendo necessário considerar o transporte bidirecional de sedimentos nessa porção do litoral.

Ainda segundo Tessler (1988) a dinâmica de circulação interna do Mar do Arapira se assemelha a um rio meandrante, promovendo a erosão das margens côncavas internas ao estuário. Além disso, constatou que as correntes de vazante que fluem na desembocadura promovem o bloqueio do transporte de sedimentos trazidos pelas ondas através das correntes de deriva (efeito de molhe hidráulico), promovendo assim o crescimento do esporão arenoso do sul da Ilha do Cardoso.

Mihály (1997) e Mihály e Angulo (2002) iniciam o monitoramento do esporão do Arapira, e sugerem as primeiras previsões para a evolução da área, indicando o

rompimento do esporão e a abertura da nova desembocadura estuarina a nordeste da anterior. Destacam a importância da circulação interna do canal, propondo dois modelos de circulação hídrica no corpo estuarino, os quais seriam responsáveis pela migração. O primeiro, influenciado por ventos do quadrante sul, com intensidade superior a 6 m/s por um tempo mínimo de 20 horas, teriam a capacidade de aprisionar a água no corpo estuarino promovendo um aumento substancial do nível da água. Caso o vento se encerre juntamente com maré de sizígia, os fluxos de vazante seriam incrementados e aumentariam a erosão das margens internas, ao passo que as areias retiradas das margens durante esse processo seriam então depositadas no delta de vazante, migrando posteriormente para o esporão. Quando na ausência de ventos sul, o crescimento do esporão se daria pela acresção das areias transportadas pelas correntes de deriva litorânea, as quais seriam bloqueadas pelas correntes de vazante e então depositadas no pontal arenoso da Ilha do Cardoso.

Avançando com os estudos na região, Müller (2007) aborda as perspectivas de ocupação da área após o rompimento, trazendo recomendações à ocupação e indicando os possíveis problemas ocasionados pela erosão nas margens côncavas do corpo estuarino, evidenciando os locais não recomendados a ocupação devido ao eminente rompimento do esporão arenoso.

Angulo *et al.* (2009), prosseguindo com monitoramento da área, traçam previsões e consequências pós-rompimento do esporão, e estimaram que o rompimento ocorreria entre 2012 e 2016. Além disso, indicam diversas alterações morfológicas na região pós rompimento, uma delas seria a reconfiguração do novo delta de maré vazante o qual favoreceria a progradação da linha de costa próxima a nova desembocadura, em detrimento da erosão a ser observada próxima a antiga desembocadura. Em relação ao *inlet*, as previsões indicavam que o novo canal teria largura semelhante ao anterior, com a desembocadura possuindo por volta de 1 km de comprimento, além de inferir que a antiga desembocadura sofreria com progressiva erosão do delta de maré vazante, consolidando o seu fechamento. Ademais, sugerem que é provável que a nova desembocadura iniciasse a migração no sentido preferencial da deriva litorânea longitudinal (SW – NE), invertendo o processo histórico de migração na direção oposta à deriva preferencial. Por fim, indicam que o rompimento do esporão arenoso possivelmente ocorreria durante um evento de alta energia, o que de fato ocorreu.

Müller (2010) realizou o levantamento de diversos perfis praias na região do Mar do Ararapira, os quais indicaram alterações da linha de costa e da margem estuarina, bem como se aprofunda nas consequências poderiam ocorrer após o rompimento do esporão.

A pesquisa de Souza e Souza (2015) apontava que dada as taxas de erosão e progradação observadas entre 2007 e 2015 o risco de rompimento seria nulo, conclusão que se mostrou errônea.

O trabalho de Cheliz *et al.* (2019) identifica as primeiras alterações pós-abertura, além de relatar como se deu o processo de rompimento, tendo ocorrido durante a passagem de uma frente fria, maré de sizígia, e fortes ondas.

Souza (2019) apontou os efeitos imediatos após o rompimento em 27 de agosto de 2018 (Figura 10), indicando que a taxa média de abertura da nova desembocadura foi da ordem de 51 metros/dia nos primeiros dias.



Figura 10: Vista, de sul para norte do esporão arenoso do Ararapira: (A) antes do rompimento, (B) após a primeira passagem das ondas sobre o esporão, (C) no início do rompimento e (D) vista aérea do novo *inlet* dias após a abertura (Fonte: Adaptado de Souza, 2019).

Italiani (2019), em sua tese de doutorado, propõe diversas modelagens hidrodinâmicas para um cenário de esporão rompido. Em seu trabalho, conclui-se que o prisma de maré migrou rapidamente para a nova desembocadura, o qual permitiu a manutenção da mesma aberta e o posterior assoreamento do antigo *inlet*. Ademais, os modelos numéricos permitiram inferir que ondas vindas da direção leste promovem a deriva para o sul, ao passo que ondas vindas no sentido sudoeste propiciam que a corrente seja para norte, sendo ondas desse quadrante as mais frequentes na região. Além disso, o trabalho indica que o aumento da intensidade das correntes no setor norte do Mar do Ararapira no pós abertura poderá favorecer a erosão no Estreito do Melão, o qual poderá se romper no futuro.

Por fim o trabalho de Iwakura (2021) avança no monitoramento pós-abertura da nova desembocadura do Ararapira. Neste trabalho diversas imagens de satélites entre 2018 e 2021 são comparadas com o objetivo de entender o processo de abertura e o avanço ou recuo da linha de costa próxima à nova desembocadura. Os dados indicaram estabilidade das linhas de costa da nova desembocadura a partir de junho de 2021, ao passo que demonstram tendência erosiva no local conhecido como Estreito do Melão, o qual tinha sido apontado por Italiani (2019) como possível local onde ocorreria rompimento futuro e, deste modo, sugere-se monitoramento contínuo e análise evolutiva para compreender quais seriam as possíveis consequências aos moradores das comunidades próximas.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

Visando o cumprimento do objetivo de cartografar, analisar e qualificar o processo de evolução histórica (1953 – 2024) das unidades de paisagem da desembo-

cadura estuarina do Mar do Ararapira, o presente trabalho fez uso de técnicas de fotointerpretação de imagens, utilizando os conceitos do sensoriamento remoto e de técnicas de geoprocessamento, conforme indicado na Figura 11.

Para a análise do Estreito do Melão, visando o objetivo específico de analisar o processo erosivo pré e pós rompimento, e para análise das áreas de erodidas próximas a atual desembocadura foi utilizada a ferramenta *web Coastal Analyst System from Space Imagery Engine* (CASSIE), a qual será detalhada no artigo científico apresentado na seção de resultados.

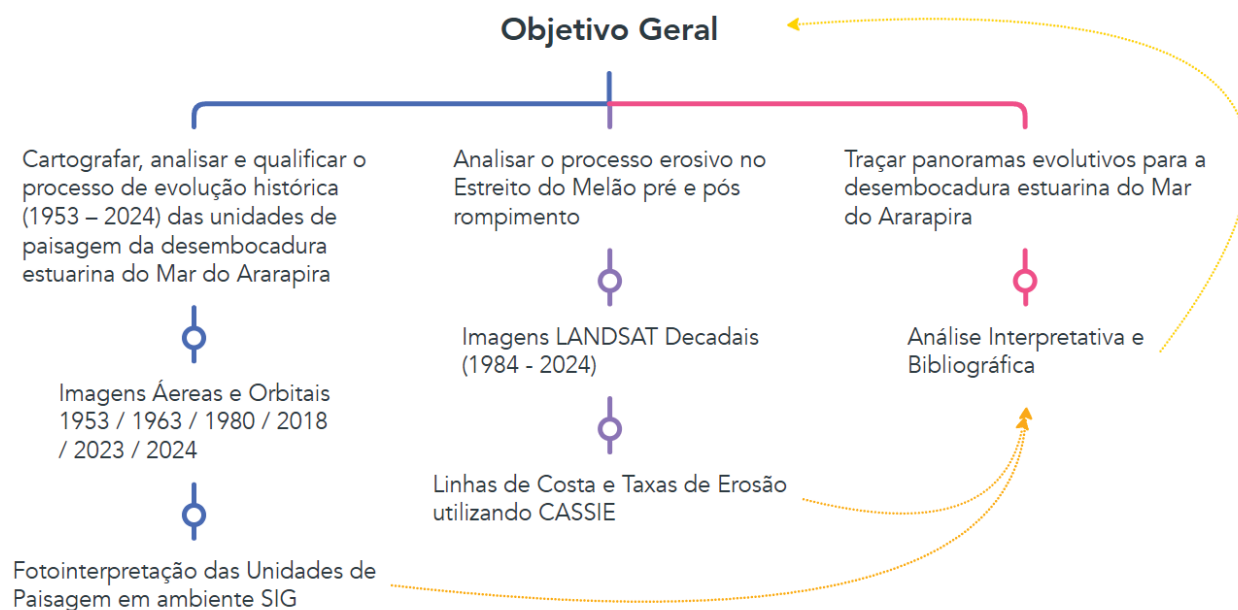


Figura 11: Correlação entre os métodos utilizados e os objetivos da pesquisa

3.1 IMAGENS AÉREAS E ORBITAIS

Para a análise do processo evolutivo das unidades de paisagem do Mar do Ararapira foram analisadas imagens aéreas e orbitais com temporalidades diversas, adotando técnicas de fotointerpretação e sensoriamento remoto, apoiado por técnicas computacionais e de *Structure from Motion – SfM*, visando a identificação, a partir das imagens, das morfologias presentes e então a inferência dos processos atuantes.

As imagens históricas, referentes aos anos de 1953, 1963 e 1980 foram obtidas em modo analógico (Figura 12), sendo posteriormente escaneadas através de *scanner* de mesa e então, já em meio digital, tratadas por meio do *software Adobe Lightroom*, visando equalizar o contraste, diminuir o ruído e padronizar os tons de cinza das imagens de cada ano. Assim, com o levantamento de imagens, foi possível analisar um período superior a 70 anos de evolução do ambiente costeiro da região do Mar do Ararapira.



Figura 12: Exemplo de imagens áreas históricas de diferentes anos da Barra do Ararapira

Após a edição individual de cada uma das imagens, o conjunto obtido de cada um dos anos foi processado no software *Agisoft Metashape* com o intuito de criar um mosaico de imagens, utilizando as técnicas de *Structure from Motion* (Mancini, 2013).

Após essa etapa, o mosaico foi georreferenciado no software *ArcMap 10.8*, com pontos de controle obtidos através de imagens CBERS 4A na banda Pancromática, possuindo 2 metros de resolução espacial, garantindo a acurácia posicional necessária para que fosse possível o comparativo de imagens.

Tendo em vista que o último aerolevantamento da área de estudo disponível se deu em 1980, fez-se necessário recorrer ao uso de imagens orbitais para garantir a comparação das mudanças. Deste modo, foram utilizadas as imagens obtidas no âmbito do Programa *Norway's International Climate and Forests Initiative Satellite Data Program* – NIFCI da constelação de satélites da *PlanetScope* que possui imagens mensais da área de estudo desde o ano de 2019, além de imagens semestrais entre 2016 e 2018. A resolução espacial das imagens é de, no máximo, 5 metros (Área do pixel – 25m²), o qual atende o propósito do presente trabalho, especialmente pela alta taxa de revisita dos sensores ao ponto de interesse.

O conjunto de imagens utilizadas nos mapeamentos, bem como os seus respectivos metadados, encontra-se sintetizado no Quadro 1. Cabe salientar que dada a revisita mensal possibilitada pelas imagens Planet, imagens de diferentes meses foram também usadas a título de comparação, permitindo dirimir eventuais dúvidas interpretativas. Entretanto, as imagens descritas no quadro foram as de fato utilizadas na fotointerpretação.

Quadro 1: Síntese de imagens utilizadas nos mapeamentos

Ano da Imagem	Imagem Utilizada	Escala ou Resolução Espacial	Data da Imagem
1953	Instituto de Terras Cartografia e Florestas do Paraná	1:30.000	28/01/1953
1963	Ipardes - Instituto Paranaense de Desenvolvimento Econômico e Social	1:70.000	Desconhecida
1980	Instituto de Terras e Cartografia do Paraná (Atual Instituto Água e Terra)	1:25.000	26/07/1980
2018	PlanetScope	5 metros (~1:12.000)	11/08/2018
2023	PlanetScope	5 metros (~1:12.000)	07/06/2023
2024	PlanetScope	5 metros (~1:12.000)	16/10/2024

3.2 VETORIZAÇÃO DE IMAGENS E GERAÇÃO DE DADOS GEOESPACIAIS

Após o processo de organização das imagens aéreas e orbitais, procedeu-se a etapa de vetorização dos diferentes ambientes identificados na área de estudo, o qual se deu em ambiente de Sistema de Informações Geográficas, utilizando os *softwares ArcMap 10.8* e *QuantumGIS 3.28.7*.

A fotointerpretação dos ambientes foi realizada em etapas, sendo a primeira a análise prévia das imagens e busca ativa na literatura sobre os dados já mapeados, posteriormente se deu a fotointerpretação efetivamente, seguida de validação através de duas incursões a campo e consulta as fotografias de alta resolução obtidas via drone e, por fim, a vetorização chegou à versão final.

Os dados vetorizados foram então sistematizados e analisados quantitativamente e, principalmente, qualitativamente, buscando compreender as causas que levaram as alterações observadas.

Cabe salientar que todos os dados vetoriais gerados estão no sistema de coordenadas oficial do Brasil, utilizando a projeção Universal Transversa de Mercator (UTM), no fuso 22 Sul (22J) sob o *Datum* SIRGAS 2000.

3.2.1 Fotointerpretação das Planícies Costeiras com Cordões Litorâneos Pleistocênicos e Holocênicos e Planície Paleoestuarina

O contato entre as planícies com cordões pleistocênicos e holocênicos foi baseado no trabalho de Angulo (2004), local em que se buscou as idades. Foi observada também a diferença de reflectância e textura da vegetação sobre cada uma das barreiras, conforme utilizado por Angulo (1992).

Além disso, Angulo (1992) indica que um fator diferencial para os terraços pleistocênicos em contraposição aos holocênicos se deve à altura usualmente superior a 5 metros dos terraços pleistocênicos, com os terraços holocênicos se localizando, usualmente, abaixo dessa cota. Portanto, dados topográficos do sensor ALOS-PALSAR foram consultados, visando segmentar a planície de forma mais assertiva.

Outro fato que se observa é uma faixa de cordões litorâneos bastante visível e definida na porção mais externa na planície sendo então possível atribuir essa área como sendo holocênica, ao passo que os cordões pleistocênicos se encontram com menor expressão nas imagens (Figura 13).

A fotoidentificação das áreas correspondentes as planícies paleoestuarinas foi possível pois essas unidades se destacam em meio a outros ambientes, especialmente porque a vegetação existente é de maior porte, além de não existir nenhum lineamento relacionado a cordões litorâneos. Ademais, a delimitação de apoiou também no trabalho de Angulo *et al.* (2009), o qual observa a existência das planícies paleoestuarinas no interior do estuário atual.

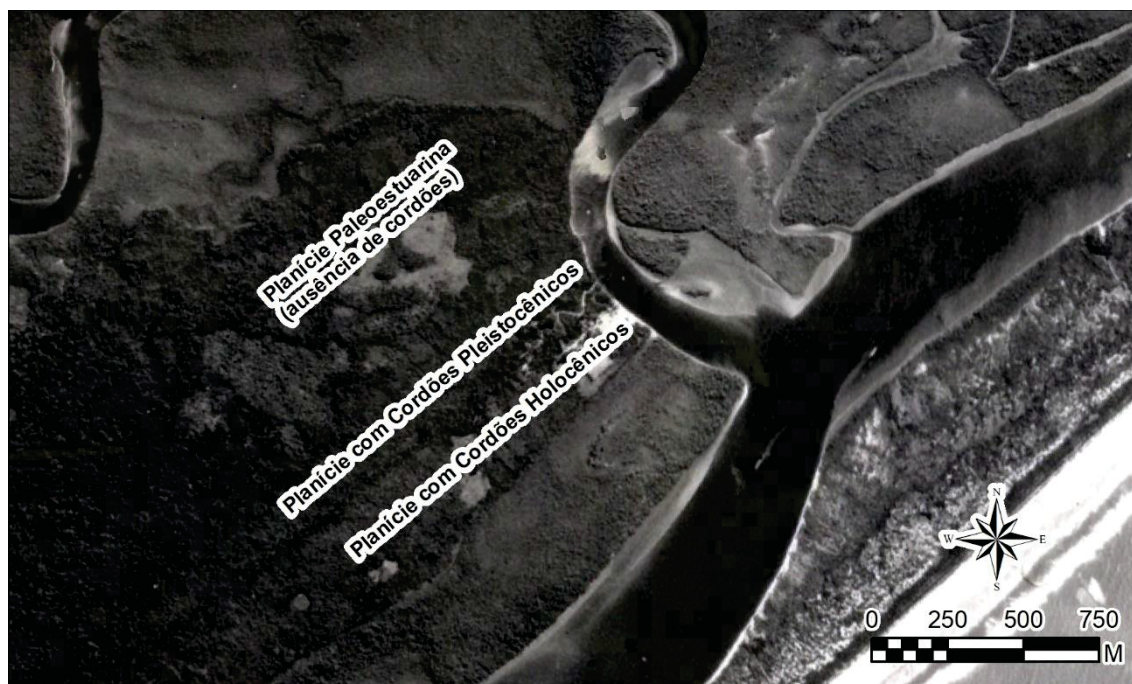


Figura 13: Fotoidentificação das Planícies com cordões holocênicos, pleistocênicos e a planície paleoestuarina em fotografia aérea de 1980.

Cabe salientar que essas três unidades foram identificadas em toda a série temporal das imagens, mas ficou evidente nas imagens mais antigas, dado o seu contraste e o uso mais intensivo do solo naquela época, gerando áreas mais abertas na paisagem e que permitiram a melhor identificação das classes.

3.2.2 Fotointerpretação das Dunas, Interdunas e Paleodunas frontais, Campo de Nebkas e Dunas Frontais Erodidas

As feições pertencentes a esse conjunto de ambientes pertencentes ao sistema praia-duna se localizam na posição mais externa da planície costeira, na transição entre ambientes oceânicos e estuarinos.

Nas imagens de satélite (Figura 14), as paleodunas frontais aparecem em posição mais interna na barreira, com cristas convexas separadas por intercordões, usualmente apresentando vegetação de maior porte. Associados às paleodunas, os intercordões aparecem em sua base, com vegetação esparsa e muitas vezes alagada ou com vestígios de água, o que confere coloração mais escura que o entorno quando alagada ou vegetação em tons marrom quando secas e expostas a luz solar intensa.

As dunas frontais atuais estão voltadas para a face oceânica e se apresentam nas imagens de satélite com textura levemente granulada, possibilitando identificar regiões mais estáveis e outras erodidas, visíveis graças à variação de densidade da vegetação. Nas imagens também é possível identificar *blowouts* nas dunas frontais, especialmente ao se comparar as imagens de diversas datas, marcando os locais com processos erosivos ativos na costa.

Por fim, foi possível identificar um campo de dunas incipientes (nebkas), visíveis nas imagens pelos diversos montículos e esparsa vegetação.



Figura 14: Fotointerpretação das Dunas, Interdunas e Paleodunas frontais, Dunas Incipientes e Semifixas e Dunas Frontais Erodidas em imagem de 06 de dezembro de 2024

3.2.3 Fotointerpretação dos Deltas de Maré Enchente e Vazante ativos e Paleodelta de Maré Enchente

Dentre os ambientes observados, os deltas de maré enchente e vazante foram os mais dinâmicos, com configurações mutáveis entre cada uma das imagens. A fotointerpretação desses ambientes foi realizada observando as feições nas imagens (Figura 15) e a sua interpretação foi apoiada pelos trabalhos de FitzGerald (1988, 2000, 2008) e Angulo (2009).

Nas áreas da nova desembocadura, as feições associadas aos deltas de maré enchente são fotoidentificáveis em todas as imagens de 2023 e 2024, entretanto, os deltas de maré vazante muitas vezes são identificáveis apenas pelas ondas quebrando sobre a sua plataforma de *swash* e no lobo terminal, ou seja, sua posição é inferida com base no padrão das ondas e não necessariamente são visíveis, tal como são nas imagens históricas de 1953 a 1980.

Na antiga desembocadura, atualmente assoreada, também foi possível observar a formação dos paleodeltas de maré enchente, esses observáveis ao se comparar a morfologia nas imagens pré-rompimento com a morfologia encontrada nas imagens pós-rompimento.



Figura 15: Fotointerpretação dos deltas de enchente e vazante em imagem de janeiro de 2025

A fotoidentificação de cada uma das subunidades que compõem os deltas de maré enchente e de maré vazante serão destacadas no capítulo de resultados.

3.2.4 Fotointerpretação dos Manguezais, Bancos Não-Vegetados e Canais Intermareais (Planícies de Maré)

A fotointerpretação das áreas de manguezais se deu, especialmente, pela textura bastante homogênea da vegetação, além dos manguezais se localizarem usualmente soldados as margens convexas do estuário (Figura 16).

Foi possível identificar também as áreas de manguezais incipientes na antiga desembocadura, em que o porte arbóreo dos indivíduos ainda é reduzido, mas já se mostra em um padrão bastante homogêneo.

Identificou-se também as áreas de manguezal impactado próximas a nova desembocadura, as quais são visíveis nas imagens de satélite ao se observar um extenso campo de galhos secos, em comparação a imagens anteriores, além das áreas estarem recobertas de areia depositada pelas ondas.

Os bancos não vegetados são observados nas porções intermareais, ou seja, durante a maré baixa se encontram expostos e durante as marés altas se encontram total ou parcialmente submersos. Nas imagens de satélite durante marés baixas possuem acentuada reflectância, semelhante à das areias secas, enquanto nas marés altas ainda são visíveis por estarem próximos a lâmina d'água.

Os canais intermareais aparecem associados aos bancos não-vegetados, sendo observados quando expostos durante as marés baixas e são a resposta local aos fluxos de enchente e vazante (Hugues, 2011). A fotoidentificação dos canais

intermareais foi possível dadas as suas características de dissecação do seu substrato, podendo ser observadas feições erosivas, semelhante a canais hídricos, sendo que na região o padrão apresentado, de acordo com a classificação de Pye e French (1993) é dendrítico e dendrítico meandrante.

Por fim, cabe salientar que as unidades de paisagem de bancos não-vegetados e canais intermareais foram agrupadas, dada a proximidade com que ocorrem na paisagem.

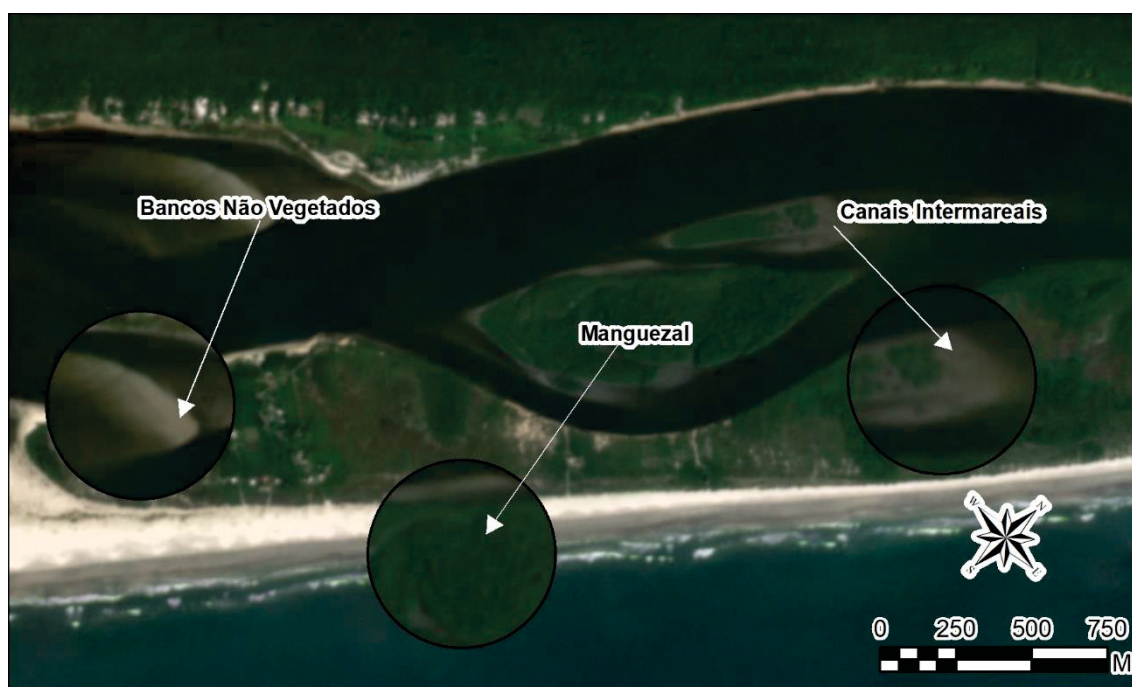


Figura 16: Fotointerpretação dos diferentes ambientes que compõem as planícies de maré

3.2.5 Fotointerpretação das Praias Oceânicas e de Desembocadura

Os ambientes praias (Figura 17) se estendem ao longo do esporão do Arara-pira, sendo interrompidas apenas na nova desembocadura.

Para o mapeamento das praias oceânicas considerou-se a base da duna frontal como limite interno, conforme Oliveira *et al.* (2019). Como limite externo utilizou-se o limite da areia seca, a qual é variável entre as imagens, devido às marés e as ondas que ocorriam no momento da obtenção tomada da imagem. Assim, há grande variabilidade nas áreas medidas e consideradas como sendo praias oceânicas, dado que não há controle do momento em que imagem foi obtida, dificultando comparações diretas em relação a área.

A unidade de praia de desembocadura se refere a parte final do esporão arenoso, ocorrendo associada às desembocaduras estuarinas, sendo uma zona adjacente aos deltas de maré-enchente (Angulo *et al.* 2009). Nas imagens essa unidade de paisagem é visível pois o esporão se curva pela dinâmica das ondas e marés, possuindo uma face voltada para o estuário e outra para o oceano (Angulo *et al.*, 2006).



Figura 17: Fotointerpretação dos ambientes de praias

4 RESULTADOS

4.1 PROPOSTA DE ARTIGO

Primeiramente será apresentado o artigo relacionado à dissertação e, na sequência, demais resultados obtidos.

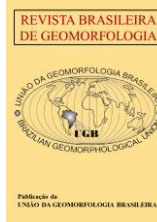


<https://rbgeomorfologia.org.br/>
ISSN 2236-5664

Revista Brasileira de Geomorfologia

v. XX, n° x (2025)

<http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v26i2.0000>



Artigo de Pesquisa

Mensuração de taxas de erosão pré e pós abertura de uma nova desembocadura estuarina no Mar do Ararapira (São Paulo – Brasil)

Measurement of Erosion Rates Before and After the Opening of a New Inlet in the Mar do Ararapira (São Paulo – Brazil)

Nome Sobrenome ¹, Nome Sobrenome ² e Nome Sobrenome ² **Preencher após aceite**

¹ Instituição, Departamento, Cidade, País. E-mail. **Preencher após aceite**
ORCID: <https://orcid.org/0000-0000-0000-0000> **Preencher após aceite**

² Instituição, Departamento, Cidade, País. E-mail. **Preencher após aceite**
ORCID: <https://orcid.org/0000-0000-0000-0000> **Preencher após aceite**

Recebido: data; Aceito: data; Publicado: data

Resumo: Processos erosivos são comuns em ambientes costeiros. No Estreito do Melão, no Mar do Ararapira, litoral sul de São Paulo, observou-se um aumento nas taxas de erosão após a formação de uma nova desembocadura estuarina em 2018. Assim, o objetivo do presente trabalho é analisar o processo erosivo no Estreito do Melão no pré e pós-rompimento da atual desembocadura, buscando compreender se houve aceleração na erosão nessa porção do Mar do Ararapira, além de traçar panoramas evolutivos para essa região em particular. Para isso, as linhas de costa estuarinas e oceânicas foram delimitadas e comparadas com imagens de satélite de 1984 a 2024, abrangendo o período pré e pós-formação da atual desembocadura, sendo também utilizada a ferramenta Coastal Analyst System from Space Imagery Engine (CASSIE) para a geração de transectos comparativos. Os resultados indicam uma intensificação da erosão nas margens estuarinas após 2018, além de um processo erosivo acentuado nas margens oceânicas, o que não era previsto na literatura pré-abertura. A análise sugere que, caso as taxas atuais se mantenham, um novo rompimento do esporão arenoso pode ocorrer entre 2032 e 2034, alterando a configuração hidrodinâmica e afetando as comunidades locais, como a Nova Enseada da Baleia.

Palavras-chave: Palavra-chave 1; Erosão costeira 2; Planejamento costeiro 3; Evolução de esporão 4; Impactos costeiros 5; Inlets

Abstract: Erosional processes are common in coastal environments. In the Estreito do Melão, located in the Mar do Ararapira on the southern coast of São Paulo, an increase in erosion rates was observed following the formation of a new inlet in 2018. The aim of this study is to analyze changes in erosional processes after the formation of the current inlet and the abandonment of the previous one, as well as to assess the possibility of a new breach in the sand spit, considering the changes observed in the hydrodynamic patterns of estuarine circulation. To achieve this, estuarine and oceanic coastlines were delineated and compared using satellite images from 1984 to 2024, covering the periods before and after the formation of the current inlet, with the Coastal Analyst System from Space Imagery Engine (CASSIE) being used to generate comparative transects. Results indicate an intensification of erosion on the estuarine margins after 2018, along with an increased erosional process on the oceanic margins, which was not anticipated in the pre-opening literature. The analysis suggests that, if current rates persist, a new

breach in the sand spit could occur between 2032 and 2034, altering the hydrodynamic configuration and impacting local communities, such as Nova Enseada da Baleia.

Keywords: Keyword 1; Coastal erosion 2; Coastal planning 3; Spit evolution 4; Coastal impacts 5; Inlets

1. Introdução

Alterações morfodinâmicas em planícies costeiras têm sido amplamente estudadas em escala global (Andrade, Sousa e Siegle, 2019; Nguyen et al., 2021, Castelle e Masselink, 2022), dada sua relevância para as temáticas da geografia, geologia e geomorfologia, bem como pelos impactos que podem exercer sobre comunidades que habitam essas regiões (Bazzo, 2011; Cisse et al., 2024; Dong et al., 2024).

Carter (1998) observa que o entendimento da evolução de ambientes costeiros é de suma importância para o planejamento do uso e ocupação dessas áreas, tendo em vista a diversidade de unidades de paisagem presentes nesse ambiente (Silva e Rehbein, 2018; Ramos, 2021) com diferentes velocidades de evolução. Nesse contexto se destacam as desembocaduras estuarinas, ou *inlets*, como uma das feições mais complexas do ambiente costeiro (Komar, 1976), tendo em vista a sua alta dinamicidade regida pela batimetria variável e as interações entre ondas, correntes e marés (Burvingt et al., 2022). Assim, mudanças significativas podem ser temporalmente observadas nessas áreas em um período de séculos a poucos dias (Davidson – Arnott; Houser; Bauer, 2010, Velasquez; Overton; Sciaudone, 2020).

Dado a sua gênese diversa e o panorama dinâmico das desembocaduras, diversos padrões morfológicos e de transporte de sedimentos podem ser encontrados e múltiplos estudos objetivaram compreender e modelar a sua evolução, sendo os primeiros trabalhos datados da década de 50 e 60 (Bruun e Gerritsen, 1959, Zenkovitch 1967) evoluindo para as contribuições de Hayes (1975, 1979), Oertel (1975) e FitzGerald (1992, 1988, 1996, 2008), Fitzgerald e Nummedal (1983), FitzGerald, Kraus e Hands (2000), FitzGerald e Miner (2013) e FitzGerald e Buynevich (2018);

Desembocaduras estuarinas podem assumir características migratórias ou estáveis, sendo que as desembocaduras estuarinas migratórias se constituem na grande maioria dos *inlets* (Oertel, 1975, 1988). FitzGerald (2000) propôs diversos modelos de migração de desembocaduras, divididos em três etapas evolutivas cada um, sendo que um dos modelos propostos versa sobre migração da desembocadura estuarina e posterior rompimento de esporão (*Inlet Migration and Spit Breaching*).

Nesse modelo, FitzGerald (1988) indica que a deposição de areia na desembocadura, promove a constrição do fluxo hídrico, aumentando a velocidade das correntes de vazante próximas a desembocadura, o que leva a erosão nas margens côncavas do corpo estuarino localizado na retrobarreira. Assim, o transporte litorâneo é restrito através do efeito de molhe hidráulico, ao passo que a deposição ocorre predominantemente de um dos lados do esporão, enquanto o outro é constantemente erodido (Dean; Walton, 1975; FitzGerald, 1988). Assim, em dado momento, seja por eventos extremos ou pela erosão contínua das margens côncavas internas do corpo hídrico da barreira, há o rompimento do esporão arenoso em um ponto hidráulicamente mais favorável a circulação de água e sedimentos, permitindo a abertura de nova desembocadura estuarina e o abandono completo da anterior (FitzGerald, 1988).

Como exemplo do processo migratório de uma desembocadura estuarina através de rompimento de um esporão arenoso tem-se o Mar do Ararapira, área de estudo do presente trabalho. Os processos morfodinâmicos na região foram estudados por diversos autores (Tessler, 1988; Mihály, 1997; Mihály e Angulo, 2002; Müller, 2007), sendo que Angulo, Souza e Müller (2009) previram o rompimento de um esporão arenoso no local conhecido como Enseada da Baleia, o que de fato ocorreu em 2018 (Cheliz et al., 2019), alterando assim a desembocadura estuarina do Mar do Ararapira para um local à montante da desembocadura interior.

A instalação desse novo inlet promoveu profundas alterações no padrão hidrodinâmico na região, sendo que as mudanças na intensidade das correntes no setor norte do Mar do Ararapira tendem favorecer a erosão no Estreito do Melão (Italiani, 2019), uma margem estuarina côncava semelhante à Enseada da Baleia, atual desembocadura, possibilitando assim um novo rompimento do esporão arenoso e a instalação de uma nova desembocadura.

Deste modo, o presente trabalho tem por objetivo analisar o processo erosivo no Estreito do Melão no pré e pós-rompimento da atual desembocadura, buscando compreender se houve aceleração na erosão nessa porção do Mar do Ararapira após a instalação da nova desembocadura, além de traçar panoramas evolutivos para essa região em particular, a luz dos modelos evolutivos propostos por FitzGerald e Miner (2013).

2. Área de Estudo

A área de estudo selecionada para o presente trabalho, conhecida como Estreito do Melão, se encontra no extremo sul do litoral Paulista, fazendo parte do município de Cananéia (São Paulo), e correspondendo a uma porção estuarina que integra o estuário conhecido como Mar do Ararapira (Figura 18). A região se insere no Complexo Estuarino Lagunar Paranaguá-Cananéia, sendo considerada um *hotspot* de biodiversidade, além de reconhecida pela UNESCO desde 1993 como Reserva da Biosfera da Mata Atlântica (Corrêa, 1995; RBMA, 2004), Sítio do Patrimônio Mundial Natural (UNESCO, 1999) e Sítio RAMSAR (ICMBio, 2022), sendo protegida por diversas Unidades de Conservação as quais compõem o Mosaico Lagamar (Paula, Pigosso e Wroblewski, 2018). Além disso, a presença de diversas comunidades tradicionais caiçaras é expressiva, com a fixação dessas na região do Mar do Ararapira há pelo menos, 250 anos (Bueno, 2009).

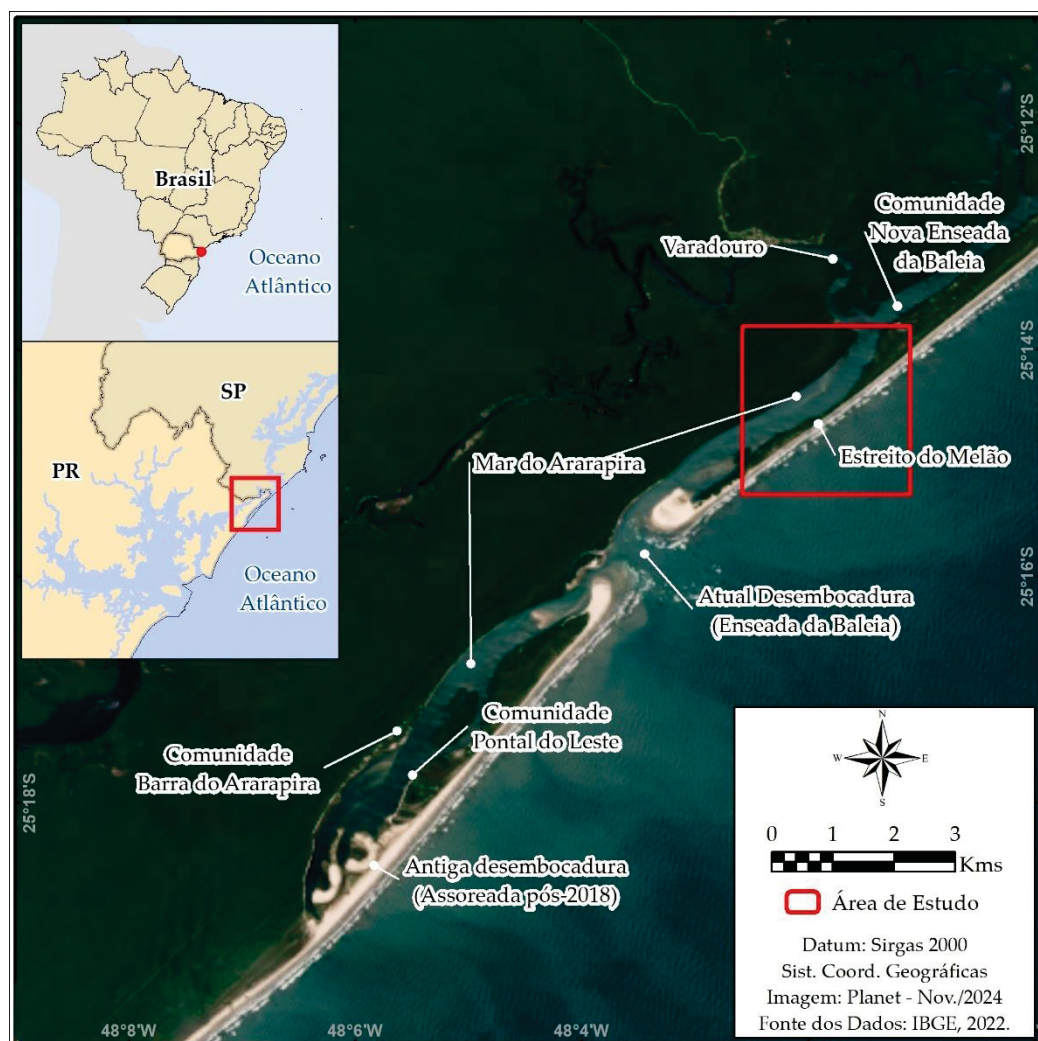


Figura 18: Localização da área de estudo

A geomorfologia do litoral do Paraná e sul Paulista é composta por planaltos, serras originadas por dissecação de borda de planalto, serras originadas por erosão diferencial, tálus, leques aluviais e planícies aluviais, além da planície costeira (Angulo, 2004).

O clima é classificado como sendo Cfa (Subtropical Úmido Mesotérmico) segundo a classificação de Köppen – Geiger, com a presença de chuvas do tipo ciclônico, orográfico e convectivo e média pluviométrica de 2.100 mm (Goudard; Paula, 2016). Em relação as ondas, de acordo com Nemes e Marone (2013), observa-se a predominância de ondas de alta frequência, denominadas vagas, formadas por ventos localizados a menos de 1.000 km, com a direção predominante de propagação sendo de ESE – Lés-sueste e SE – Sudeste e altura significativa variando de 1 a 1,5 metros e período de 8 a 9 segundos. As marés são caracterizadas como micromarés, dada que a sua amplitude é inferior a 2 metros (Angulo, 1992) e são do tipo semi-diurna, com duas preamares e duas baixa-mares diárias, com alturas médias variando em 1,2 metros (Harari; Camargo, 1994).

Morfologicamente, o Mar do Ararapira possui aproximadamente, 13 quilômetros de extensão e profundidade média de cinco metros, podendo ser caracterizado como um corpo estuarino costeiro, raso, paralelo a costa e com perfil meandrante (Mihály, 1997), com características hidrográficas que o assemelham a um canal fluvial, com margens erosivas e deposicionais. Geologicamente, secciona sedimentos de origem marinha, correspondentes a barreiras pleistocênicas e holocênicas progradantes (Giannini et al., 2007) e possui variados ambientes deposicionais dentre os quais pode-se citar as praias, planícies de maré com manguezais e bancos não vegetados, cordões litorâneos, dunas frontais, interdunas e paleodunas (Angulo, 1992; 1999).

A barreira arenosa que separa o Mar do Ararapira do mar aberto é conhecida como Restinga do Ararapira e, atualmente, é possível identificar diversas unidades de paisagem alteradas pelo rompimento do esporão arenoso em 2018, com a antiga desembocadura sendo completamente assoreada e a nova desembocadura apresentando alta dinamicidade, apresentando padrão de migração sudoeste-nordeste, a favor da corrente de deriva litorânea (Wroblewski, 2025).

2. Materiais e Métodos

Para analisar o processo erosivo no Estreito do Melão nos períodos pré e pós rompimento da atual desembocadura, foi realizada a delimitação da linha de costa do ano de 2018 (pré-rompimento) e 2024 (atualmente, pós-rompimento) e então foram realizados transectos para avaliar as taxas de erosão, sendo utilizadas imagens *Landsat* para a extração das linhas de costa e comparação das taxas de erosão nos cenários analisados.

As linhas de costa base, utilizadas para a análise das taxas de erosão, foram vetorizadas na escala 1:5.000 no software QGIS 3.38, utilizando imagens PlanetScope com resolução espacial de 5 m. A linha de costa oceânica e estuarina pré-rompimento foi vetorizada através dos mosaicos para o mês de agosto de 2018, ao passo que a linha de base pós-rompimento foi vetorizada sobre as imagens de outubro de 2024.

Para isso a geração dos transectos, foi utilizada a ferramenta *Coastal Analyst System from Space Imagery Engine* (CASSIE), a qual faz uso da plataforma *Google Earth Engine* para identificar e digitalizar automaticamente a posição de linhas de costa de imagens de satélite (Almeida et al., 2021) sendo possível a análise de diversas imagens, sem a necessidade de *download* e manipulação posterior, facilitando a geração e análise dos dados obtidos.

Diferentes cenários foram criados no período de pré e pós abertura, sendo que a análise do processo erosivo na margem oceânica contemplou dois cenários, de 1984 – 2018 e de 2018 – 2024, ao passo que nas margens estuarinas foram definidos quatro cenários visando a análise decadal das informações, para melhor compreensão da evolução nos últimos 40 anos. A escolha de apenas dois cenários na face oceânica deve-se a pouca diferença visível entre as imagens de diferentes anos ao longo das décadas, enquanto nas margens estuarinas a erosão se mostrou mais evidente nas imagens *Landsat*.

O marco (*frame*) temporal escolhido, com imagens iniciando em 1984, deveu-se a disponibilidade de imagens da Constelação *Landsat*, com resolução espacial de 30 metros. A coleção de imagens foi obtida diretamente na ferramenta CASSIE, sendo que a escolha das imagens foi feita manualmente, eliminando imagens com baixa nitidez ou com presença de nuvens, totalizando 566 imagens para a análise da margem estuarina e 587 imagens para a face oceânica (**Tabela 1**).

Tabela 1: Cenários e imagens utilizados na ferramenta CASSIE na Enseada do Melão

Local	Intervalo	Quantidade de Imagens Processadas
Margem Estuarina	Novembro de 1984 – Dezembro de 1994	126
	Abril de 1995 – Novembro de 2005	106
	Abril de 2006 – Março de 2018	165
	Setembro de 2018 – Junho de 2024	169
Face Oceânica	Novembro de 1984 – Agosto de 2018	407
	Setembro de 2018 – Outubro de 2024	180

Os dados dos transectos das linhas de costa gerados foram classificados em quatro categorias, conforme proposto por Esteves e Finkl (1998), sendo:

- Acrescida ($> 0,5 \text{ m.a}^{-1}$)
- Estável ($- 0,5$ até $0,5 \text{ m.a}^{-1}$)
- Erodida ($-0,5$ até $-1,0 \text{ m.a}^{-1}$)
- Criticamente Erodida ($> -1,0 \text{ m.a}^{-1}$)

Os dados dos transectos obtidos foram então sistematizados em planilhas eletrônicas, utilizando as métricas *Linear Regression Rate* – LRR e *End Point Rate* – EPR, como métodos estatísticos para análise dos transectos, conforme proposto por Barros *et al.* (2024). Por fim, foram utilizadas imagens PlanetScope de agosto de 2018 e outubro de 2024 para extrair as medidas de largura do esporão arenoso do Estreito do Melão, permitindo comparar as taxas médias de erosão obtidas pelos transectos com os dados observáveis entre cada uma das imagens.

3. Resultados

3.1. Margem Estuarina

Entre os 42 transectos analisados na área pós-rompimento, 38 se enquadram nas classes erodido ou criticamente erodido (~90% do total, **Tabela 2**). Especialmente, a **Figura 19** apresenta os transectos analisados de forma decadal, sendo que os painéis A, B e C são pré-rompimento e o D são dados pós-rompimento do esporão arenoso na Enseada da Baleia.

Tabela 2: Taxas de erosão anual, por transecto, na margem estuarina do Estreito do Melão

Transecto	Taxas de Erosão Anual							
	1984 – 1994		1995 – 2005		2006 – 2018		2018 – 2024	
	LRR	EPR	LRR	EPR	LRR	EPR	LRR	EPR
1	-0,36	-0,38	0,06	1,02	-0,27	0,00	-0,22	-0,68
2	-0,14	-0,67	0,15	1,06	-0,17	0,00	0,18	0,04
3	0,19	-0,17	-0,03	0,20	-0,10	0,00	0,35	0,80
4	-0,15	0,00	0,00	-0,18	-0,04	0,00	-0,21	-0,18

5	-0,14	0,09	-0,20	-0,44	-0,03	0,00	-0,29	0,12
6	-0,02	0,65	-0,25	-0,71	-0,21	-0,16	0,24	0,24
7	-0,17	0,47	-0,26	-0,99	-0,19	-0,27	0,10	0,00
8	-0,53	-0,74	-0,52	-0,93	-0,47	-1,21	-0,03	0,00
9	-1,61	-2,32	-0,53	-1,13	-0,43	-1,06	-0,18	0,00
10	-1,01	-1,10	-0,31	-1,28	-0,64	-1,15	-0,66	0,00
11	-0,57	0,00	-0,55	-1,88	-0,81	-1,78	-0,93	2,01
12	-0,60	0,00	-0,39	-0,35	-0,78	-1,21	-2,37	-3,43
13	-0,55	-0,36	-0,20	-0,92	-0,74	-1,21	-1,18	-1,90
14	-0,73	-0,97	-0,15	-0,28	-0,70	-1,74	-1,43	-2,33
15	-0,92	-0,37	-0,01	0,00	-0,55	-1,21	-1,84	-3,30
16	-1,43	-1,32	0,05	0,00	-1,04	-1,60	-1,43	-4,11
17	-0,84	-1,97	0,01	0,00	-0,93	-1,75	-1,83	-3,32
18 - Central	-0,57	-1,16	-0,44	0,00	-0,61	-1,23	-2,67	-5,09
19 - Central	-0,46	-0,38	-0,70	-0,36	-1,20	-1,72	-1,55	-3,59
20 - Central	-1,13	-1,83	-0,74	-1,73	-1,42	-1,75	-0,77	-0,80
21 - Central	-1,25	-2,10	-0,69	-2,00	-1,05	-1,62	-2,20	-0,12
22 - Central	-0,86	-2,08	-0,60	-1,85	-0,95	-1,60	-3,18	-2,05
23 - Central	-0,71	-2,57	-0,91	-0,85	-0,77	-1,00	-3,15	-1,12
24 - Central	-0,65	-2,42	-1,22	0,00	-0,90	-0,03	-2,47	0,27
25 - Central	-0,38	-1,92	-0,94	-0,25	-0,90	-0,69	-3,46	-4,30
26 - Central	-0,36	-1,86	-0,68	-0,73	-0,96	-1,82	-1,87	-3,30
27 - Central	-0,73	-1,21	-0,65	-1,21	-1,03	-1,66	-0,82	-3,38
28 - Central	-0,84	0,00	-1,03	-2,07	-0,64	-1,19	-1,40	-4,27
29 - Central	-0,33	0,00	-1,23	-1,69	-0,41	-0,33	-2,17	-4,37
30 - Central	-0,40	0,00	-0,50	-0,46	-0,78	-0,86	-1,27	-3,69
31 - Central	-0,64	0,00	-0,62	-1,12	-0,43	-0,32	-1,85	-3,56
32	-0,60	0,00	-0,54	-1,23	-0,31	-0,71	-2,38	-5,07
33	-0,57	0,00	-0,40	-1,05	-0,32	-0,44	-1,58	-3,74
34	-0,49	0,00	-0,41	-0,89	-0,16	-0,07	-1,25	-3,09
35	-0,22	0,00	-0,35	-1,00	0,24	0,00	-1,05	-2,33
36	0,01	0,00	0,03	0,52	-0,05	-0,23	-0,17	-1,61
37	0,14	-0,09	-0,02	1,01	-0,41	-0,83	-0,06	-0,33
38	0,81	0,92	-0,16	0,01	-0,67	-0,79	0,31	1,72
39	0,43	0,47	-0,01	0,00	-0,42	-0,62	0,16	0,13
40	0,04	-0,56	-0,39	0,00	0,01	-0,20	0,18	1,56
41	-0,79	-0,12	0,47	0,15	0,22	0,00	0,42	0,82
42	-0,39	0,00	0,10	0,79	0,03	-0,20	0,00	-1,47
Média Anual Porção Central	-0,66	-1,25	-0,78	-1,02	-0,86	-1,13	-2,06	-2,81
Média Anual Todos	-0,49	-0,62	-0,38	-0,54	-0,52	-0,82	-1,09	-1,64

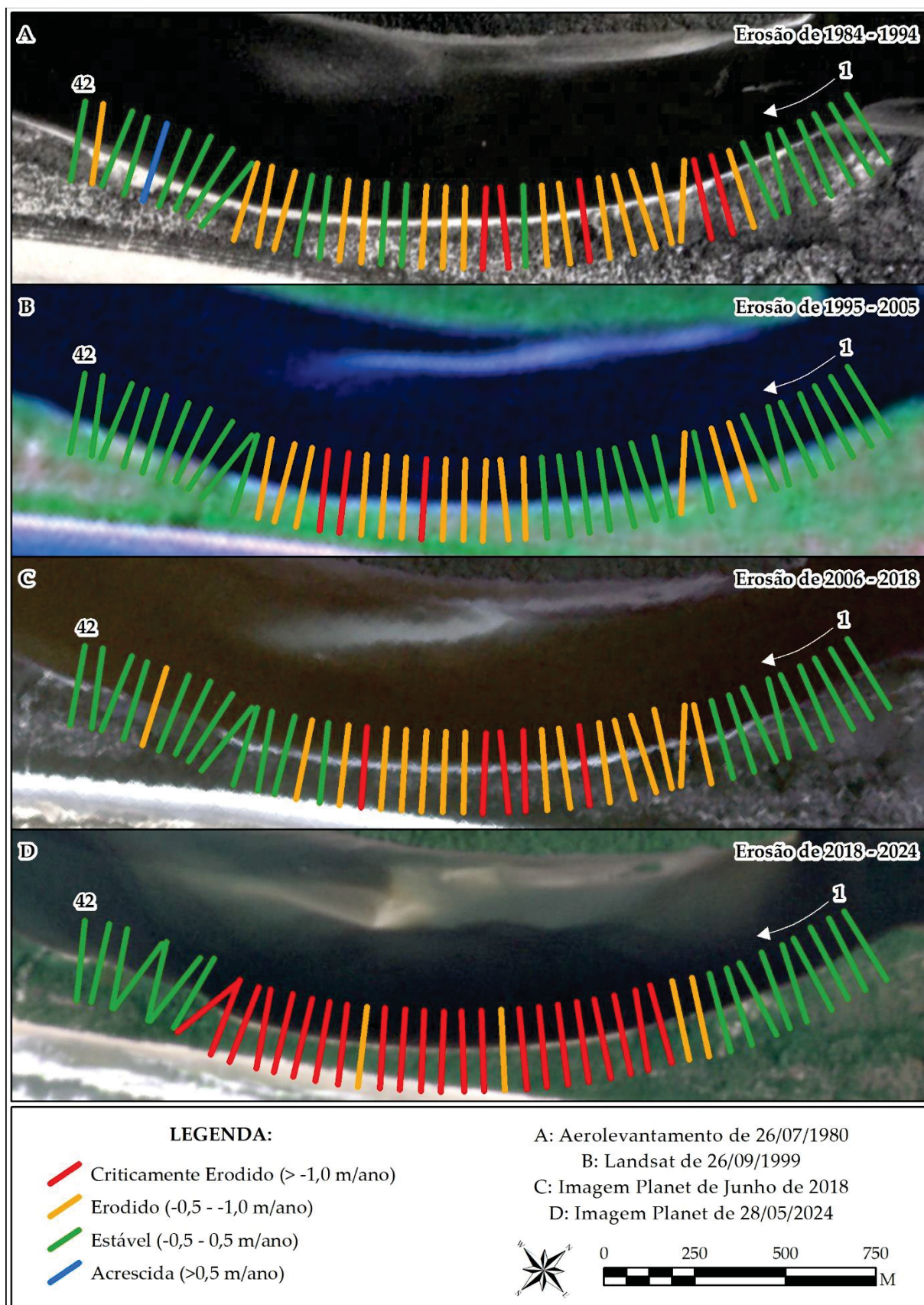


Figura 19: Comparativo de transectos na margem estuarina do Estreito do Melão no período pré e pós-abertura

A primeira década analisada congrega os anos de 1984 – 1994, sendo que a taxa média de regressão linear (LRR) de todos os transectos foi de $-0,49$ m/ano e a taxa de ponto final (EPR) foi de $-0,62$ m/ano. Esses valores posicionam a média dos transectos entre as classes de estáveis e erodidos, permitindo afirmar que a tendência ao longo da década foi de erosão, o que era esperado, tendo em vista que se trata de uma margem côncava, na qual convergem as correntes de maré, propiciando o processo erosivo.

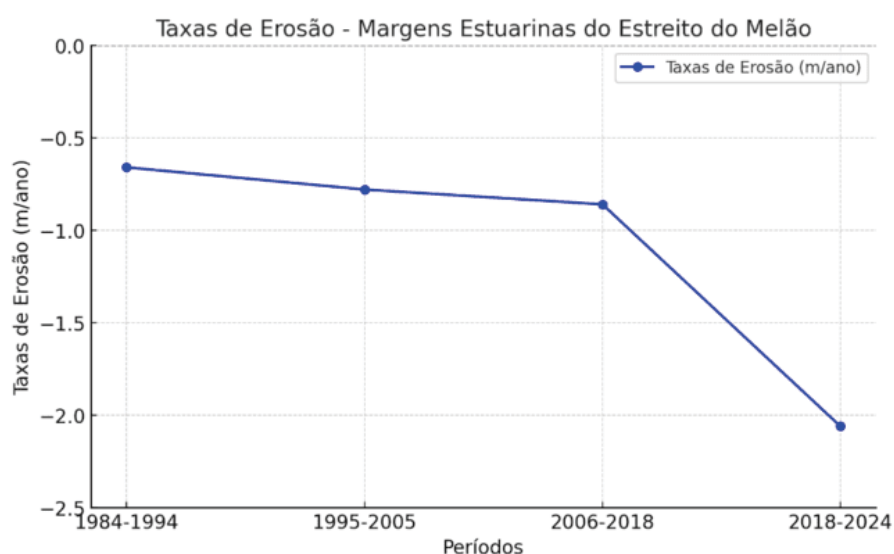
Entre os anos de 1995 e 2005, as taxas médias dos transectos, tanto de LRR como de EPR, indicam uma maior estabilidade, com a taxa de regressão linear sendo de $-0,38$ m/ano e a taxa de ponto final de $-0,54$ m/ano. Em contraposição a diminuição da erosão na média dos transectos, as taxas de LRR indicam um incremento da velocidades dos processos erosivos na porção central, com as taxas se elevando para $-0,78$ m/ano, ao passo que as taxas de EPR diminuíram para $-1,02$ m/ano, mas ainda com valores dentro da classe “erodido”.

Entre os anos de 2006 e agosto de 2018, mês do rompimento do esporão, os valores médios, considerando todos os transectos, se encontravam próximos ao observado entre 1984 e 1994, com médias de LRR de $-0,52$ m/ano e de $-0,82$ m/ano de EPR. Contudo, houve incremento da erosão na porção central, se comparado as duas décadas anteriores, com as taxas médias de $-0,86$ m/ano de LRR e de $-1,13$ m/ano de EPR.

Deste modo, observa-se que as taxas médias de erosão na parte central no período pré abertura sempre se mantiveram na classe erodido, ao passo que a média dos transectos se manteve abaixo ou bastante próximo da classe considerada de estabilidade. Contudo, como os valores se mantiveram negativos ao longo de todo o período, é possível estimar que, mesmo com taxas médias de erosão em um patamar considerado baixo, o estreito do Melão perdeu entre 26 a 39 metros de largura, entre 1984 e 2018.

Após o rompimento do esporão arenoso na Enseada da Baleia em 29 de agosto de 2018, observou-se acentuado incremento na velocidade da erosão no Estreito do Melão (**Gráfico 1**), sendo que a taxa de regressão linear média alcançou $-2,06$ m/ano na porção central, com valores de EPR médios de $-2,81$ m/ano. Contudo, foram observados valores de até $-3,46$ m/ano (LRR) e $-5,09$ m/ano (EPR). Além disso, os transectos considerados criticamente erodidos se ampliaram, transformando transectos que sempre se mantiveram estáveis e com baixas taxas de erosão em transectos considerados criticamente erodidos. No período observado, apenas os transectos localizadas nos extremos norte e sul do Estreito do Melão, se mantiveram estáveis, sem tendência observada de erosão ou acreção, tendo em vista que não estão nas porções côncavas centrais e, portanto, mais suscetíveis à erosão.

Gráfico 1: Comparativo das taxas médias de erosão de 1984 a 2024, por LRR, no Estreito do Melão



3.2. Margem Oceânica

Além da erosão observada na porção estuarina do Estreito do Melão, que se acentuou após o rompimento, verificou-se, que a margem oceânica do Estreito também apresentou um padrão erosivo no período pós rompimento (**Figura 20** e **Tabela 3**). A observância desse fenômeno se deu tanto nas imagens, quanto advinda de relatos dos moradores da região do Estreito do Melão.

Os transectos realizados indicam que no período de 1984 a 2018, a face oceânica apresentou características de estabilidade, sem alterações observáveis nas imagens e nos dados dos transectos, com as taxas médias de LRR e EPR sendo próximas a 0 m/ano, indicando estabilidade contínua nos 34 anos analisados.

No entanto, os dados do período de 2018 a 2024 indicam intenso processo erosivo na face oceânica, a qual se amplia no sentido nordeste – sudoeste ao se aproximar da nova desembocadura, com taxas médias estimadas em -5,94 m/ano e de -3,55 m/ano nos transectos localizados defronte aos transectos da porção central na margem estuarina.

Tabela 3: Taxas de erosão anual, por transecto, na margem oceânica do Estreito do Melão

Transecto	1984 - 2018			2018 - 2024		
	Classe	LRR	EPR	Classe	LRR	EPR
1	Estável	-0,02	-0,30	Estável	0,24	-3,06
2	Estável	-0,07	-0,58	Estável	0,03	-3,22
3	Estável	0,03	0,28	Estável	-0,09	-1,88
4	Estável	0,14	0,77	Estável	0,22	0,00
5	Estável	0,19	0,27	Estável	0,06	-0,37
6	Estável	0,17	0,03	Estável	-0,43	-1,65
7	Estável	0,19	-0,29	Erodido	-0,98	-3,10
8	Estável	0,22	-0,62	Criticamente Erodido	-1,41	-3,16
9	Estável	0,21	-0,43	Criticamente Erodido	-1,54	-3,47
10	Estável	0,10	-0,24	Criticamente Erodido	-1,56	-3,30
11	Estável	0,08	-0,05	Criticamente Erodido	-1,70	-2,48
12	Estável	0,09	0,18	Criticamente Erodido	-1,87	-3,45
13	Estável	0,27	-0,11	Criticamente Erodido	-2,11	-3,13
14	Estável	0,18	-0,48	Criticamente Erodido	-3,26	-3,34
15	Estável	0,12	0,07	Criticamente Erodido	-4,11	-3,26
16	Estável	-0,08	0,00	Criticamente Erodido	-2,40	-2,68
17	Estável	-0,23	-0,01	Criticamente Erodido	-2,16	-3,16
18 - Central	Estável	-0,11	0,06	Criticamente Erodido	-2,23	-3,12
19 - Central	Estável	0,02	-0,20	Criticamente Erodido	-2,64	-2,40
20 - Central	Estável	0,03	-0,28	Criticamente Erodido	-2,54	-2,56
21 - Central	Estável	0,06	-0,20	Criticamente Erodido	-3,25	-3,47
22 - Central	Estável	0,12	-0,25	Criticamente Erodido	-3,98	-4,22
23 - Central	Estável	0,19	-0,48	Criticamente Erodido	-3,67	-4,60
24 - Central	Estável	0,05	-0,03	Criticamente Erodido	-3,55	-4,14
25 - Central	Estável	-0,07	0,24	Criticamente Erodido	-3,54	-3,83
26 - Central	Estável	-0,14	0,50	Criticamente Erodido	-4,97	-5,89
27 - Central	Estável	-0,09	0,07	Criticamente Erodido	-4,80	-4,48
28 - Central	Estável	0,00	-0,23	Criticamente Erodido	-3,90	-4,31
29	Estável	-0,03	-0,06	Criticamente Erodido	-4,38	-6,31
30	Estável	-0,03	-0,12	Criticamente Erodido	-5,38	-6,63

31	Estável	0,04	-0,22	Criticamente Erodido	-6,37	-6,63
32	Estável	0,07	-0,11	Criticamente Erodido	-7,42	-9,07
33	Estável	0,00	0,00	Criticamente Erodido	-9,11	-10,58
34	Estável	0,05	0,33	Criticamente Erodido	-8,65	-9,04
35	Estável	0,01	-0,03	Criticamente Erodido	-6,48	-7,14
36	Estável	0,01	-0,28	Criticamente Erodido	-7,31	-9,13
37	Estável	0,02	-0,53	Criticamente Erodido	-9,85	-10,33
38	Estável	0,01	-0,65	Criticamente Erodido	-12,23	-13,09
39	Estável	0,00	-0,82	Criticamente Erodido	-13,22	-17,78
40	Estável	0,00	-0,90	Criticamente Erodido	-17,20	-19,87
41	Estável	0,05	-0,32	Criticamente Erodido	-23,93	-28,72
42	Estável	0,08	-0,55	Criticamente Erodido	-26,69	-28,38
43	Estável	0,13	-0,23	Criticamente Erodido	-22,24	-21,56
44	Estável	-0,04	0,18	Criticamente Erodido	-18,55	-21,97
Média Anual Porção Central	-	0,01	-0,07	-	-3,55	-3,91
Média Anual Todos	-	0,05	-0,15	-	-5,94	-7,14

As taxas médias de erosão, ao se considerar todos os transectos, são maiores do que se considerarmos apenas os localizados na porção central do Estreito do Melão. Tal fato se deve a aproximação com a nova desembocadura, pois a erosão próxima ao novo *inlet* é bastante severa e observável nas imagens de satélite, tendo em vista o seu processo de migração no sentido nordeste.

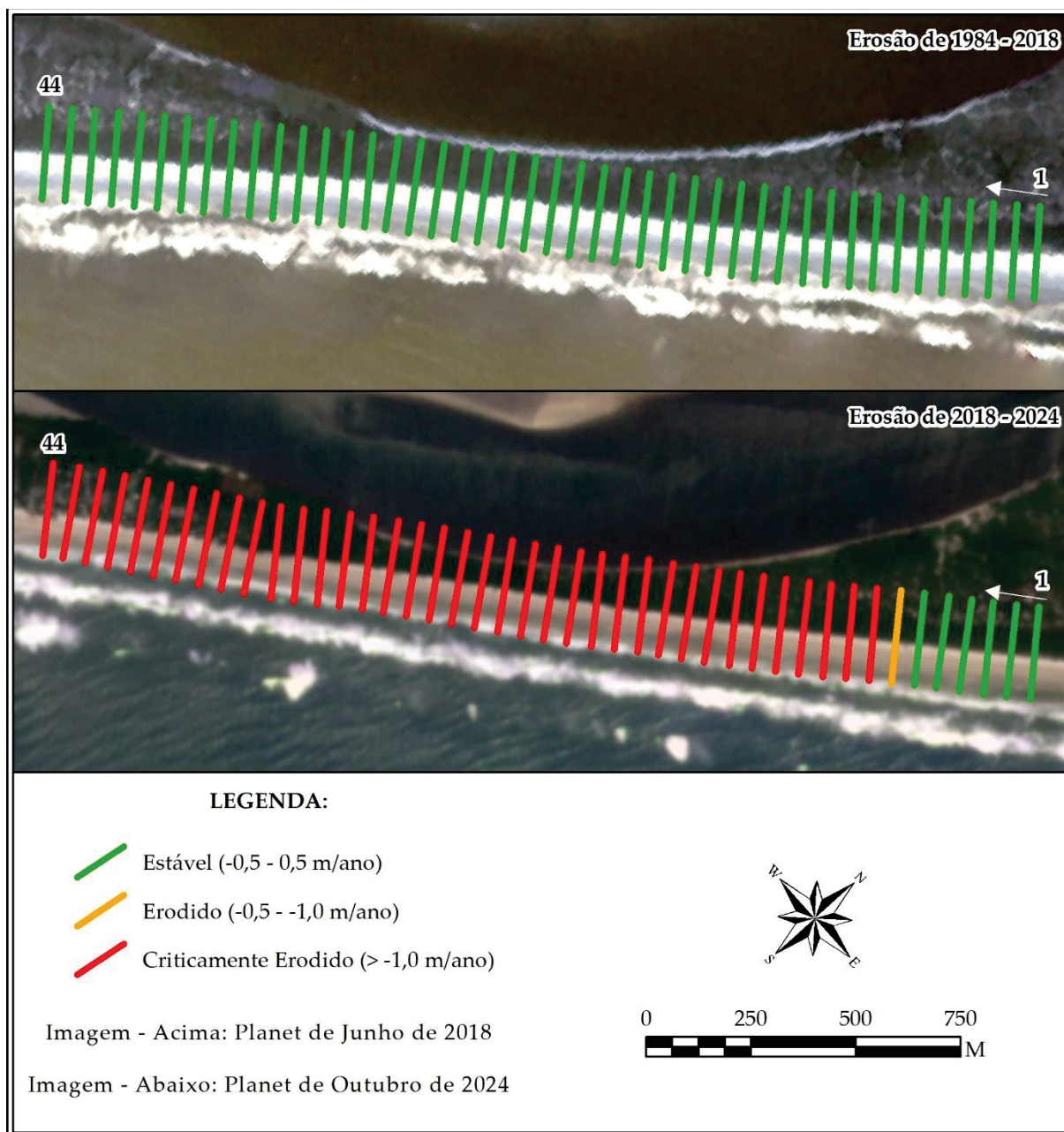


Figura 20: Comparativo de transectos na face oceânica do Estreito do Melão no período pré e pós-abertura

4. Discussão

Mihály (1997) indica que as características meandantes do Mar do Ararapira favorecem a erosão nas margens côncavas do estuário, sendo que a nova posição da desembocadura do Mar do Ararapira, em posição à montante da anterior e mais próxima do Estreito do Melão tende a favorecer o processo erosivo devido ao aumento das velocidades das correntes de maré enchente e vazante que fluem pelo *inlet*.

Angulo et al. (2016), indicam que um novo rompimento no Estreito do Melão poderia ser esperado entre 260 e 290 anos, caso a erosão mantivesse as taxas observadas entre 1953 e 2016. Os autores encontraram taxas de erosão de 0,40 m/ano, inferiores às encontradas no presente trabalho. Entretanto, foram utilizadas imagens em diferentes escalas e resoluções espaciais, além de serem consideradas imagens

de um período anterior a abertura do Canal do Varadouro, o que pode influenciar no menor valor de taxas de erosão observadas.

Ademais, não se observa na literatura descrita para a região nenhuma menção a uma possível erosão na margem oceânica do Estreito do Melão pós-rompimento, o que aceleraria o processo erosivo e o rompimento do esporão arenoso.

Angulo, Souza e Müller (2007, 2009), previam que o delta de maré vazante que se formaria junto a nova desembocadura promoveria a convergência da deriva litorânea, ocasionando a progradação da costa no Estreito do Melão e adjacências, contudo, o fenômeno que se observa atualmente é inverso ao previsto, com a erosão da linha de costa sendo acelerada e contínua. Provavelmente, a formação e evolução do delta de maré vazante junto à nova desembocadura, associado às correntes de maré enchente-vazante propiciam o efeito de molhe hidráulico, trapeando os sedimentos carreados pela corrente de deriva litorânea que migra no sentido sudoeste-nordeste (Tessler, 1998) favorecendo assim a sedimentação à jusante da nova desembocadura e promovendo a intensa erosão na face oceânica observada nos transectos devido ao balanço sedimentar negativo.

Atualmente, a margem estuarina no Estreito do Melão possui características próximas as que eram encontradas na Enseada da Baleia no período pré-rompimento, pois se localiza à jusante da confluência do Rio do Varadouro e à montante da desembocadura, além de ser uma margem côncava.

Assim, as taxas de erosão que se observam atualmente nas margens estuarinas do Estreito do Melão, com valores entre -2,06 m/ano (LRR) e -2,81m/ano (EPR), além de valores máximos de até -5,09 m/ano são compatíveis com os valores levantados por Mihály (1997) e por Müller (2007) na Enseada da Baleia os quais obtiveram valores de -4,8 m/ano e -4,65 m/ano, respectivamente, ambos com medições *in loco*.

Deste modo, ao se somar as taxas médias de regressão linear dos transectos centrais das margens estuarinas (-2,06 m/ano) e dos transectos da face oceânica defronte ao Estreito do Melão (-3,55 m/ano), as taxas erosão combinadas nesse local são de -5,61 m/ano. Ao realizar a mesma análise utilizando os dados de taxa de ponto final, com valores de erosão das margens estuarinas de -2,81 m/ano e de -3,91 m/ano para a margem oceânica, as taxas combinadas de erosão são de -6,72 m/ano.

Em 2024, a largura do esporão arenoso no Estreito do Melão era de 58 metros, assim, caso as taxas de erosão na margem estuarina e na costa oceânica do Estreito do Melão se mantenham, é possível inferir que um novo rompimento do esporão pode ser esperado entre 8 e 10 anos a partir desse ano, ou seja ocorreria entre os anos de 2032 e 2034.

Caso ocorra um novo rompimento, é esperado que os padrões de evolução sejam semelhantes aos encontrados na atual desembocadura, ocorrendo o paulatino processo de assoreamento da desembocadura em detrimento da circulação hídrica preferencial na desembocadura do Estreito do Melão. A nova desembocadura deve erodir completamente o Estreito do Melão, se estabilizando em largura próxima a confluência com o Canal do Varadouro e bastante próximo a Comunidade da Nova Enseada da Baleia, a qual é chamada de “nova”, pois se originou da realocação das famílias que moravam anteriormente na Enseada da Baleia e tiveram que ser retirados dado o processo de formação da atual desembocadura (Souza et al., 2019).

Além disso, a abertura dessa nova desembocadura diminuiria a energia das correntes de maré enchente e vazante à jusante da nova desembocadura, promovendo a deposição de sedimentos com granulção mais fina ao longo do canal. Além disso, é provável que os manguezais localizados defronte ao Estreito do Melão sofram com mortandade elevada, a exemplo do que se verifica na desembocadura atual (Mariano, 2024).

Entretanto, a abertura de uma nova desembocadura no Estreito do Melão, à montante da atual, estaria de acordo com o modelo evolutivo proposto por FitzGerald (1988), tendo em vista que o rompimento se daria a favor da corrente de deriva litorânea preferencial, a qual é no sentido sudoeste – nordeste na área de estudo (Tessler, 1998).

5. Conclusões

O acelerado processo erosivo no Estreito do Melão, culminando com o seu provável rompimento na próxima década, impactará diretamente a população tradicional da Nova Enseada da Baleia, os quais já foram profundamente afetados com a abertura da atual desembocadura.

Além disso, a abertura de uma nova desembocadura e assoreamento da atual afetaria diretamente as comunidades de Pontal do Leste e da Barra do Ararapira, os quais tinham acesso direto e facilitado ao mar aberto até 2018 e, em caso de rompimento, terão que se locomover por mais de 10 km até a nova saída para o mar aberto.

No local, segundo comunicação pessoal (2025) de moradores e gestores do Parque Estadual da Ilha do Cardoso, é de conhecimento geral que há um processo erosivo intensificado no Estreito do Melão, sendo que os comunitários percebem a paulatina redução na largura do esporão arenoso. Assim, há mobilização contínua dos moradores da Nova Enseada da Baleia junto ao poder público, os quais possuem diálogos com o Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade, Fundação Florestal do Estado de São Paulo e Defensoria do Ministério Público Estadual, congregados em uma câmara técnica e grupo de trabalho para tratar do tema.

Tais tratativas são de grande importância e devem ser fomentadas, tendo em vista que os moradores da Nova Enseada seriam impactados e, eventualmente, teriam que ser novamente realocados para áreas adjacentes, caso a nova desembocadura a ser formada siga o padrão de migração no sentido nordeste.

Sugere-se, portanto, monitoramento contínuo do esporão arenoso do Estreito do Melão, visando identificar se as taxas de erosão demonstradas no presente trabalho se mantêm, diminuem ou se intensificam, adaptando assim as estratégias de mitigação dos impactos (Angulo; Souza; Wroblewski, 2025).

Contribuições dos Autores: "Concepção, X.X. e Y.Y.; metodologia, X.X.; software, X.X.; validação, X.X., Y.Y. e Z.Z.; análise formal, X.X.; pesquisa, X.X.; recursos, X.X.; preparação de dados, X.X.; escrita do artigo, X.X.; revisão, X.X.; supervisão, X.X.; aquisição de financiamento, Y.Y. Todos os autores leram e concordaram com a versão publicada do manuscrito". A autoria deve ser limitada àqueles que tenham contribuído substancialmente para o trabalho relatado. **Preencher somente após aceito para publicação.**

Disponibilidade de dados: Os transectos gerados, bem como as planilhas com os dados organizados podem ser encontrados através do seguinte link:

Financiamento: Esta pesquisa não recebeu nenhum financiamento externo

Conflito de Interesse: Os autores declaram não haver conflito de interesse

Referências

- ALMEIDA, L. P., OLIVEIRA, I. E., LYRA, R. DAZZI, R. L. S., MARTINS, V. G., KLEIN, A. H. F. Coastal Analyst System from Space Imagery Engine (CASSIE): Shoreline management module. *Environmental Modelling & Software*, Volume 140, 105033, ISSN 1364-8152. 2021. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2021.105033>.
- ANDRADE, T. S., SOUSA P. H. G. O.; SIEGLE E. Vulnerability to Beach Erosion Based on a Coastal Processes Approach. *Applied Geography*, 102: 12–19. 2019. <https://doi.org/10.1016/j.apgeog.2018.11.003>.
- ANGULO, R. J. Geologia da Planície Costeira do Estado do Paraná. Universidade de São Paulo, Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar) – Programa de Pós-graduação em Geologia Sedimentar, Universidade de São Paulo – Instituto de Geociências. São Paulo. 1992. 334p
- ANGULO, R. J., 1999. Morphological characterization of the tidal deltas on the coast of the State of Paraná. *An. Acad. Bras. Ciências* 71 (4–II), 935–959. 1999.
- ANGULO, R. J. Mapa do Cenozóico do litoral do estado do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, n. 55, p. 25-42. 2004.
- 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). In: 11º ABEQUA, Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário.
- ANGULO, R. J., SOUZA M. C., MÜLLER, M. E. Previsão e consequências da abertura de uma nova barra no Mar do Ararapira, Paraná-São Paulo, Brasil. *Quaternary and Environmental Geosciences* 01: 67–75. 2009.

- ANGULO, R. J., BORZONE, C.A., NOERNBERG, M.A., QUADROS, C.J.L., SOUZA, M.C., ROSA, L.C. The state of Paraná beaches. In: Short, A.D., Klein, A.H.F. (Eds.), *Brazilian Beach Systems*. Coastal Research Library 17. Springer, Dordrecht, 2016 p. 419–464.
- ANGULO, R. J., SOUZA M. C., SIELSKI, L. H., MULLER, M. E. J. Componente segurança geológica do Laudo Técnico solicitado pela Defensoria Pública do Estado de São Paulo, Vale do Ribeira, Unidade de Registro. Laboratório de Estudos Costeiros da Universidade Federal do Paraná. 2016. 2p.
- ANGULO, R. J., SOUZA M. C., SIELSKI, L. H., NOGUEIRA, R. A. MULLER, M. E. J. Morphology, Bedforms and Bottom Sediments of Mar Do Ararapira, Southern Brazil. *Quaternary and Environmental Geosciences* 10: 01-09. 2019.
- ANGULO, R. J., SOUZA M. C., GIANNINI, P. C. F., DILLENBURG, S. R., BARBOZA, E. G., ROSA, M. L. C. C., HESP, P. A., PESSENDA, L. C. R. 2022. Late-Holocene Sea levels from vermetids and barnacles at Ponta do Papagaio, 27°50'S latitude and a comparison with other sectors of southern Brazil. *Quaternary Science Reviews*, v. 286. 2022. ISSN 0277-3791, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107536>.
- ANGULO, R.J., SOUZA, M.C., NOERNBERG, M.A. Anthropic impacts on the morphological and sedimentary processes in the coast of State of Paraná, in: *Southern Brazil: past and future perspectives*. Revista de Gestão Costeira Integrada. 20 (1), 5–25. 2020.
- ANGULO, R. J., SOUZA M. C., WROBLEWSKI, C. A. Nota Técnica sobre a erosão na Enseada do Melão. Laudo técnico solicitado pela gestão do Parque Estadual da Ilha do Cardoso – Grupo de Trabalho de Erosão Costeira. Laboratório de Estudos Costeiros da Universidade Federal do Paraná. 2025. 2p.
- BARROS, E. L., PINHEIRO, L. . DE S., GUERRA, R. G. P., MOURA, F. J. M. DE., PAULA, D. P. DE., NETO, A. R. X., LEISNER, M. M., & MORAIS, J. O. Shoreline Change and Coastal Erosion: An Analysis of Long and Short-Term Alterations and Mitigation Strategies on the Coast of Icapuí, Northeast Brazil. *Revista Brasileira De Geomorfologia*, 25(4). 2024. <https://doi.org/10.20502/rbg.v25i4.2604>
- BAZZO, J. Mato que vira mar, mar que vira mato: o território em movimento na vila de pescadores da Barra de Ararapira (Ilha do Superagui, Guaraqueçaba, Paraná). *Cadernos de Campo*, São Paulo, v. 20, p. 65-85. 2011.
- BRUUN P, GERRITSEN F. Natural By-Passing of Sand at Coastal Inlets. *Journal of the Waterways and Harbors Division*, 85: 75–107. 1959. <https://doi.org/10.1061/jwheau.0000152>.
- BUENO, B. P. S. Dilatação dos confins: caminhos, vilas e cidades na formação da Capitania de São Paulo (1532-1822). *Anais Do Museu Paulista: História e Cultura Material*, 17(2), 251–294. 2009. <https://doi.org/10.1590/S0101-47142009000200013>
- BURVINGT O., LERMA A. N., LUBAC B., MALLETT C., SENECHAL N. Geomorphological Control of Sandy Beaches by a Mixed-Energy Tidal Inlet. *Marine Geology*, 450: 1-15. 2022. <https://doi.org/10.1016/j.mar-geo.2022.106863>.
- CARTER, R.W.G. *Coastal Environments: An Introduction to the Physical, Ecological, and Cultural Systems of Coastlines*. Academic Press, p. 617. 1988.
- CASTELLE, B., MASSELINK, G. *Morphodynamics of Wave-Dominated Beaches*. Cambridge Prisms: Coastal Futures. 2023. <https://doi.org/10.1017/cft.2022.2>.
- CHELIZ, P. M., SOUZA, C. R. G., NASCIMENTO, E. R., NUNES, M. OLIVEIRA, R. C. Apontamentos sobre oscilações geomorfológicas e impactos ambientais na ruptura da Ilha do Cardoso, e formação de nova barra do Canal de Ararapira (Cananéia-SP). XVIII Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada. 2019.
- CISSE, C. O. T., MARIĆ, I., DOMAZETOVIĆ, F., GLAVAČEVIĆ, K., ALMAR, R. Derivation of Coastal Erosion Susceptibility and Socio-Economic Vulnerability Models for Sustainable Coastal Management in Senegal. *Sustainability* 16, no. 17: 7422. 2024. <https://doi.org/10.3390/su16177422​>
- CORRÊA, F. A. *Reserva da biosfera da Mata Atlântica: roteiro para o entendimento de seus objetivos e seu sistema de gestão*. São Paulo: Cetesb. 1995.
- DAVIDSON-ARNOTT, R., HOUSER C., BAUER B. *Introduction to Coastal Processes and Geomorphology*. Cambridge University Press, 458p.
- DEAN, R. G., WALTON, T. L. J. R. *Sediment Transport Processes in the Vicinity of Inlets with Special Reference to Sand Trapping*. Coastal and Oceanographic Engineering Laboratory, University of Florida. 1975. p. 129 – 149.

- DONG, W. S., ISMAILLUDDIN, A., YUN, L. S., ARIFFIN, E. H., SAENGSPAVANICH, C., ABDUL MAULUD, K. N., RAMLI, M. Z., MISKON, M. F., JOFRY, M. H., MOHAMED, J., MOHD, F. A., HAM-ZAH, S. B., YUNUS, K. The Impact of Climate Change on Coastal Erosion in Southeast Asia and the Compelling Need to Establish Robust Adaptation Strategies. *Heliyon* 10, no. 4. 2024 <https://doi.org/10.1016/j.heliyon.2024.e25609>. p. 1 – 20.
- ESTEVES, L. S., FINKL, C. W. The Problem of Critically Eroded Areas (CEA): An Evaluation of Florida Beaches. *Journal of Coastal Research*, 11–18. 1998. <http://www.jstor.org/stable/25736114>.
- FITZGERALD D. M. Sediment bypassing at mixed energy tidal inlets. 18Th Coastal Engr. Conf. American Society of Civil Engineering. 1094 – 1118. 1982.
- FITZGERALD, D. M., NUMMEDAL, F. Response Characteristics of an Ebb-Dominated Tidal Inlet Channel. *Journal of Sedimentary Research* 53 (3): 833–845. 1983.
- FITZGERALD D. M. 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*, 29:186-225. 1988.
- FITZGERALD, D. M. Geomorphic Variability and Morphologic and Sedimentologic Controls on Tidal Inlets. *Journal of Coastal Research Special Issue* 23: 47–71. 1996.
- FITZGERALD D. M., KRAUS N., HANDS, E.B. Natural mechanisms of sediment bypassing at tidal inlets, ERDC/CHL CHETN-IV-30, U.S. Army Engineer Research and Development Center, 10p. 2000. <http://chl.erdrc.usace.army.mil>
- FITZGERALD, D. M. Geology of the coastal zone. In: CHIESI, J. M. NAYLOR A. S. R. GALLOWAY, G. H. (Eds.), *The Geomorphology of the Great Plains* Cambridge University Press. 2008. pp. 231–267.
- FITZGERALD D. M., MINER M. Tidal Inlets and Lagoons Along Siliciclastic Barrier Coasts. *Treatise on Geomorphology*, 8: 270-288. 2013. <https://doi.org/10.1016/b978-0-12-818234-5.00079-1>.
- FITZGERALD, D.M., BUYNEVICH, I.V. Tidal Inlets. In: Finkl, C., Makowski, C. (eds) *Encyclopedia of Coastal Science*. *Encyclopedia of Earth Sciences Series*. Springer, Cham. 2018. https://doi.org/10.1007/978-3-319-48657-4_316-2.
- GIANNINI P. C. F., GUEDES C. C. F., NASCIMENTO JR. D. R. D., TANAKA A. P. B., ASSINE M. L., ANGULO R. J., SOUZA M. C., Sedimentology and morphologic evolution of the Ilha Comprida Barrier System, southern São Paulo coast. In: DILLENBURG S. R., HESP, P. (Org.). *Geology of Brazilian coastal barriers*. London: Springer-Verlag. 2007. p. 177 – 224.
- GOUDARD, G. PAULA, E.V. O clima do litoral paranaense: variabilidades, mudanças climáticas, tendências e desafios. In: Boldrini, E. B., PAES, L. S. O., PINHEIRO, F. (Orgs.) *Clima: Boas práticas de adaptação*. ADEMADAN – Antonina, PR. 2016. p. 13 – 29.
- HARARI, J., CAMARGO, R. Simulação da propagação das nove principais componentes de maré na plataforma sudeste brasileira através de modelo numérico hidrodinâmico. *Boletim do Instituto Oceanográfico*, 42(1/2), 35–54. 1994
- HAYES, M. O. Morphology of sand accumulations in estuaries. *Estuarine Research*, Academic Press, New York. 1975. p. 3 -22.
- ICMBio - Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade. Sítios Ramsar do Brasil, 2022. Disponível em: <https://www.gov.br/mma/pt-br/assuntos/ecossistemas-1/areas-umidas/sitios-ramsar-brasileiros>. Acesso em: 13 out. 2023.
- ITALIANI, D. 2019. Morfodinâmica da desembocadura do Ararapira SP/PR: Evolução, forçantes e previsões. Tese (Doutorado em Sistemas Costeiros e Oceânicos), Programas de Pós-Graduação em Sistemas Costeiros e Oceânicos, Centro de Estudos do Mar, Universidade Federal do Paraná, 2019. 77p.
- KOMAR, P. D. *Beach Processes and Sedimentation*, Englewood Cliffs (New Jersey), Prentice-Hall, xii et 429. 1976. p., 218.
- MARIANO, A. E. B., CHIQUETTO, L. N., HANAMULAMBA, P. L., PANIZZA, G. R., CARVALHO, I. B., DESTITO, M. C. S., LIGNON, M. C., Eventos Extremos na Zona Costeira: Consequência sobre a dinâmica sedimentar no trecho sul do litoral de São Paulo. In: *Vida em evolução: explorando as ciências biológicas*, 1º ed, Atena Editora, 2024, p. 140–57. 2024. <https://doi.org/10.22533/at.ed.10524070210>.
- MARONE E., NOERNBERG M. A., ALBERTI A. L., LOPES G. M., MÜLLER M. E., BRAGA V. Z. Fluxo de massas de água entre os sistemas estuarinos de Paranaguá e Cananéia, Brasil. In *Anais do XIII Congresso Latino-Americano de Ciências do Mar*. Havana. Resumo Simples. 2009.

- MIHÁLY, P. Dinâmica sedimentar do litoral norte paranaense e extremo sul paulista. Dissertação (Mestrado em Geologia). Programa de Pos-graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná. 1997. 117p.
- MIHÁLY, P., ANGULO R. J. Dinâmica da Desembocadura do Corpo Lagunar do Ararapira. *Revista Brasileira de Geociências*, 32(2): 217-222. 2002.
- NEMES, D., MARONE, E. Caracterização das ondas de superfície na plataforma interna do Estado do Paraná, Brasil. *Boletim Paranaense de Geociências*, p. 12 – 25. 2013.
- NGUYEN C. H., DANG K. B., NGO V. L., DANG V. B., TRUONG Q. H., NGUYEN D. H., GIANG T. L. New Approach to Assess Multi-Scale Coastal Landscape Vulnerability to Erosion in Tropical Storms in Vietnam. *Sustainability* 13, 1004: 01-24. 2021. <https://doi.org/10.3390/su13021004>.
- OERTEL G. F. Ebb-tidal deltas of Georgia estuaries. In: CRONIN L.E. (ed.) *Estuarine Research Geology and Engineering*. New York. Academic Press, 2:267-276. 1975.
- Oertel, G. F. Processes of Sediment Exchange between Tidal Inlets, Ebb Deltas, and Barrier Islands. *Lecture Notes on Coastal and Estuarine Studies*, 295–318. Springer.1988.
- PAULA, E. V., PIGOSSO, A. M. B., WROBLEWSKI, C. A. 2018. Unidades de Conservação do Litoral do Paraná: Evolução Territorial e Grau de Implementação. In: *Litoral do Paraná: Território e Perspectivas*. Rio de Janeiro: Autografia, 2018. p. 41 – 92.
- RAMOS, L. P., ANDRADE, A. C. S., NASCIMENTO, P. S. R., SANTOS, J. P. S. Mapeamento geomorfológico Da Zona Costeira Sul de Sergipe. *Pesquisas em Geociências* 48 (3). 2021. <https://doi.org/10.22456/1807-9806.107654>.
- RBMA - Reserva da Biosfera da Mata Atlântica. 2004. O Programa MaB e as reservas da biosfera. Disponível em <https://rbma.org.br/n/>. Acesso em: 11 out. 2023.
- SILVA, A. R. E., REHBEIN, M. O. Análise e Mapeamento Geomorfológico da Área de influência da Planície Costeira de Pelotas (Rio Grande Do Sul, Brasil). *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 19(3). 2018. <https://doi.org/10.20502/rbg.v19i3.1342>
- SOUZA, C. R. G., CHELIZ, P. M., COSTA, R. P., NASCIMENTO, E. R., PISCIOTTA, K., SOUZA, M. J. N., O processo erosivo na Enseada da Baleia, Parque Estadual da Ilha do Cardoso (Cananéia/SP): Exemplo de adaptação a riscos costeiros. In: JACOBI, P. R., TRANI, E. (org.) *Planejando o Futuro hoje: ODS 13, Adaptação e Mudanças Climáticas em São Paulo*, IEE – Universidade de São Paulo, 2019. p. 129 – 134.
- TESSLER, M. G. Dinâmica sedimentar quaternária no litoral sul paulista. Tese (Doutorado em Geologia), Universidade de São Paulo - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1988. 296p.
- UNESCO. Atlantic Forest South-East Reserves – Brazil, 1999. Disponível em: <https://whc.unesco.org/en/list/893/multiple=1&uni->. Acesso em: 12 out. 2023.
- VELASQUEZ-MONTOYA, L., OVERTON M. F., SCIAUDONE E. J. Natural and Anthropogenic-Induced Changes in a Tidal Inlet: Morphological Evolution of Oregon Inlet. 350: 106871. 2020. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.106871>.
- WROBLEWSKI, C. A. Alterações morfológicas decorrentes da abertura de uma nova desembocadura estuarina no Mar do Ararapira (Paraná – São Paulo), Dissertação (Mestrado em Geologia), Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Paraná. 2025. 95p.
- ZENKOVITCH, V. P. 1967. *Processes of Coastal Development*, Oliver and Boyd, Edinburgh, 738, 1967. p. 9



Esta obra está licenciada com uma Licença Creative Commons Atribuição 4.0 Internacional (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>) – CC BY. Esta licença permite que outros distribuam, remixem, adaptem e criem a partir do seu trabalho, mesmo para fins comerciais, desde que lhe atribuam o devido crédito pela criação original.

4.2 UNIDADES DE PAISAGEM DO MAR DO ARARAPIRA

A análise das imagens de 1953, 1963, 1980, 2018, 2023 e 2024 permitiu a identificação diferentes unidades de paisagem (Figura 21), sendo elas:

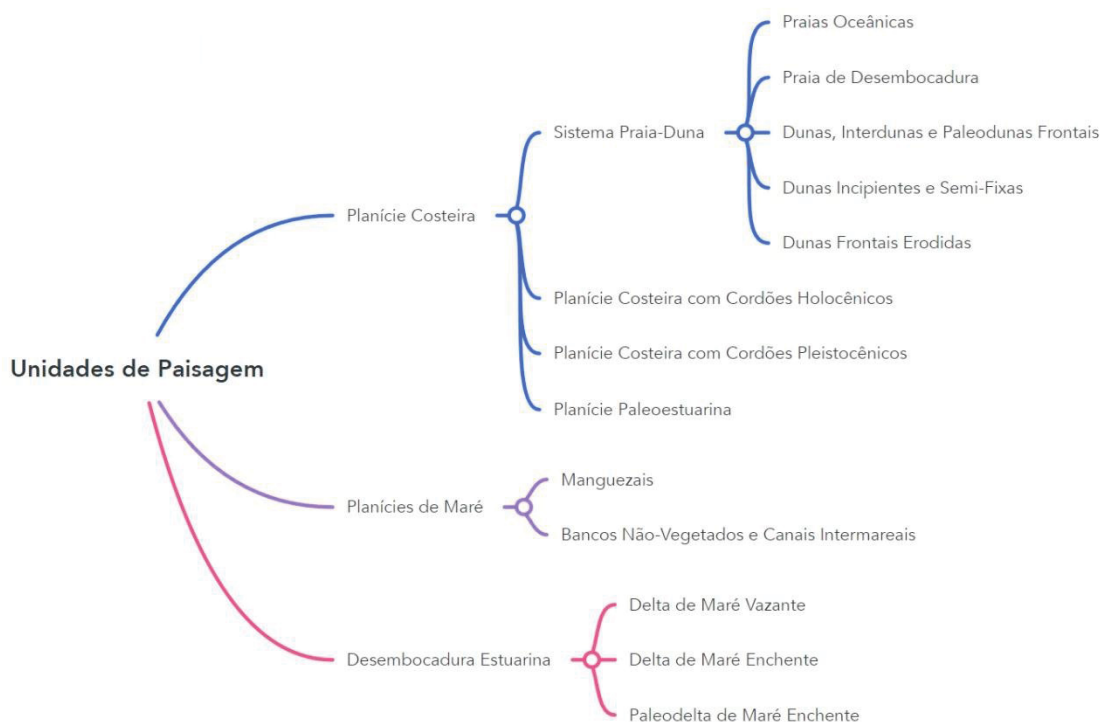


Figura 21: Árvore hierárquica das unidades de paisagem no Mar do Ararapira

As características de cada uma das unidades mapeadas serão detalhadas a seguir:

4.2.1 Planícies Costeiras com Cordões Litorâneos Pleistocênicos e Holocênicos e Planície Paleoestuarina

As planícies costeiras com cordões litorâneos são visíveis em todo o litoral do Paraná, possuindo expressividade no Superagui e Ilha das Peças por ainda se encontrarem, em grande medida, preservadas da ação antrópica.

Na área de estudo existem, três sistemas de barreira, os holocênicos e os pleistocênicos (Guedes *et. al.*, 2020). A formação dos sistemas de barreira e a deposição paleoestuarina se deu durante um período em que o mar se encontrava em uma posição mais alta do que atualmente se encontra. Morfologicamente, numa barreira transgressiva, os sedimentos lagunares ficam na base da barreira e sedimentos praias em seu topo, onde também ocorrem dunas e leques de sobrelavagem (Fernandez e Rocha, 2015). Os sedimentos da barreiras podem ser retrabalhados durante os períodos regressivos, gerando as diferentes feições observáveis dos cordões litorâneos.

Em contexto regressivo, quando a barreira começa a migração em direção ao mar, as feições anteriormente criadas podem ser retrabalhadas. Estas barreiras podem apresentar paleodunas e cordões litorâneos (Dillenburg e Hesp, 2009), como os atualmente visíveis na planície costeira do Superagui (Figura 22).



Figura 22: Cordões litorâneos na Planície do Superagui em fotografia de dezembro de 2023
(Fotografia: O autor)

Além das planícies com cordões, ocorrem planícies sem cordões litorâneos, os quais Angulo *et al.* (2002) interpretaram como planícies paleoestuarinas. Essa classe ocupa uma pequena porção na área de estudo, mas é amplamente distribuída na planície costeira do Paraná. Usualmente, ocorre associada as atuais planícies de maré e a planície com cordões holocênicos e pleistocênicos, possuindo baixa altura e ausência dos lineamentos correspondentes aos cordões litorâneos (Angulo, 1992).

Nestas planícies, próximas ao Canal do Varadouro, Angulo *et al.* (2002) identificaram troncos e detritos, com idade superior a 40.000 anos Antes do Presente (A.P), o que permite inferir que se trata de depósitos estuarinos formados durante o Pleistoceno quando o nível do mare era mais alto que o atual.

4.2.2 Dunas, Interdunas e Paleodunas frontais, Campo de Nebkas e Dunas Frontais Erodidas

A barreira costeira que separa o oceano do estuário do Mar do Ararapira é caracterizada, pela ocorrência de dunas frontais, interdunas (ou depressões intercordões) e paleodunas frontais (Figura 23).



Figura 23: (A) Paleodunas, (B) Interdunas e (C) Dunas Frontais Erodidas no esporão arenoso do Ararapira (Fotografia: O autor)

Angulo (1992) indica que o desenvolvimento dos cordões de dunas no litoral do Paraná se deu durante o período de mar regressivo no Holoceno, com gênese simultânea a observada na planície com cordões litorâneos.

A formação das dunas frontais se dá a partir de pequenas acumulações de areia as quais encontram linhas de vegetação ou escarpas de tempestade nas praias e paulatinamente se fixam com o crescimento da vegetação (Davidson-Arnott, 2010).

No esporão do Ararapira o cordão de paleodunas é bastante extenso, ocupando quase todo o esporão arenoso em sua porção mais interna e junto ao estuário. Ademais, em alguns pontos da área de estudo, especialmente em margens côncavas, é possível observar pontos de erosão das paleodunas, sendo identificáveis as falésias erosivas junto à margem do estuário (Figura 24).



Figura 24: Paleodunas vegetadas em margem côncava, sendo erodidas em sua porção interna ao estuário (Fotografia: O autor)

Juntamente as paleodunas, é possível identificar as depressões intercordões, as quais se constituem como áreas rasas, estreitas e alongadas, em que se observa impedimentos de drenagem gerando áreas alagadiças (Figura 25). Tendo em vista que o freático nessas áreas é raso, em eventos de pluviosidade é comum observar drenagens se instalando nos intercordões e, eventualmente, drenando em direção à praia adjacente.



Figura 25: Depressões intercordões (setas laranjas) com acúmulo de água - Extremo norte do Superagui (Fotografia: O autor)

Por outro lado, na face voltada para o oceano se verifica a existência de diversas dunas frontais atuais, algumas desenvolvidas e estáveis em posição mais interna e outras junto à linha de costa, que podem ser total ou parcialmente erodidas por ondas de tempestade, especialmente durante a passagem de frentes frias.

Ademais, foi possível identificar cordões dunares recurvados próximos a antiga desembocadura, que se formaram durante o crescimento do esporão arenoso antes do fechamento do *inlet* e dunas frontais incipientes na porção voltada ao oceano.

Nas imagens a partir do ano de 2022, foi observada a formação um campo de dunas frontais incipientes no local em que houve o fechamento da antiga desembocadura, as quais foram interpretadas como um campo de *nebkas* (Figura 26). Por fim, nas áreas adjacentes a nova desembocadura observou-se um intenso processo erosivo nas dunas frontais, juntamente com o recuo da linha de costa.

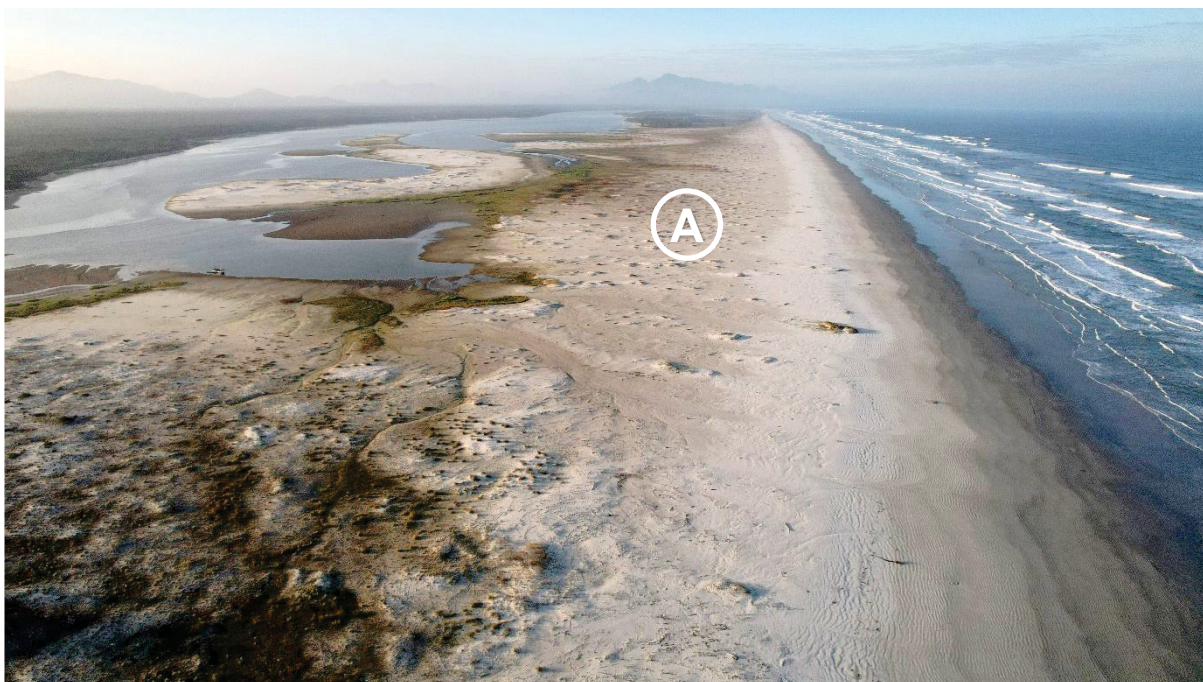


Figura 26: (A) Campo de nebkas em desenvolvimento nas áreas ocupadas pela antiga desembocadura. Imagem de julho de 2023 (Fotografia: O autor)

4.2.3 Deltas de Maré Enchente e Vazante e Paleodelta de Maré Enchente

Os deltas de maré são feições arenosas que ocorrem associados às desembocaduras estuarinas. Podem ser classificados como deltas de maré enchente, quando ocorrem no interior dos estuários, ou deltas de maré vazante, quando ocorrem na porção costeira-oceânica. A sua gênese e morfologia é bastante diversa e foi abordada em detalhes no capítulo 2.3, dada a sua importância para o presente trabalho.

Nas imagens foi possível verificar a ocorrência de formas associadas aos deltas de maré na porção ativa do *inlet* (após a abertura de 2018) e as formas correspondentes aos deltas de enchente abandonados na antiga desembocadura, além de morfologias associadas aos deltas de enchente e de vazante nas imagens históricas.

FitzGerald (1988) descreve diversas feições associadas à deltas de maré enchente e essas foram observadas nas margens à montante e jusante da nova e velha desembocadura, além das morfologias de vazante que foram observadas diretamente nas imagens antigas e inferidas nas imagens mais recentes (Figura 27).

As feições de enchente observadas foram as rampas de inundação, canais de enchente marginais, escudo de vazante e lobos de transbordamento, sendo que nas margens a jusante elas são mais visíveis e proeminentes em comparação à montante.

A rampa de inundação foi observada na porção mais interna do estuário, onde as correntes de enchente (*flood tide*) perdem energia, sendo que nas imagens pós-rompimento essa feição cresce cada vez mais em direção ao interior do estuário. No local em que ocorre é possível observar a formação de depósitos sedimentares inclinados, formados principalmente durante o fluxo da maré enchente, que paulatinamente deposita sedimentos arenosos.

Na porção mais distal e interna ao estuário da rampa de inundação observou-se a formação do escudo de vazante. Esse local aparece bastante definido nas imagens, com coloração mais clara das areias, indicando ser mais seca por estar em uma posição topográfica superior a rampa de inundação. Nessa feição ocorre o limite máximo da entrada das correntes de maré, em que se observa o retorno da maré à desembocadura, sendo uma zona de intensa deposição.

Em porção mais interna do que a rampa de inundação, mas associada a ela, foi possível observar a formação de lobos de transbordamento. Essas feições se desenvolvem quando o fluxo de maré, rompe em alguns locais a rampa de inundação e o escudo de vazante e os transpõem, perdendo energia e depositando sedimentos na forma de um lobo. FitzGerald (2000) indica que se formam durante eventos de alta energia ou marés excepcionalmente altas, sendo que marés meteorológicas ocorrem com frequência na área de estudo durante a passagem de frentes frias.

Por fim, margeando todas as feições de enchente observáveis tem-se os canais de enchente. Na área de estudo são observados canais principais de enchente localizados próximos as margens do estuário e são por eles que ocorre o maior fluxo hídrico durante o ciclo das marés.

Foram observadas também feições relacionadas ao delta de maré vazante. Nas imagens históricas eles são bastante visíveis nas imagens, por estarem localizados em uma posição subaérea. Nas imagens pós rompimento, o delta de maré vazante se formou ao longo do tempo e ganhou feições mais visíveis a partir de 2022. Portanto, nas imagens utilizadas no presente trabalho foram fotointerpretados o canal principal de vazante, os canais marginais, a plataforma de swash, lobo terminal de vazante e as barras lineares marginais ao canal.

O canal principal de vazante é visível nas imagens graças a coloração mais escura de suas águas, ao passo que os canais marginais de enchente, são rasos e estreitos e estão localizados soldados à costa adjacente e proximal ao canal principal da vazante, sendo visíveis nas imagens por sua forma rasa, estreita e alongada próxima às praias de desembocadura.

Paralelo ao canal principal de vazante encontram-se as barras lineares marginais, as quais delimitam o canal principal. Na área de estudo elas não são visíveis nas porções subaéreas nas imagens pós-rompimento, conforme modelos de Fitzgerald (2008), mas foram inferidas devido a diferença de coloração das águas que fluem do estuário quando a fotografia foi tomada em períodos de maré vazante, permitindo identificar que as barras confinam o canal principal de vazante.

Ao final do canal principal de vazante identificou-se o lobo terminal de vazante, não sendo visível em porção subaérea nas imagens disponíveis, mas foi inferido devido a sua morfologia em arco revelada pela arrebentação das ondas ocorrendo sobre ele. Essa região tem interação contínua com as correntes de deriva litorânea, as quais moldam o lobo de vazante juntamente com as correntes de maré vazante que fluem pelo canal principal. Seu formato ora se mostra recurvado e ora alongado, a depender do momento em que a fotografia foi tirada.

Confinado entre o lobo terminal de vazante e as barras marginais de canal, foi observado a plataforma de *swash*. Segundo FitzGerald (2008), essa região é uma porção rasa, escavada pelo canal principal de vazante e moldada pela interação da maré de vazante com as ondas. Durante o avanço das ondas (*surge*), elas depositam sedimentos nessa plataforma e quando há o recuo (*swash*) parte desses sedimentos

é removido, sendo eventualmente incorporados em barras de *swash*, as quais não foram identificadas na área de estudo. A plataforma de *swash* foi inferida nas imagens pela sua interação com as ondas, assim com outras feições de vazante.



Figura 27: Fotointerpretação dos deltas de enchente e vazante em 06 de dez. de 2024.

Delta de Maré-Enchente: ADe: *Rampa de Inundação* / BDe: *Canais de Enchente* / CDe: *Escudo de Vazante* / DDe: *Lobos de Transbordamento*

Delta de Maré Vazante: ADv: *Canal Principal de Vazante* / BDv: *Canais Marginais* / CDv: *Plataforma de swash* / DDv: *Lobo Terminal de Vazante* / EDv: *Barras Longitudinais ao canal*

Na antiga desembocadura verificou-se a existência dos paleodeltas de maré-enchente. Essas feições eram deltas de maré enchente efetivos até 2018, sendo que após o rompimento do esporão e a migração do prisma de maré para a nova desembocadura, esses deltas foram abandonados e se mantiveram morfologicamente inalterados.

Deste modo, é possível observá-los atualmente nas imagens de satélite praticamente com a mesma forma de 2018, sendo que eles estão sendo transformados em áreas de manguezal e de restinga, além de permitirem o surgimento de um extenso campo de nebkas após o completo assoreamento da desembocadura.

4.2.4 Manguezais, Bancos Não-Vegetados e Canais Intermareais das Planícies de Maré

A áreas de planícies de maré são formadas em locais em que há suprimento suficiente de sedimentos finos, e as marés e as correntes de maré predominam sobre outras forças hidrodinâmicas (Klein, 1985). Duncan e FitzGerald (2020) indicam que a morfologia de uma planície de maré é uma superfície levemente inclinada e ampla

de sedimentos, que é alternadamente inundada e exposta conforme os ciclos das marés.

O ambiente de planície de maré com maior área mapeável que ocorre na área de estudo são os manguezais (Figura 28). Segundo FizGerald, Penland e Nichols (2012), os manguezais reduzem a energia das correntes de maré, permitindo a sedimentação de partículas de granulometria fina, como siltes e argilas. Assim, essa retenção de finos favorece o acúmulo de matéria orgânica e inorgânica, contribuindo para a formação e estabilidade das planícies de maré e promovendo o crescimento vertical dos manguezais.

Na área de estudo, as áreas mapeadas como manguezais se distribuem espacialmente em diferentes margens estuarinas, mas a preferência observada se dá por margens convexas, em que a velocidade das correntes é menor e predominam siltes e areias muito finas (Angulo *et al.*, 2019).



Figura 28: Manguezal na região do Mar do Ararapira (Fotografia: O autor)

As áreas mapeadas como manguezal impactado se referem as áreas que após o rompimento do esporão foram expostas a ação das ondas e correntes de maré enchente-vazante, além de terem sofrido com intensa deposição de areia sobre o manguezal (Figura 29). Nesses locais houve grande mortandade de indivíduos, com estimativas indicando 97,5% de mortandade, devido ao aumento da salinidade intersticial no ambiente (Mariano *et al.*, 2024).

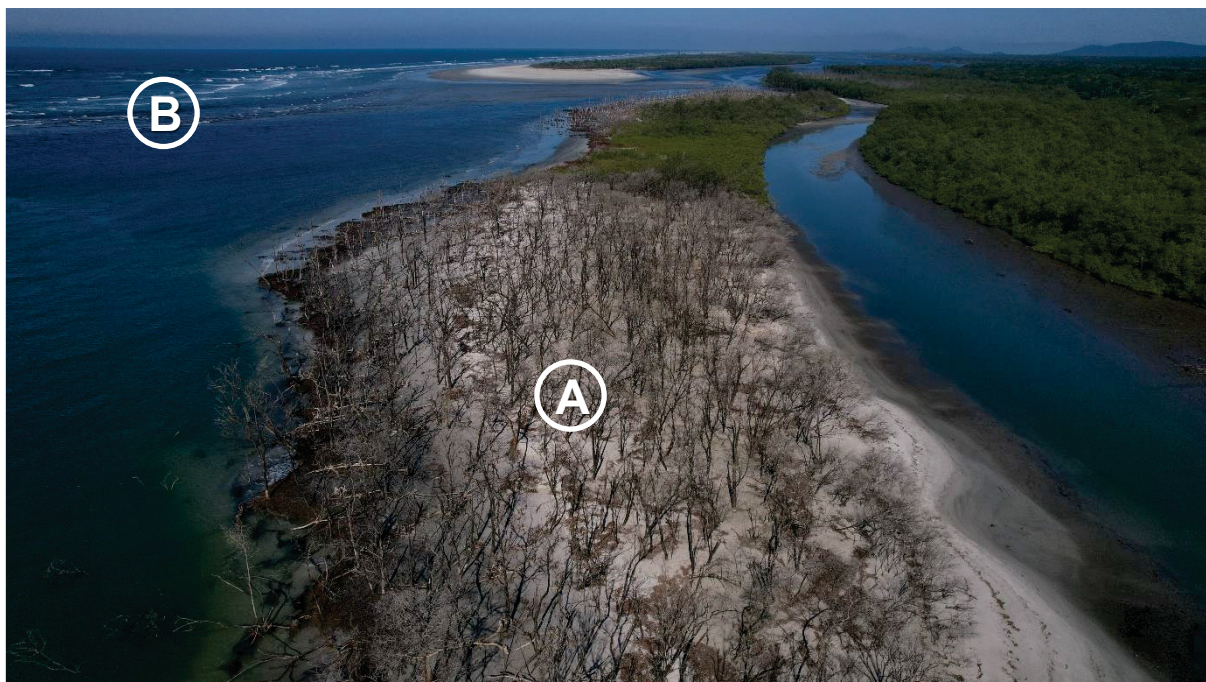


Figura 29: (A) Área de manguezal impactado próximo a (B) nova desembocadura do Ararapira (Fotografia: O autor).

Em porções do estuário, próximas à antiga desembocadura assoreada, foi possível observar a formação de um manguezal incipiente com espécimes de pequeno porte. A baixa energia do local propicia a expansão deste ambiente na área, com diversos propágulos observados conforme verificado por Mariano *et al.* (2024).

Ademais, em diversos setores do Mar do Ararapira foram identificados bancos não vegetados e canais intermareais. Os bancos não-vegetados são caracterizados por sedimentos compostos por areia fina (Lana e Guiss, 1991) e silte-argilosos, mal selecionados (Netto e Lana, 1996) e se localizam na faixa intermarés, sendo parcialmente expostos durante as marés baixas.

Juntamente aos bancos não-vegetados observa-se canais intermareais, os quais dissecam as planícies de maré de modo semelhante a canais fluviais, com tributários e um canal principal. Nos canais intermareais foi possível identificar feições de leito tais como dunas subaquosas de crista reta (ondas de areia ou 2D) e curva (dunas 3D), permitindo inferir, em alguns casos, se a maré no momento da fotografia era enchente ou vazante, tendo em vista que os canais intermareais respondem rapidamente ao fluxo bidirecional da maré (Hugues, 2010).

4.2.5 Praias Oceânicas e Praias de Desembocadura

As praias são formadas por depósitos sedimentares e possuem diferentes zonas (Short, 1999). Ao longo da Restinga do Ararapira, em sua porção externa, ocorrem praias oceânicas, diretamente expostas à energia das ondas do mar aberto. Essas praias tendem a ter uma dinâmica sazonal, com perfis de inverno mais erosivos, formando escarpas na base das dunas frontais, e perfis de verão mais acumulativos, com tendência a estabilidade ao longo do tempo (Angulo & Araújo, 1996).

Ademais, junto ao novo *inlet* ocorrem praias de desembocadura (*spit ends*), sendo que essas praias são caracterizadas pela instabilidade e por possuírem grande variabilidade temporal, com ciclos de erosão e progradação, com dinâmica de sedimentação complexa dada a sua interação com as correntes de maré que fluem pela desembocadura e pelas ondas de mar aberto (Figura 30).



Figura 30: (A) Praias oceânicas e de (B) desembocadura no (C) novo *inlet* (Fotografia: O autor)

As praias de desembocadura do antigo *inlet* se transformaram em paleopraias de desembocadura, sendo que atualmente se observa a formação de um campo de nebkas e segundo Cunha-Lignon & Avelar (2020) o crescimento de manguezal e *Spartina alterniflora* sobre essa paleofeição (Figura 31).

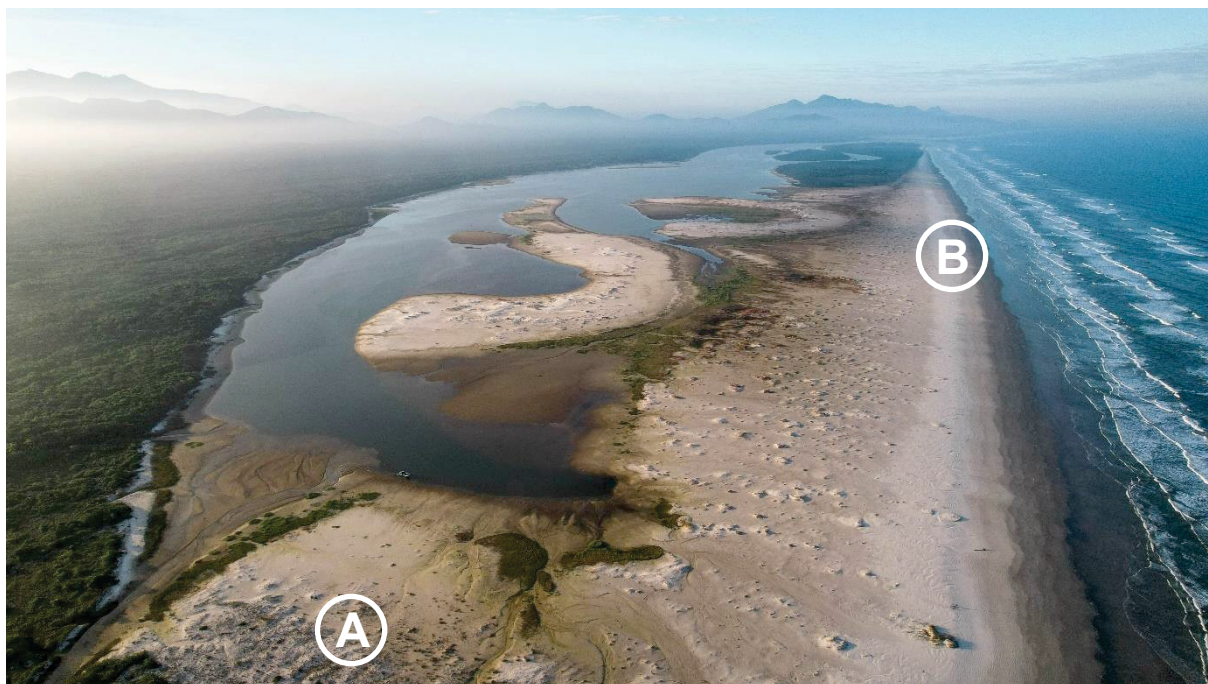


Figura 31: Em primeiro plano, (A) paleopraia de desembocadura no antigo *inlet* e (B) praia oceânica voltada para o mar aberto (Fotografia: O autor)

4.3 UNIDADES DE PAISAGEM NO MAR DO ARARAPIRA EM 1953, 1963 E 1980

As imagens históricas do Ararapira abrangem um período de 1953 a 1980, ou seja, as primeiras imagens remontam a um momento em que a conexão artificial do Mar do Ararapira com a Baía dos Pinheiros via Canal do Varadouro ainda não existia, tendo em vista que a sua inauguração oficial se deu em janeiro de 1955 (Rodrigues, 1959), sendo que a sequência de imagens de 1963 é de um momento imediatamente posterior a abertura do Canal do Varadouro.

A fotointerpretação das imagens de 1953 indica que a maior área em extensão se refere a planície costeira com cordões holocênicos, a qual se localiza em posição mais interna no continente. Destacam-se também os cordões de dunas, interdunas e paleodunas frontais, as quais aparecem em todo o esporão do Ararapira.

Os manguezais são expressivos nas porções mais distantes da desembocadura, se localizando nas porções convexas do Mar do Ararapira e entremeados de bancos não-vegetados e canais intermareais.

Com as imagens de 1953 é possível observar que o delta de maré vazante apresenta em sua desembocadura uma deflexão para nordeste, indicando que a deriva predominante nesse período era de SW para NE, se contrapondo a migração do esporão arenoso que se alongava em sentido sudoeste.

O imageamento de 1963 denota sutis mudanças em comparação aos dados de 1953. A mudança mais notável nesse período é o padrão morfológico observável do delta de maré vazante, o qual perde a sua deflexão para nordeste e adquire uma discreta deflexão para sul, observável tanto na parte emersa do delta, quanto nas áreas visíveis nas fotografias referentes a parte submersa.

A morfologia do delta nesse período indica uma predominância de ondas na construção do delta de maré vazante, com as correntes de maré sendo menos expressivas, sendo que a morfologia observada no delta de vazante é bastante semelhante ao modelo conceitual proposto por Oertel (1975).

Além da desembocadura, observa-se a frente de expansão do esporão arenoso sentido sudoeste, adquirindo uma característica longilínea, sugerindo seu crescimento em curso, sendo observada entre 1953 e 1963 uma migração do esporão de aproximadamente 650 metros.

As imagens referentes ao ano de 1980 possuem resolução espacial maior que as anteriores, deste modo, foi possível melhor identificação das unidades de paisagem e de suas características.

Em comparação com os anos anteriores, percebe-se o aumento percentual de 322% de bancos não-vegetados e canais intermareais, sendo que o aumento pode indicar uma alteração nos padrões de deposição no estuário após a abertura do Canal do Varadouro, mas também podem ser ruídos decorrentes da resolução espacial muito melhor nas imagens a partir de 1980, as quais favorecem a delimitação dessa unidade de paisagem.

Destaca-se que o delta de maré vazante apresenta novamente um pontão arenoso com deflexão para nordeste, com morfologia próxima ao observado em 1953, permitindo inferir a ocorrência de correntes de deriva litorânea para nordeste em um período anterior a tomada das fotografias.

Ademais, a comparação das imagens de 1953 e 1980 indicam um crescimento do esporão de 1.332 metros, corroborando os dados apresentados por Angulo (1992), os quais indicavam uma migração aproximada de 1.200 metros no sentido sudoeste no período.

Na área do Estreito do Melão observou-se também o processo erosivo nesse período, sendo que a fotointerpretação dos dados indica que, em 1953 a largura do esporão era de 141 metros em sua porção mais estreita, ao passo que em 1980 a largura tinha se reduzido para 129 metros. Isso significa que em 27 anos a erosão nas margens internas reduziu o esporão em 12 metros, o que leva a uma taxa média de erosão anual foi de -0,44 m/ano nesse local.

Na Tabela 4 é possível observar a quantificação, em hectares, das unidades de paisagem mapeadas utilizando as imagens históricas, ao passo que na Figura 32 encontra-se a representação cartográfica dessas unidades.

Tabela 4: Área das unidades de paisagem presentes no Mar do Ararapira em 1953, 1963 e 1980

Unidades de Paisagem	Área (hectares)		
	1953	1963	1980
Planície Costeira com Cordões Holocênicos	650,46	623,33	611,25
Dunas, Interdunas e Paleodunas frontais	356,64	395,31	320,64
Manguezal	237,25	270,82	243,02
Praias oceânicas	188,08	241,71	115,05
Planície Costeira com Cordões Pleistocênicos	103,48	103,65	104,01
Delta de Maré Vazante	30,26	49,60	60,59
Bancos Não-Vegetados e Canais Intermareais	26,01	26,19	110,46

Delta de Maré Enchente	24,55	31,92	36,53
Praia de Desembocadura	25,66	24,18	30,54
Planície Paleoestuarina	14,79	14,84	15,60
Área Total (Hectares)	1.657,18	1.781,55	1.647,69

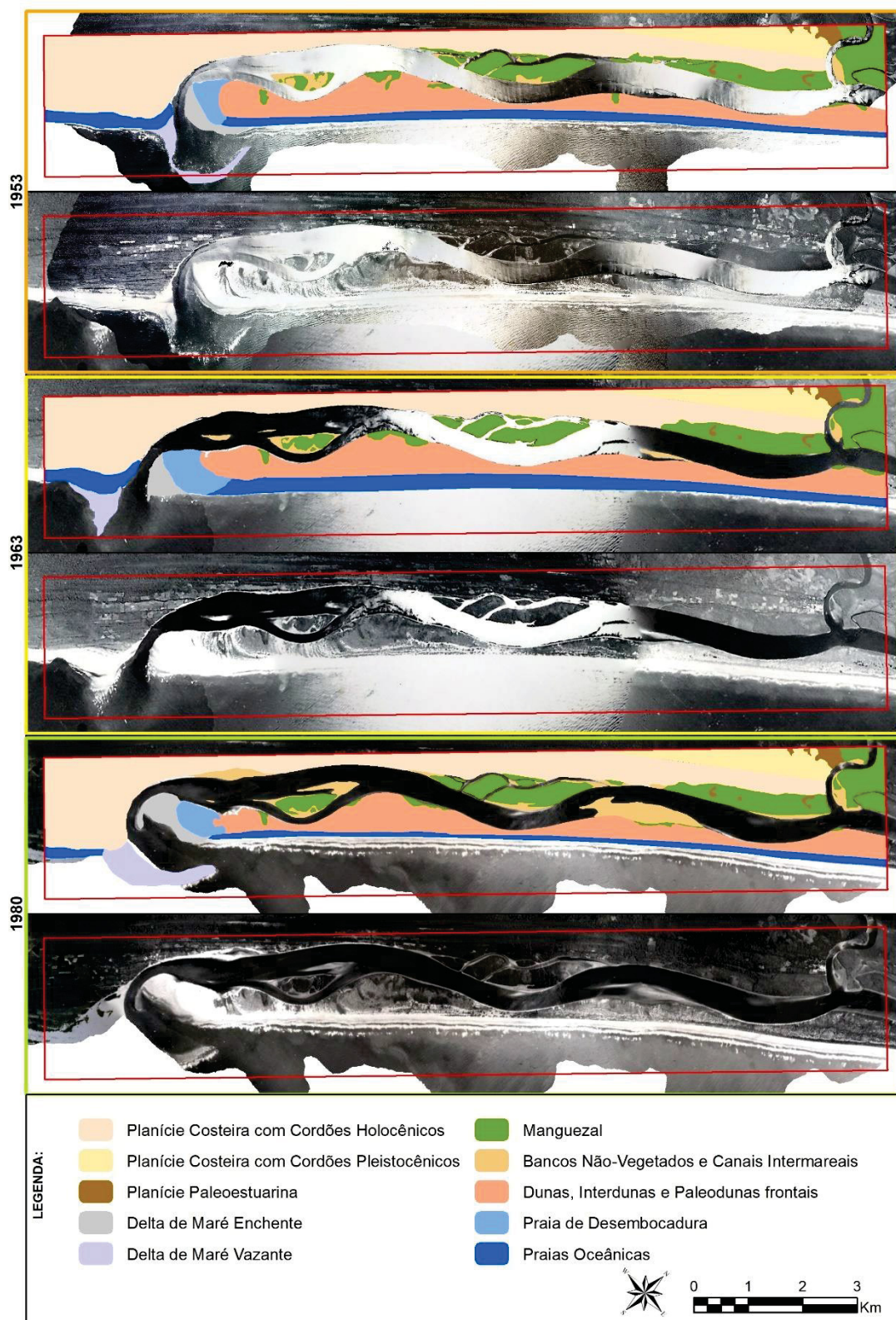


Figura 32: Unidades de paisagem mapeadas nas imagens de 1953, 1963 e 1980

4.4 UNIDADES DE PAISAGEM NO MAR DO ARARAPIRA EM 2018, 2023 E 2024

O ano de 2018 é bastante emblemático para a área de estudo, pois houve o rompimento do esporão arenoso no local conhecido como Enseada da Baleia (Figura 33), conforme previsto por Angulo *et al.* (2009).



Figura 33: Processo de rompimento do esporão na Enseada da Baleia
(Fonte: Cheliz, 2019)

A análise das unidades de paisagem cartografadas em junho de 2018, dois meses antes do rompimento do esporão, apresenta um cenário bastante distinto ao encontrado nas imagens de 1980.

As áreas ocupadas por planícies costeiras com cordões holocênicos tiveram diminuição próxima a desembocadura estuarina devido a contínua migração do esporão no sentido sudoeste e a erosão associada da margem côncava.

Em comparação com o ano de 1980, os deltas de maré enchente perderam a sua característica de inflexão para nordeste, estando nesse período reconfigurados em três porções distintas ao longo da desembocadura. Essa nova configuração indica que a deposição de areias pelas ondas se sobrepujava a capacidade de transporte das correntes de maré atuantes no canal, apresentando um padrão indicativo de deltas dominados por ondas e contrapondo-se ao padrão observado em 1980 que indicava uma predominância das correntes de deriva litorânea.

Fitzgerald (1988), indica que a deposição arenosa na desembocadura é consequência direta da elongação do corpo aquoso na retrobarreira e é retroalimentada pela erosão nas margens, tendo em vista que a constrição da desembocadura promove o aumento das velocidades das correntes, a qual aumenta o processo erosivo, ao passo que o aumento do processo erosivo favorece a disponibilização de sedimentos que são empilhados pelas ondas na desembocadura, em um processo visível nas imagens de junho de 2018 (Figura 34).

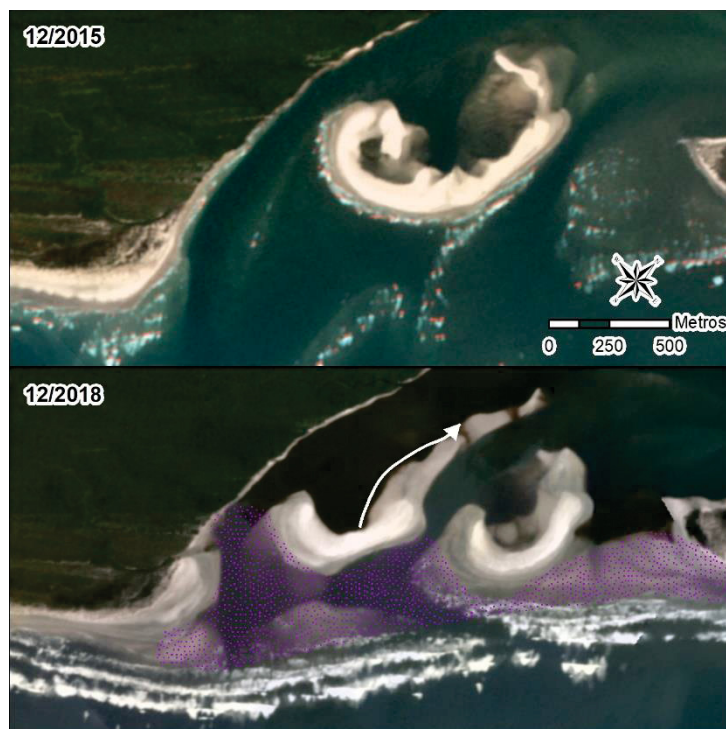


Figura 34: (A) Antiga desembocadura rês meses antes da abertura da nova desembocadura e (B) seis meses após a abertura da nova desembocadura. Em destaque roxo os bancos de areia assoreando a desembocadura. A seta branca indica o avanço das feições de enchente em direção ao estuário

Por outro lado, há a ausência das praias de desembocadura nesse período, tendo em vista que foram convertidas em paleopraias de desembocadura e deltas de maré enchente nesse período.

Por fim, é possível observar que o cordão arenoso da Enseada da Baleia estava diminuto, possuindo menos de 10 metros de largura em alguns locais, sendo que a medição é dificultada pela resolução da imagem de satélite, porém em data próxima medições *in loco* indicaram largura de 2 metros (Souza, 2018).

Em junho de 2023, decorridos cinco anos do rompimento do esporão arenoso, e outubro de 2024, a fotointerpretação das imagens indica a migração definitiva do prisma de maré para a nova desembocadura, o que diminuiu drasticamente a capacidade de transporte de sedimentos das correntes de maré na antiga desembocadura, culminando no completo assoreamento.

Observa-se que os bancos do delta de maré-enchente encontrados na antiga desembocadura em 2018 se converteram em feições relictuais, sendo considerados agora bancos do paleodelta de maré-enchente. Além disso, na área da desembocadura assoreada constatou-se a formação de um extenso campo de dunas frontais incipientes (nebkas), já mencionadas.

Entremeadas ao campo de dunas, em uma região entre os paleodeltas de maré enchente e o estuário em si, situa-se uma área com influência da maré, em que se vislumbra a formação de um novo manguezal, favorecido pelo ambiente de baixa energia formado, bem como o aporte de água doce e matéria orgânica dos Rios Velho e Varadouro que deságuam próximos, além da menor intrusão salina dada a modificação do prisma de maré e a distância dessa porção para o mar aberto.

Cabe destacar que os Rios Velho e Rio do Varadouro drenam grande parte da planície costeira do Superagui e são delimitados por antigos cordões litorâneos. Esses rios possuem pouca capacidade de transporte de sedimentos arenosos, sendo que o transporte predominante é de matéria orgânica, evidenciado pela coloração de suas águas, bastante escuras e com pedaços de detritos orgânicos em suspensão.

Após o assoreamento completo da desembocadura poucas variações morfológicas ocorreram nas unidades de paisagem mapeadas, evidenciando que o aporte de sedimentos é reduzido e o local se configurou como um ambiente de baixa energia, sendo que as mudanças atualmente observadas são, em grande medida, decorrentes da fixação da vegetação de manguezal e de restinga (Figura 35).



Figura 35: (A) Campo de dunas frontais incipientes (nebkas), (B) Desembocadura assoreada e paleodeltas de maré enchente e (C) Zonas com crescimento de manguezal e (D) Rios Varadouro e Velho drenando a planície do Superagui. Imagem de dezembro de 2023 (Fotografia: O autor)

Por outro lado, apesar da nova desembocadura apresentar sinais de estabilidade em relação a sua largura, a configuração dos deltas de maré vazante e enchente

encontram-se morfodinamicamente instáveis. Tais feições são instáveis por natureza e imagens mensais observadas indicam que o rearranjo delas é constantemente alterado, variando de mês a mês.

A partir de junho de 2023 é possível observar um delta de maré-vazante completamente submerso, mas facilmente reconhecível pelo padrão de arrebentação das ondas ao encontrar as barras submersas. A coloração das águas permite identificar que há um canal preferencial de vazante, localizada na porção próxima à margem da Ilha do Cardoso e outro próximo a margem do Superagui (Figura 36).



Figura 36: Delta de vazante submerso e os canais preferencial de enchente e vazante em imagem de 06 de janeiro de 2025

As feições associadas aos deltas de maré-enchente, em junho de 2023, se apresentam de dois modos distintos. A área próxima à Ilha do Cardoso se comporta como um delta de enchente semelhante ao encontrado na antiga desembocadura, adentrando no estuário e erodindo a sua margem côncava.

Por outro lado, entre junho de 2023 e outubro de 2024 é possível identificar que o delta de maré enchente avançou mais de 2 km no Mar do Ararapira à jusante da nova desembocadura, na forma de grandes bancos não-vegetados, os quais de forma transicional se conectam às áreas de manguezal localizadas junto às margens do estuário, sendo possível observar que o escudo de enchente foi rompido por lobos de transbordamento, os quais se ligam a canais intermareais e bancos não-vegetados, e estão soldados a uma área de manguezal que se encontra em estabilização e crescimento.

O avanço das feições associadas ao delta de maré-enchente culmina com a diminuição da largura do canal de navegação, sendo que os únicos locais possíveis de se movimentar por via marítima é próximo as margens, aproveitando-se dos canais

marginais de enchente. Tal fato foi confirmado por moradores da região de modo informal, os quais relatam a dificuldade cada vez maior em se deslocar através do local, ficando muitas vezes encalhados e sem uma previsibilidade de onde estará o canal, dado que ele se altera de modo bastante rápido.

O delta de maré vazante também apresenta modificação, sendo que em 2023 ele estava disposto em formato de arco na entrada da desembocadura e, atualmente, se encontra com margens mais definidas, com o canal de vazante mais pronunciado, se assemelhando a uma desembocadura dominada por marés, conforme modelo de Oertel (1975), sendo possível identificar que as barras oceânicas migraram em direção às margens do *inlet*.

Ademais, grande transformação ocorreu nos manguezais localizados defronte à nova barra. Antes da abertura no novo *inlet*, estes manguezais se localizavam na parte interna do estuário, protegidos da ação das ondas. Entretanto, atualmente estão voltados para o mar aberto, recebendo o impacto direto das ondas.

Entre junho de 2023 e outubro de 2024, foi possível identificar que o manguezal situado no local sofreu intensa erosão, sendo que uma das áreas de manguezal foi completamente erodido, não sendo mais identificável nas imagens do ano de 2024. Áreas de manguezal que se encontravam ainda preservadas em 2023, foram alteradas em 2024, sendo possível identificar nas imagens que o manguezal se encontra sem folhagens, indicando que a mortandade dos indivíduos se faz presente (Figura 37).



Figura 37: (A) Degradação nos manguezais próximos a (B) nova desembocadura. Imagem de dezembro de 2023 (Fotografia: O autor)

Nas feições à montante da nova desembocadura, entre 2023 e 2024, foi constatado que a erosão nas margens internas do canal se encontra acelerada (Figura 38). O comparativo realizado entre janeiro de 2023 a outubro de 2024, indica uma taxa de erosão média de -20,8 m/ano nos transectos analisados e uma média de -40,28 m/ano na área em frente ao novo inlet (Tabela 5).

Tabela 5: Taxas de erosão nas margens à montante da nova desembocadura em comparativo de janeiro de 2023 a outubro de 2024

Transecto	2023 - 2024		Transecto	2023 - 2024	
1	Crit. Erodido	-4,404	23	Crit. Erodido	-11,576
2	Crit. Erodido	-6,83	24	Crit. Erodido	-14,092
3	Crit. Erodido	-9,816	25	Crit. Erodido	-15,322
4	Crit. Erodido	-11,185	26	Crit. Erodido	-11,55
5	Crit. Erodido	-7,628	27	Crit. Erodido	-14,137
6	Crit. Erodido	-8,783	28	Crit. Erodido	-20,77
7	Crit. Erodido	-9,037	29	Crit. Erodido	-23,103
8	Crit. Erodido	-10,411	30	Crit. Erodido	-24,175
9	Crit. Erodido	-14,329	31	Crit. Erodido	-23,871
10	Crit. Erodido	-12,45	32	Crit. Erodido	-23,788
11	Crit. Erodido	-10,133	33	Crit. Erodido	-23,018
12	Crit. Erodido	-6,378	34	Crit. Erodido	-27,518
13	Crit. Erodido	-9,435	35	Crit. Erodido	-26,641
14	Crit. Erodido	-7,375	36	Crit. Erodido	-29,921
15	Crit. Erodido	-7,32	37	Crit. Erodido	-77,575
16	Crit. Erodido	-5,959	38	Crit. Erodido	-64,228
17	Crit. Erodido	-5,314	39	Crit. Erodido	-58,544
18	Crit. Erodido	-3,955	40	Crit. Erodido	-61,715
19	Crit. Erodido	-1,769	41	Crit. Erodido	-64,824
20	Erodido	-0,881	42	Crit. Erodido	-57,353
21	Crit. Erodido	-3,934	43	Crit. Erodido	-46,166
22	Crit. Erodido	-6,526	44	Crit. Erodido	-31,712

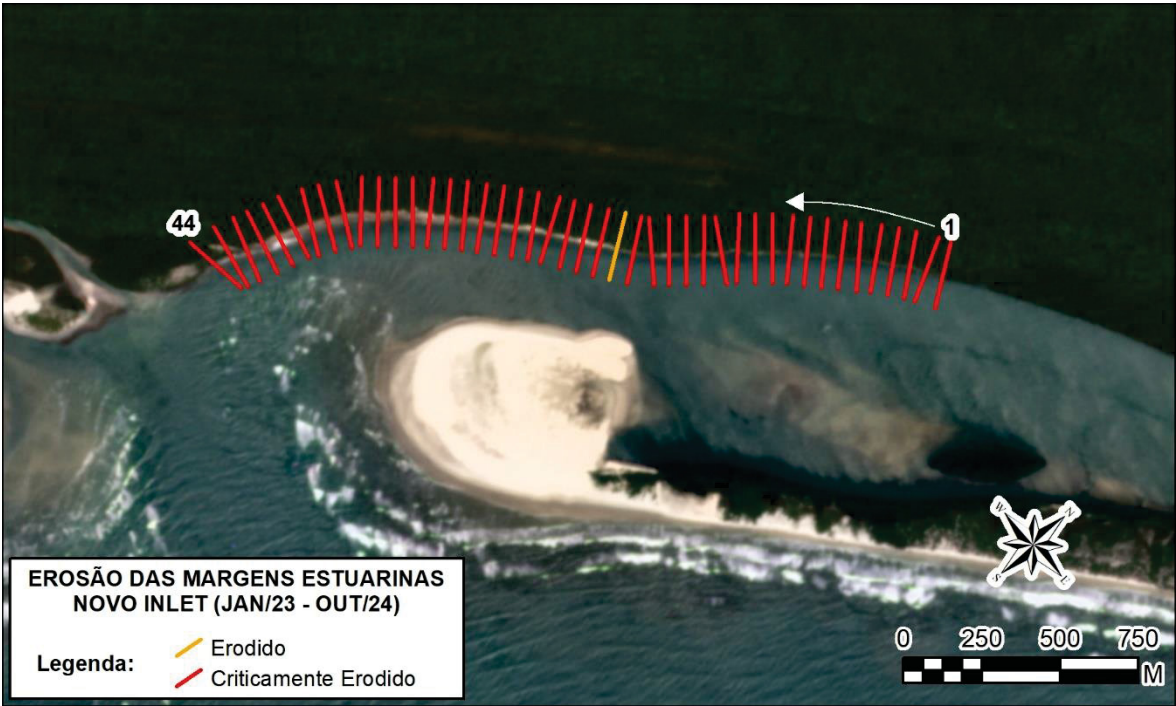


Figura 38: Erosão nas margens à montante da nova desembocadura em comparativo de janeiro de 2023 a outubro de 2024

Entre 2023 e 2024 nota-se também o recuo da linha de costa na praia oceânica situada na Ilha do Cardoso, juntamente com a erosão acentuada do Estreito do Melão, fatos que serão objeto de aprofundamento capítulo posterior, dada a sua relevância.

Assim, a Tabela 6 sintetiza a área das unidades de paisagem cartografadas no Mar do Ararapira, sendo que podem ser cartograficamente observadas na Figura 39.

Tabela 6: Área das unidades de paisagem presentes no Mar do Ararapira em 2018, 2023 e 2024

Unidades de Paisagem	Área (hectares)		
	2018	2023	2024
Planície Costeira com Cordões Holocênicos	507,87	499,47	497,36
Dunas, Interdunas e Paleodunas frontais	332,98	255,90	249,58
Manguezal	262,48	219,43	215,24
Bancos Não-Vegetados e Canais Intermareais	149,71	91,14	158,32
Planície Costeira com Cordões Pleistocênicos	103,65	103,65	103,65
Praias Oceânicas	102,40	100,82	105,80
Delta de Maré Enchente	76,05	74,25	78,86
Delta de Maré Vazante	65,37	67,04	61,88
Planície Paleoestuarina	14,94	14,99	14,98
Campo de Nebkas	—	39,60	39,59
Manguezal em Desenvolvimento	—	35,22	54,98
Paleo Delta de Maré Enchente	—	32,23	25,47
Praia de Desembocadura	—	24,66	41,13
Manguezal Impactado	—	10,86	11,34
Dunas Frontais Erodidas	—	4,71	5,04
Área Total (Hectares)	1.615,46	1.573,98	1.663,30

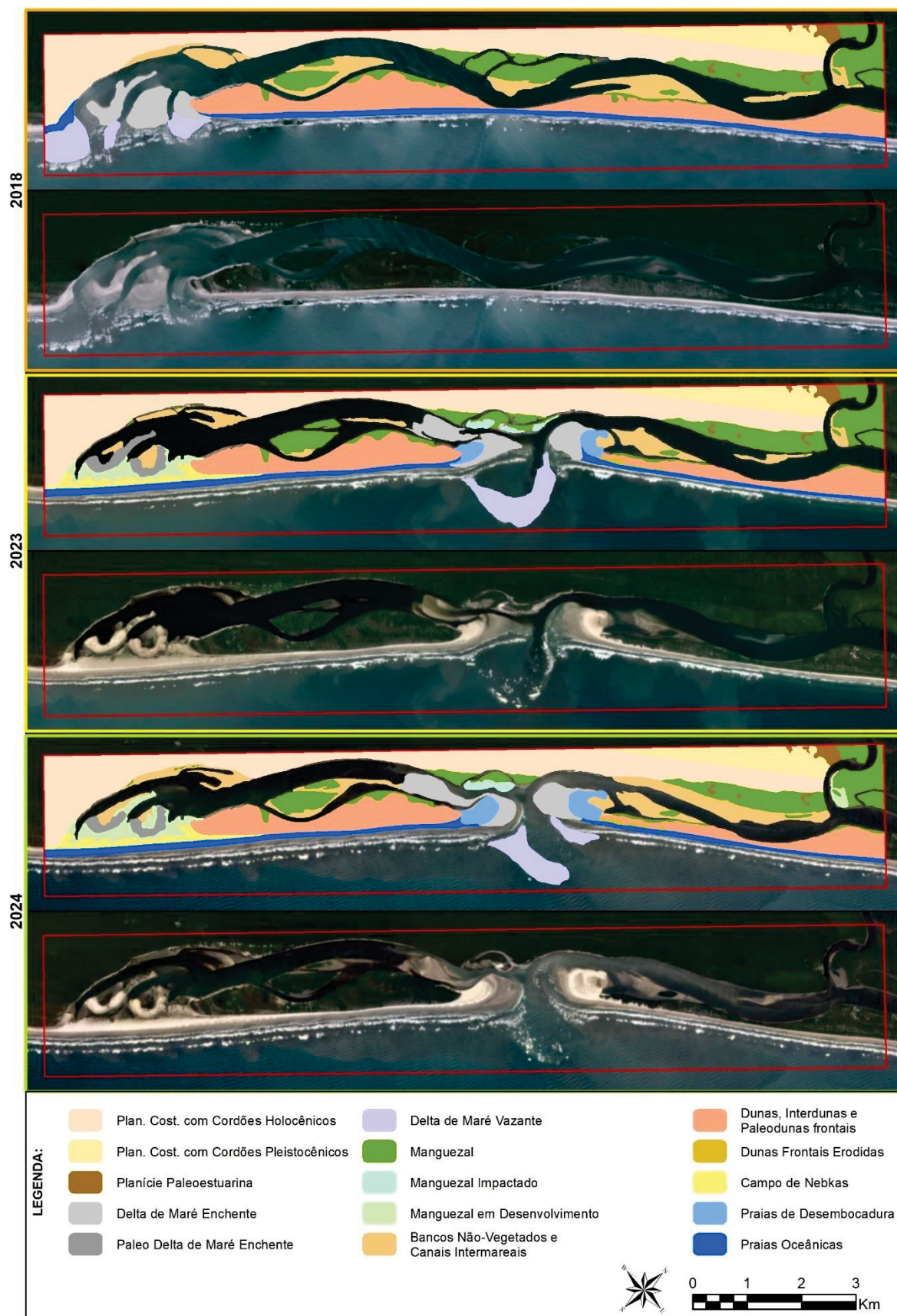


Figura 39: Unidades de paisagem mapeadas nas imagens de 2018, 2023 e 2024

5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A literatura pré-abertura, especialmente o trabalho de Angulo *et al.* (2009), trouxeram valiosas contribuições para o planejamento de ações a serem tomadas até o momento do efetivo rompimento do esporão. No trabalho supracitado, os autores indicavam que a abertura ocorreria durante um evento de alta energia, com a passagem de ondas associadas a maré meteorológica ultrapassaria o cordão da Enseada da Baleia.

Entretanto, os autores julgavam que apenas o espraimento das ondas ultrapassaria o esporão por alguns meses, até o efetivo rompimento. Na prática, a abertura se deu em menos de 24 horas, com a largura chegando a 166 m um dia após a abertura (Cheliz, 2018), durante um evento de alta energia, com passagem de frente fria associada a maré meteorológica. Ademais, os autores julgaram que a nova desembocadura seguiria um padrão semelhante a anterior, com largura aproximada de 1 km, sendo que largura observada em imagens de 2024 é 1,1 km.

A expectativa de assoreamento da antiga desembocadura e desaparecimento do delta de maré vazante se confirmou, sendo que em imagens datadas de fins de 2019 já era possível observar o fechamento. Nesta data ainda ocorriam na área discretos leques de sobrelavagem. Devido a formação de um novo delta de maré-vazante em frente a nova desembocadura e o desaparecimento do anterior, segundo os autores haveria um padrão bastante claro de áreas a serem erodidas e áreas progradadas (Figura 40).



Figura 40: Previsão das áreas a serem erodidas (1), acrescidas (2) e assoreadas (3)

(Fonte: Angulo *et. al.*, 2009)

Contudo, atualmente, não se observa sinais de erosão nas áreas próximas a comunidade de Pontal do Leste e na área próxima à antiga desembocadura. Entre 2018 e 2024 se observa estabilização dessa região, sem sinal de erosão evidente, sendo inclusive possível observas discreta progradação na praia oceânica e uma pequena proeminência no local assoreado da antiga desembocadura.

Os autores indicavam que o novo delta de maré vazante que se formaria junto a nova desembocadura promoveria a convergência da deriva litorânea, que causaria a progradação da costa próxima, a exemplo do observada na antiga desembocadura. Entretanto, o que se observava em 2024 era um intenso processo erosivo da costa ao norte da nova desembocadura (Figura 41).



Figura 41: Nova desembocadura em dezembro de 2019 (acima) e outubro de 2024 (abaixo). A linha azul na imagem se refere a posição da linha de costa em 2019.

O recuo observado da linha de costa nesse período foi de até 250 metros nas áreas próximas a nova desembocadura, local em que a costa apresenta características que poderiam, inclusive, caracterizá-la como sendo uma costa transgressiva. É possível observar um ângulo 5° formado entre a linha de costa no pré e pós-rompimento, com a costa sendo erodida e “empurrada” em direção ao canal do Mar do Ararapira. Assim, até o momento, a configuração observada no esporão do Cardoso destoa sobremaneira da literatura apresentada para o cenário previsto de pós-rompimento.

A análise visual dos padrões de quebra das ondas nas imagens pós-abertura permite inferir que atualmente há a formação de um delta de vazante submerso, conforme apontado por Angulo *et al.* (2009), sendo visível um discreto esporão recurvado no sentido sudoeste-nordeste, juntamente com a mudança na orientação do canal principal.

A formação de um delta de maré submerso com inflexão para nordeste é corroborada pela forma do canal principal de vazante. Após a abertura, o canal possuía direção predominantemente sul-sudoeste e, paulatinamente, houve a reconfiguração do canal, migrando para leste. Em julho de 2022, o canal principal estava com sentido leste-sudeste, praticamente a 90° da linha de costa adjacente, e, em maio de 2024, já era possível observar o canal com sentido nordeste (Figura 42), juntamente à for-

mação do delta de maré vazante submerso. Tal configuração é semelhante à observada nas imagens de 1980, mas os bancos são mais profundos, pois ainda não é possível observar porções subaéreas.

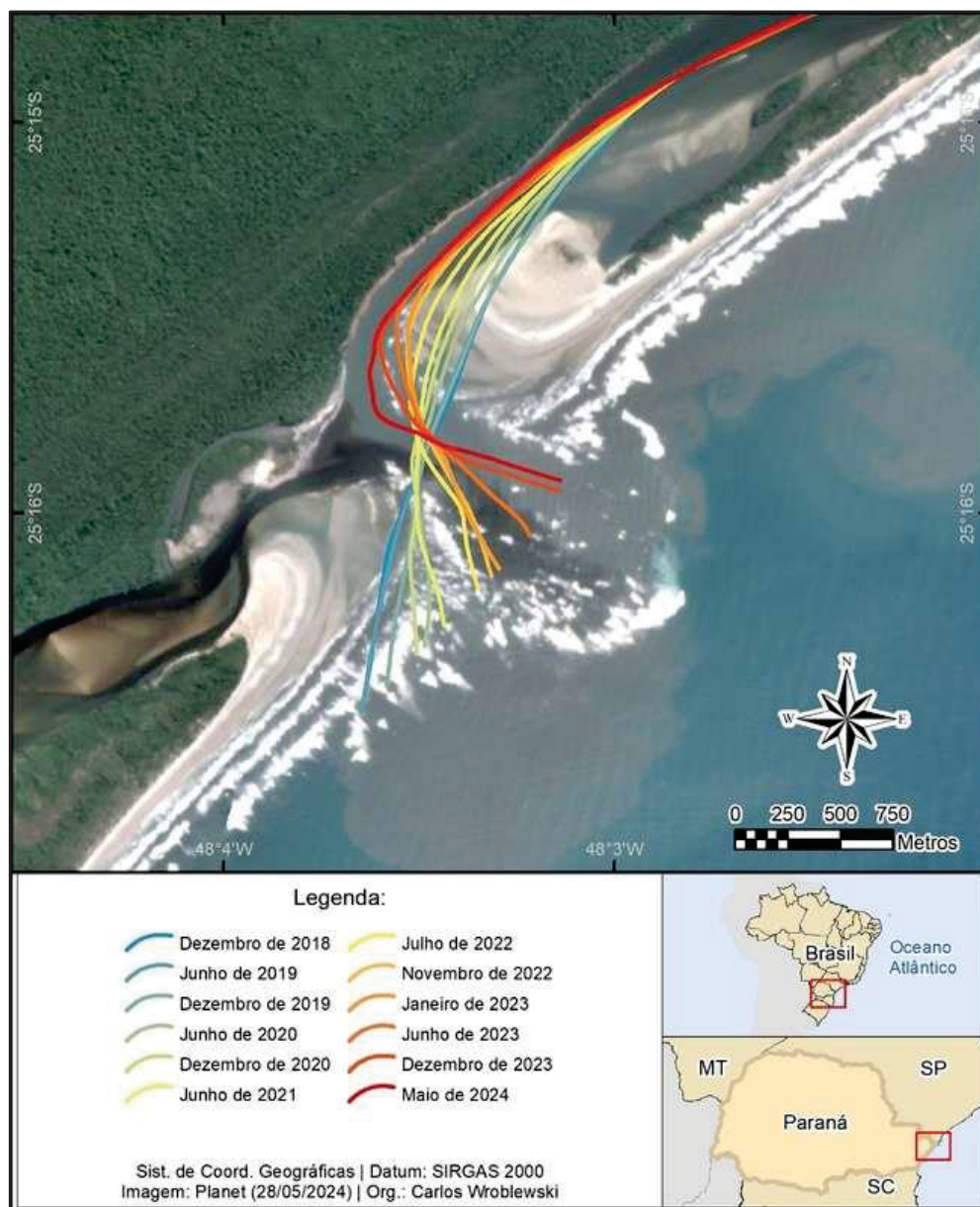


Figura 42: Mudanças observadas na orientação do canal principal na nova desembocadura

A reconfiguração do canal e os deltas de maré vazante observados indicam que a corrente de deriva longitudinal predominante é de SW – NE, em consonância com o observado por Tessler (1988).

Assim, a tendência de migração atualmente não possui indícios de padrão anômalo de migração contracorrente, o qual era observado até o rompimento em 2018. Ou seja, é provável que a migração ocorra no sentido nordeste, em direção ao Estreito do Melão, em acordo com o proposto por Fitzgerald (1988), com um novo rompimento ocorrendo entre 2032 e 2034.

Conclui-se, portanto, que as alterações após a abertura da nova desembocadura ainda não cessaram e que um provável novo rompimento na próxima década alteraria o cenário que ainda não se estabilizou.

É possível inferir que na antiga desembocadura, agora assoreada, os manguezais se desenvolverão sobre as paleofeições do delta de maré-enchente, bem como nas margens do estuário, agora com dinâmica de correntes de maré reduzidas. Ademais os manguezais devem se desenvolver na área próxima à comunidade da Barra do Ararapira, como já era possível observar em 2024.

Por outro lado, as feições associadas a nova desembocadura se encontram ainda em evolução. Apesar da largura da nova desembocadura aparentar estabilidade, com 1.100 m em 2024, em acordo com o previsto por Angulo et al. (2009). As áreas de manguezal próximas à nova desembocadura estão em erosão intensa, bem como as margens côncavas do estuário adjacentes a nova desembocadura, conforme indicado no artigo incluído no presente trabalho.

Os resultados encontrados indicam que provavelmente o canal de acesso às comunidades de Barra do Ararapira e Pontal do Leste será total ou parcialmente fechado pela deposição de areias das feições associadas ao delta de enchente, transformando o local em uma laguna costeira, caso uma pequena conexão, se mantenha, dificultando sobremaneira a mobilidade das populações caiçaras residentes.

Além disso, o acelerado processo erosivo no Estreito do Melão e seu provável rompimento, impactaria diretamente a população tradicional da Nova Enseada da Baía, os quais já foram profundamente afetados com a abertura da atual desembocadura.

Sugere-se, portanto, estratégias de monitoramento das feições do delta de enchente no Mar do Ararapira, subsidiando os gestores para que eventuais intervenções sejam realizadas, visando garantir a manutenção da mobilidade comunitária, além de monitoramento intensivo no Estreito do Melão, haja vista que o processo erosivo se encontra acelerado e com provável rompimento na próxima década.

6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almeida, A. P. 1961. Memória Histórica sobre Cananéia. Revista de História. Janeiro – março, 45. p.: 191 – 237.

Andrade, T. S., Sousa P. H. G. O.; Siegle E. 2019. Vulnerability to Beach Erosion Based on a Coastal Processes Approach. Applied Geography, 102: 12–19. <https://doi.org/10.1016/j.apgeog.2018.11.003>.

Angulo, R. J., 1992. Geologia da Planície Costeira do Estado do Paraná. Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, São Paulo, p. 334.

Angulo, R. J., 1995. Feições Depositionais associadas às desembocaduras dos complexos estuarinos da costa paranaense. In: ABEQUA, Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, 5, Niterói, RJ, Resumos Expandidos, 58 – 64.

Angulo, R. J., 1996. Problemas na terminologia de ambientes e subambientes litorâneos clásticos dominados por ondas. *Boletim Paranaense de Geociências*, 44, p. 51 – 57.

Angulo, R.J., 1999. Morphological characterization of the tidal deltas on the coast of the State of Paraná. *An. Acad. Bras. Cienc.* 71 (4–II), 935–959.

Angulo, R.J.; Araújo A.D., 1996. Classificação da costa paranaense com base na sua dinâmica como subsídio à ocupação da orla litorânea. *Boletim Paranaense de geociências*, 44, p. 7 -17.

Angulo, R.J.; Pessenda, L.C.R.; Souza, M.C. 2002. O significado das datações ao 14C na reconstrução de paleoníveis marinhos e na evolução das barreiras quaternárias do litoral paranaense. *Rev. Bras. Geociências*. 32, 95-106.

Angulo, R. J. 2004. Mapa do Cenozóico do litoral do estado do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, n. 55, p. 25-42.

Angulo, R.J., Lessa, G.C., Souza, M.C. 2006. A critical Review of Mid- to late Holocene Sea-level Fluctuations on the Eastern Brazilian Coastline. *Quat. Sci. Rev.* 25, 486–506.

Angulo, R. J., Soares, C. R., Marone, E., Souza, M. C., Odreski, L. L. R., Noernberg, M. A. 2006. Atlas de Erosão Costeira do Estado do Paraná. In: Muehe, D. (Ed.) *Erosão e Progradação do Litoral Brasileiro*. Ministério do Meio Ambiente, Brasília pp. 347 – 400.

Angulo, R. J., Souza M. C., Muller, M. E. 2009. Previsão e consequências da abertura de uma nova barra no Mar do Arapira, Paraná-São Paulo, Brasil. *Quaternary and Environmental Geosciences* 01: 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 Arapira (Paraná - Brasil). In: 11º ABEQUA, Congr. Assoc. Bras. Est. Quat. Resumo Expandido.

Angulo, R.J., Borzone, C.A., Noernberg, M.A., Quadros, C.J.L., Maria Cristina de Souza, M.C., Leonardo Cruz da Rosa, L.C., 2016. The state of paraná beaches. In: Short, A.D., Klein, A.H.F. (Eds.), *Brazilian Beach Systems*. Coastal Research Library 17. Springer, Dordrecht, pp. 419 – 464.

Angulo, R. J., Souza M. C., Sielski, L. H., Nogueira, R. A. Muller, M. E. J. 2019. Morphology, Bedforms and Bottom Sediments of Mar Do Ararapira, Southern Brazil. *Quaternary and Environmental Geosciences* 10: 01-09.

Angulo, R.J., Souza, M.C., Noernberg, M.A., 2020. Anthropic impacts on the morphological and sedimentary processes in the coast of State of Paraná, in Southern Brazil: past and future perspectives. *Rev. Gestão Costeira Integrada*. 20 (1), 5–25.

Angulo, R. J., Souza M. C., Giannini, P. C. F., Dillenburg, S. R., Barboza, E. G., Rosa, M. L. C. C., Hesp, P. A., Pessenda, L. C. R. 2022. Late-Holocene Sea levels from vermetids and barnacles at Ponta do Papagaio, 27° 50' S latitude and a comparison with other sectors of southern Brazil. *Quaternary Science Reviews*, v. 286, ISSN 0277-3791, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107536>.

Barragán, J. M. De Andrés, M. 2015. Analysis and trends of the world's coastal cities and agglomerations. *Ocean & Coastal Management*, v. 114, p. 11–20.

Bazzo, J. 2011. Mato que vira mar, mar que vira mato: o território em movimento na vila de pescadores da Barra de Ararapira (Ilha do Superagui, Guaraqueçaba, Paraná). *Cadernos de Campo*, São Paulo, v. 20, p. 65-85.

Beck, T. M., 2019. Review of Coastal Tidal Inlet Morphodynamics in the Context of Barrier-Inlet Sustainability. Vicksburg: U.S. Army Engineer Research and Development Center, 61p

Bertrand, G. 1971. Paisagem e geografia global. Esboço metodológico. São Paulo: Universidade de São Paulo, Instituto de geografia, *Cadernos de Ciências da Terra*, (13) p. 1-27.

Bigarella, J. J. 1946. Contribuição ao estudo da Planície Litorânea do estado do Paraná. *Arquivos de Biologia e Tecnologia*, v. 1, pp. 75-111. <https://doi.org/10.1590/S1516-89132001000500005>

Bigarella J. J., Becker R. D., Matos D. J., Werner A. 1978. A Serra do Mar e a porção oriental do Estado do Paraná... Um problema de segurança ambiental e nacional. Curitiba, Governo do Paraná, SEPL/ADEA. 249p.

Bigarella, J. J. 2001. Contribuição ao Estudo da Planície Litorânea do Estado do Paraná. *Brazilian Archives of Biology and Technology*, jubilee, 65–110. <https://doi.org/10.1590/S1516-89132001000500005>

Bogo, M. Souza, M. C., Angulo, R. J., Barboza, E. G., Rosa, M. L. C. C., Caron, F., Ferreira, A. L., Santos, S. F., 2023. *Inlet* migration during the turning point between transgressive and regressive stages at the Guaratuba Holocene barrier, Paraná - Southern Brazil, Marine Geology, V. 459, ISSN 0025-3227, <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2023.107048>.

Bruun P, Gerritsen F. 1959. Natural by-Passing of Sand at Coastal Inlets. Journal of the Waterways and Harbors Division, 85: 75–107. <https://doi.org/10.1061/jwheau.0000152>.

Bueno, B. P. S. 2009. Dilatação dos confins: caminhos, vilas e cidades na formação da Capitania de São Paulo (1532-1822). Anais Do Museu Paulista: História E Cultura Material, 17(2), 251–294. <https://doi.org/10.1590/S0101-47142009000200013>

Burvingt O., Lerma A. N., Lubac B., Mallet C., Senechal N. 2022. Geomorphological Control of Sandy Beaches by a Mixed-Energy Tidal Inlet. Marine Geology, 450: 1-15. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2022.106863>.

Calliari L.J., Klein A.H. 1993. Características morfodinâmicas e sedimentológicas das praias oceânicas entre Rio Grande e Chuí, RS. Pesquisas, 20 (1), 48-56.

Camargo, R. 1998. Estudo Numérico das Circulações Atmosféricas e Oceânicas na Região da Baía de Paranaguá. Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, São Paulo.

Camargo R. Marone E. 1996. Vento e variação do nível do mar: Observações na Baía de Paranaguá, PR. In. Simpósio Sobre Oceanografia, III, IO-USP. São Paulo.

Cameron, W. M., Pritchard, D. W. 1963. Estuaries. In: The sea - Ideas and Observations on Progress in the Study of the Seas, M. N. Hill (Ed.) v.2 - The Composition of Sea Water. Interscience Publishers, John Wiley and Sons, New York.

Carter, R.W.G. 1988. Coastal Environments: An Introduction to the Physical, Ecological, and Cultural Systems of Coastlines. Academic Press, 617p.

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 (4). <https://doi.org/10.1590/S0102-261X2010000400001>

Castelle, B., Masselink, G. Morphodynamics of Wave-Dominated Beaches. *Cambridge Prisms: Coastal Futures* 1 (2023): e1. <https://doi.org/10.1017/cft.2022.2>.

Cheliz, P. M., Souza, C. R. G., Nascimento, E. R., Nunes, M. Oliveira, R. C. 2019. Apontamentos sobre oscilações geomorfológicas e impactos ambientais na ruptura da Ilha do Cardoso, e formação de nova barra do Canal de Ararapira (Cananéia-SP). XVIII Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada.

Cisse, C. O. T., Marić, I., Domazetović, F., Glavačević, K., Almar, R. . 2024. "Derivation of Coastal Erosion Susceptibility and Socio-Economic Vulnerability Models for Sustainable Coastal Management in Senegal." *Sustainability* 16, no. 17: 7422. <https://doi.org/10.3390/su16177422​>

Corrêa, F. A. 1995. Reserva da biosfera da Mata Atlântica: roteiro para o entendimento de seus objetivos e seu sistema de gestão. São Paulo: Cetesb.

Costa, A. P. F., Rocha, T. B., Oliveira Filho, S. R. 2023. Dinâmica da abertura de canais de maré no flanco norte do delta do rio Paraíba do Sul - RJ utilizando imagens orbitais PlanetScope. *Revista Brasileira De Geomorfologia*, 24(1). <https://doi.org/10.20502/rbg.v24i1.2187>

Cunha-Lignon, M.; Avellar, F.B. 2020. Ostras nativas e exóticas em áreas protegidas do litoral sul de São Paulo e implicações ambientais e socioeconômicas. Multidisciplinaridade na aquicultura: Legislação, sustentabilidade e tecnologias. SEMAQUI.

Davidson-Arnott, R., Houser C., Bauer B. 2010. Introduction to Coastal Processes and Geomorphology. Cambridge University Press, 458p.

Davies, J. L. Geographical Variation in Coastal Development. 1972. Edinburgh: Oliver & Boyd. ISBN:0050029637

Davis Jr. R. A., FitzGerald, D. M., 2004. Beaches and Coasts. Blackwell Science, 433p.

Davis Jr. R. A., FitzGerald, D. M. Beaches and Coasts. 2020. 2ª ed. Wiley-Blackwell. doi.org/10.1002/9781119334484.

De Oliveira, U. R.; Simões, R. S.; Calliari, L. J.; Gautério, B. C. 2019. Erosão de dunas sob ação de um evento extremo de alta energia de ondas na costa central e sul do Rio Grande do Sul, Brasil. *Revista Brasileira de Geomorfologia, [S. l.]*, v. 20, n. 1, 2019. DOI: 10.20502/rbg.v20i1.1352. Disponível em: <https://rbgeomorfologia.org.br/rbg/article/view/1352>.

Dong, W. S., Ismailluddin, A., Yun, L. S., Ariffin, E. H., Saengsupavanich, C., Abdul Maulud, K. N., Ramli, M. Z., Miskon, M. F., Jeofry, M. H., Mohamed, J., Mohd, F. A., Hamzah, S. B., and Yunus, K. The Impact of Climate Change on Coastal Erosion in Southeast Asia and the Compelling Need to Establish Robust Adaptation Strategies. *Heliyon* 10, no. 4 (2024): e25609. <https://doi.org/10.1016/j.heliyon.2024.e25609>.

Dean, R. G., Walton, T. L. Jr. 1975. Sediment Transport Processes in the Vicinity of Inlets with Special Reference to Sand Trapping. Coastal and Oceanographic Engineering Laboratory, University of Florida.

Dillenburg, S. R.; Hesp, P. A. 2009. Coastal Barriers – An Introduction. Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil. Lecture Notes in Earth Sciences. Springer. Berlin. v.107.

DECEA – Departamento de Controle do Espaço Aéreo, 2021. Como decodificar o METAR e o SPECI?. Disponível em: <https://ajuda.decea.mil.br/base-de-conhecimento/como-decodificar-o-metar-e-o-speci/>. Acesso em 14/10/2023.

Dyer, K. R. 1997. Estuaries: A Physical Introduction. 2^a ed. Chichester: John Wiley & Sons.

Esteves, L. S., Finkl, C. W. 1998. The Problem of Critically Eroded Areas (CEA): An Evaluation of Florida Beaches. *Journal of Coastal Research*, 11–18. <http://www.jstor.org/stable/25736114>.

Fernandez, G. B. & Da Rocha, T. B. 2015. Barreiras Costeiras Holocênicas: Geomorfologia e Arquitetura Depositional No Litoral Do Rio De Janeiro. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 16(2). <https://doi.org/10.20502/rbg.v16i2.619>

FitzGerald D. M. 1982, Sediment bypassing at mixed energy tidal inlets. 18Th Coastal Engr. Conf. American Society of Civil Engineering. 1094 – 1118.

FitzGerald, D. M., Nummedal, F. 1983. Response Characteristics of an Ebb-Dominated Tidal Inlet Channel. *Journal of Sedimentary Research* 53 (3): 833–845.

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*, 29:186-225.

FitzGerald, D. M. 1996. Geomorphic Variability and Morphologic and Sedimentologic Controls on Tidal Inlets. *Journal of Coastal Research Special Issue* 23: 47–71.

FitzGerald D. M., Kraus N., 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, 10p. <http://chl.erdcl.usace.army.mil>

FitzGerald, D. M., Kraus, N. C., Hands, E. B. 2001. Natural Mechanisms of Sediment Bypassing at Tidal Inlets. *Coastal Engineering* 43 (1): 1–28.

FitzGerald, D. M. 2008. Geology of the coastal zone. In J. M. Chiesi, A. S. R. Naylor, & G. H. Galloway (Eds.), *The Geomorphology of the Great Plains* (pp. 231–267). Cambridge University Press.

FitzGerald D. M., Miner M. 2013. Tidal Inlets and Lagoons Along Siliciclastic Barrier Coasts. *Treatise on Geomorphology*, 8: 270-288. <https://doi.org/10.1016/b978-0-12-818234-5.00079-1>.

FitzGerald, D.M., Buynevich, I.V. 2018. Tidal Inlets. In: Finkl, C., Makowski, C. (eds) *Encyclopedia of Coastal Science. Encyclopedia of Earth Sciences Series*. Springer, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-319-48657-4_316-2

Friedrichs, C. T., Aubrey, David G. 1988. "Non-Linear Tidal Distortion in Shallow Well-Mixed Estuaries: A Synthesis. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 27 (5): 521–545

Guedes, C. C. F., Nascimento, M. G., Angulo, R. J., Souza, M. C. 2020. Geological evidences as a guide to OSL dating interpretation and northern occurrence of MIS 7e barrier at Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, Volume 98, <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102478>.

Giannini P. C. F., Guedes C. C. F., Nascimento JR. D. R. D., Tanaka A. P. B., Assine M. L., Angulo R. J., Souza M. C., 2007. Sedimentology and morphologic evolution of the Ilha Comprida Barrier System, southern São Paulo coast. In: Sérgio Rebelo Dillenburg; Patrick Hesp. (Org.). *Geology of Brazilian coastal barriers*. London: Springer-Verlag.

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.

Haslett, S. K. *Coastal Systems*. 2009. Routledge, 2 ed., 241p.

Hayes, M. O. 1975, *Morphology of sand accumulations in estuaries*. Estuarine Research, Academic Press, New York.

Hayes, M. O. 1979, Barrier Island morphology as a function of tidal and wave regime. In: Leatherman, S. P. (ed.), *Barrier Islands: From the Gulf of St. Lawrence to the Gulf of Mexico*. Academic Press, New York, p, 1 – 28.

Hayes, M. O. General Morphology and Sediment Patterns in Tidal Inlets. 1980. *Sedimentary Geology* 26, no. 1–3: 139–156. DOI: 10.1016/0037-0738(80)90009-3

Hayes, M. O., FitzGerald, D. M., 2013. Origin, evolution, and classification of Tidal Deltas. *Journal of Coastal Research*, v. 69, p. 14-33.

Hesp P. The Beach Backshore and Beyond. 1999. In: Short A.D. (Ed), *Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics*, Chichester. J Wiley & Sons, NY, p. 145-170.

Hesp, P., Dillenburg, S. R., Barboza, E. G., Tomazelli, L. J., Ayup-Zouain, R. N., Esteves, L. S., Gruber, N. L. S., Toldo Jr. E. E., Tabajara, L. L. C. A., Clerot, L. C. P., 2005. Beach ridges, foredunes or transgressive dunefields? Definitions and an examination of the Torres to Tramandaí barrier system, Southern Brazil. *Academia Brasileira de Ciências*, 77 (3). <https://doi.org/10.1590/S0001-37652005000300010>

Hughes, Z.J. 2012. Tidal Channels on Tidal Flats and Marshes. In: Davis Jr., R., Dalrymple, R. (eds) *Principles of Tidal Sedimentology*. Springer, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/978-94-007-0123-6_11

ICMBio - Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade. Sítios Ramsar do Brasil, 2022. Disponível em: <https://www.gov.br/mma/pt-br/assuntos/ecossistemas-1/areas-umidas/sitios-ramsar-brasileiros>. Acesso em: 13 out. 2023.

Italiani, D. 2019. Morfodinâmica da desembocadura do Ararapira SP/PR: Evolução, forçantes e previsões. Tese de Doutorado, Pós-Graduação em Sistemas Costeiros e Oceânicos, Centro de Estudos do Mar, Universidade Federal do Paraná, 77p.

Iwakura L. A. 2021. Variações morfológicas da nova barra do mar do Ararapira, Paraná - São Paulo, Brasil. Dissertação de mestrado. Pós-graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, 78p.

Jaeger J. M., Mehta A., Faas R., Grella M. 2009 Anthropogenic impacts on sedimentary sources and processes in a small urbanized subtropical estuary, Florida. *Coast Res* 25(1):30–47

Klein, G. de V., 1985. Intertidal flats and intertidal sand bodies. In: Davis, R.A. (Ed.), Coastal Sedimentary Environments, 2 ed. Springer-Verlag, New York, pp. 187e224.

Komar, P. D. 1976. Beach Processes and Sedimentation, Englewood Cliffs (New Jersey), Prentice-Hall, xii et 429 p., 218

Komar, P. D. 1998. Beach Processes and Sedimentation. 2^a ed. Upper Saddle River, NJ: Prentice Hall.

Lana, P. C., Guiss, C. 1991. Influence of *Spartina alterniflora* on structure and temporal variability of macrobentic associations in a tidal flat of Paranaguá Bay (southeastern Brazil). Marine Ecology Progress Series 73, no. 2/3: 231–44. <http://www.jstor.org/stable/24825412>.

Lessa, G., Santos, F. M., Souza Filho, P. W. Gomes, L. C. C. 2018. Brazilian Estuaries: A Geomorphologic and Oceanographic Perspective In: Lana, P. C., Bernardino, A.F. 2018. Brazilian Estuaries: A Benthic Perspective. Springer. 10.1007/978-3-319-77779-5_1.

Lessa, G. 2020. Aspectos Básicos da Circulação Estuarina e sua relação com o Ambiente Costeiro. In: MUEHE, D.; LINS-DE-BARROS, F. M.; PINHEIRO, L.S. (orgs.) Geografia Marinha: Oceanos e Costas na Perspectiva de Geógrafos. – Rio de Janeiro: PGGM, ISBN 000-00-00000-00-0

Mancini, F., Dubbini, M., Gattelli, M., Sttechi, F., Fabbri, S., Gabbianelli, G. 2013. Using Unmanned Aerial Vehicles (UAV) for High-Resolution Reconstruction of Topography: The Structure from Motion Approach on Coastal Environments. Remote Sensing, v. 5, n. 12, p. 6880–6898.

Mariano, A. E. B., Chiquetto, L. N., Hanamulamba, P. L., Panizza, G. R., Carvalho, I. B., Destito, M. C. S., Lignon, M. C., 2024, Eventos Extremos na Zona Costeira: Consequência sobre a dinâmica sedimentar no trecho sul do litoral de São Paulo. In: Vida em evolução: explorando as ciências biológicas, 1^o ed, Atena Editora, 2024, p. 140–57. <https://doi.org/10.22533/at.ed.10524070210>.

Marone E., Noernberg M. A., Alberti A. L., Lopes G. M., Müller M. E., Braga V. Z. 2009. Fluxo de massas de água entre os sistemas estuarinos de Paranaguá e Cananéia, Brasil. In Anais do XIII Congresso Latino-Americano de Ciências do Mar. Havana. Resumo Simples.

Martin, L.; Suguio, K.; Flexor, J. M. & Azevedo, A. E. G. 1988. Mapa Geológico do Quaternário Costeiro dos Estados do Paraná e Santa Catarina. MME, DNPM. Série

Geológica, 28, Brasília.

Mihály, P. 1997. Dinâmica sedimentar do litoral norte paranaense e extremo sul paulista. Dissertação de mestrado. Pós-graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, 117p.

Mihály, P., Angulo R. J. 2002, Dinâmica da Desembocadura do Corpo Lagunar do Ararapira. *Revista Brasileira de Geociências*, 32(2): 217-222.

Muehe, D. 2018. Panorama da Erosão Costeira no Brasil. Brasília. Ministério do Meio Ambiente. 759 p.

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. Trabalho de conclusão de curso. Departamento de Oceanografia, Universidade Federal do Paraná, 59p.

Müller, M. E. J. 2010. Estabilidade Morfo-Sedimentar do Mar do Ararapira e consequências da abertura de uma nova barra. Dissertação de mestrado. Pós-graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, 79p.

Nemes, D., Marone, E. 2013. Caracterização das ondas de superfície na plataforma interna do Estado do Paraná, Brasil. *Boletim Paranaense de Geociências*, p. 12 – 25.

Netto, S. A., Lana, P. C. 1996. Benthic macrofauna of *Spartina Alterniflora* marshes and nearby unvegetated tidal flats of Paranaguá Bay (SE Brazil). *Neritica*, Curitiba, v. 10, p. 41-55.

Nguyen C. H., Dang K. B., Ngo V. L., Dang V. B., Truong Q. H., Nguyen D. H., Giang T. L. 2021. New Approach to Assess Multi-Scale Coastal Landscape Vulnerability to Erosion in Tropical Storms in Vietnam. *Sustainability* 13, 1004: 01-24. <https://doi.org/10.3390/su13021004>.

Nichols, M., Allen, G. 1981. Sedimentary processes in coastal lagoons. UNESCO Technical Papers in Marine Science - Coastal lagoon research, present and future, 33, p.27-80.

Nordstrom, K. F. 1992. Estuarine Beaches: An Introduction to the Physical and Human Factors Affecting Use and Management of Beaches in Estuaries, Lagoons, Bay, and Fjords. London: Elsevier.

Nogueira, R. A. 2013. Caracterização dos sedimentos e das feições de fundo no Mar do Ararapira, litoral sul do Brasil. Dissertação de mestrado. Pós-graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, 72p.

Oertel G. F. 1975. Ebb-tidal deltas of Georgia estuaries. In: Cronin L.E. (ed.) Estuarine Research Geology and Engineering. New York. Academic Press, 2:267-276.

Oertel, G. F. 1988. Processes of Sediment Exchange between Tidal Inlets, Ebb Deltas, and Barrier Islands. Lecture Notes on Coastal and Estuarine Studies, 295–318. Springer.

Paula, E. V., Pigosso, A. M. B., Wroblewski, C. A. 2018. Unidades de Conservação do Litoral do Paraná: Evolução Territorial e Grau de Implementação. In: Litoral do Paraná: Território e Perspectivas. Rio de Janeiro: Autografia, 462p.

Pye K, French PW. 1993. Erosion and accretion processes on British Salt Marshes Vol. 1 Introduction: salt marsh Processes and Morphology. Cambridge Environmental Research Consultants, Cambridge.

Ramos, L. P., Andrade, A. C. S., Nascimento, P. S. R., Santos, J. P. S. 2021. Mapeamento geomorfológico Da Zona Costeira Sul De Sergipe. Pesquisas Em Geociências 48 (3). <https://doi.org/10.22456/1807-9806.107654>.

RBMA - Reserva da Biosfera da Mata Atlântica. 2004. O Programa MaB e as reservas da biosfera. Disponível em <https://rbma.org.br/n/>. Acesso em: 11 out. 2023.

Reddering, J.S.V.1983. An inlet sequence produced by migration of a small microtidal inlet against longshore drift: the Keurbooms Inlet, South Africa. Sedimentology, 30,201-218.

Ross, J. L. S. 1992. O registro cartográfico dos fatos geomórficos e a questão da taxinomia do relevo. Revista do Departamento de Geografia da USP. São Paulo: n. 6. 17-29p.

Santos, S. F. 2023. Arquitetura deposicional e cronologia das barreiras pleistocênicas paranaenses. Tese de doutorado. Programa de Pós-graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, 148.

Silva, A. R. E., Rehbein, M. O. 2018. Análise e Mapeamento Geomorfológico da Área de influência da Planície Costeira de Pelotas (Rio Grande Do Sul, Brasil). Revista Brasileira De Geomorfologia, 19(3). <https://doi.org/10.20502/rbg.v19i3.1342>

Soares C. R., Paranhos Filho A. C., Souza M. C., Branco J. C., Fabianovicz R., Prazeres Filho H. J., Kogut J. S. 1994. Variações da linha de costa no Balneário Pontal do Sul (PR) no período de 1953-1993: Um balanço sedimentar. *Boletim Paranaense de Geociências*, Curitiba, 42:161-171.

Souza, C. R. G., Souza, M. J. N., 2015. Monitoramento de Processos Sedimentares na Enxada da Baleia (Ilha do Cardoso, Cananéia/SP) entre 2007 e 2015. XV Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário – ABEQUA.

Souza, C. R. G., Cheliz, P. M., Costa, R. P., Nascimento, E. R., Pisciotto, K., Souza, M. J. N. 2019. O processo erosivo na Enseada da Baleia, Parque Estadual da Ilha do Cardoso (Cananéia/SP): Exemplo de adaptação a riscos costeiros. In: Jacobi, P. R., Trani, E. (org.) *Planejando o Futuro hoje: ODS 13, Adaptação e Mudanças Climáticas em São Paulo*, IEE – Universidade de São Paulo. p. 129 – 134.

Tessler, M. G. 1988. Dinâmica sedimentar quaternária no litoral sul paulista. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 296p.

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.

Thanh, T.T., 2011. Morphodynamics of seasonally closed coastal inlets at the central coast of Vietnam.

UNESCO. Atlantic Forest South-East Reserves – Brazil, 1999. Disponível em: <https://whc.unesco.org/en/list/893/multiple=1&uni->. Acesso em: 12 out. 2023.

Vasconcelos, S. C., Rocha, T. B., Pereira, T. G., Alves, A. R., Fernandez, G. B. 2016. Gênese e Morfodinâmica das Barreiras Arenosas no Flanco Norte do Delta do Rio Paraíba Do Sul (RJ). *Revista Brasileira De Geomorfologia*, 17(3). <https://doi.org/10.20502/rbg.v17i3.845>

Velasquez-Montoya, L, Overton M. F., Sciaudone E. J. 2020. Natural and Anthropogenic-Induced Changes in a Tidal Inlet: Morphological Evolution of Oregon Inlet. 350: 106871. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.106871>.

Zenkovich, V. P. 1967. *Processes of Coastal Development*, Oliver and Boyd, Edinburgh, 738 pp. 9

7 ANEXOS

7.1 ANEXO 1 – TERMO DE ANUÊNCIA À PESQUISA

TERMO DE ANUÊNCIA À PESQUISA

**EMITIDA PELO MOVIMENTO DE PESCADORES E PESCADORAS ARTESANAIS E
CAIÇARAS DO LITORAL DO PARANÁ - MOPEAR**

Considerando o art. 216 da CF; a Convenção nº 169 da OIT; Decreto Federal nº 6040/2017 e o Protocolo de Consulta para Pesquisas em Territórios de Pescadores(as) Artesanais/Caiçaras de Guaraqueçaba, Paraná, dentre outros.

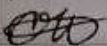
Nós, Coordenadores do Movimento de Pescadores e Pescadoras Artesanais e Caiçaras do Litoral do Paraná (MOPEAR), estivemos reunidos no 1º Encontro "Protocolo de Pesquisa do MOPEAR" na data de 25 e 26 de novembro, na comunidade de Tibicanga, a fim de dialogar sobre a proposta de pesquisa elaborada por CARLOS AUGUSTO WROBLEWSKI,
vinculado(a) _____ à _____ instituição
A UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ e com o seguinte
título/tema: EVOLUÇÃO HISTÓRICA DA BARRA DA ARARAPIRA: PASSADO,
PRESENTE E FUTURO.

Após as dúvidas terem sido sanadas, e as condicionantes do Movimento terem sido consideradas, declaramos que a pesquisa pode ser realizada em nosso território, desde que os compromissos firmados nesta data sejam respeitados.

Assim, emitimos o presente TERMO DE ANUÊNCIA À PESQUISA ao pesquisador(a)
CARLOS AUGUSTO WROBLEWSKI, RG n.º _____
_____ válido _____ pelo _____ período
de 3 ANOS (ATÉ NOVEMBRO DE 2025).

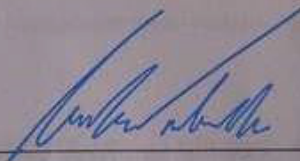
Em caso de descumprimento dos compromissos firmados que levem à prejuízos de nossa cultura ou território, teremos o direito de suspender o Termo de Anuência à Pesquisa emitido, significando que proibimos o uso e/ou o acesso às informações obtidas conosco ou sobre nosso território. Somado a isto, poderemos, ainda, emitir uma Nota de Repúdio à Pesquisa, endereçada tanto à instituição proponente quanto à sociedade, de um modo geral.

Declaramos, ainda, que nós, abaixo assinados, apoiaremos a pesquisa conforme nossas possibilidades, mantendo-nos abertos ao diálogo constante.

	Nome Completo (legível)	Assinatura	RG
1.	MARCIO JOSÉ MUNIZ	Marcio Jose muniz	60.733.231-1
2.	Claudio de A. Nunes		34250642
3.	Adrião Chagas dos Reis		34242674
4.			
5.			
6.			

Data: 25 de NOVEMBRO de 2022.

Coordenação do Movimento de Pescadores e Pescadoras Artesanais e Caiçaras (MOPEAR)



Assinatura do Pesquisador

7.2 ANEXO 2 – RECOMENDAÇÕES PARA A PESQUISA EM APOIO À ARTICULAÇÃO COMUNITÁRIA

1º Encontro de Protocolo de Pesquisas - MOPEAR

25 e 26 de novembro de 2022

RECOMENDAÇÕES PARA PESQUISA

Proponente: Carlos Augusto Wroblewski

Área de conhecimento: Estudos Geológicos.

Título da Proposta de Pesquisa: Evolução Histórica da Barra da Arapira: Passado, presente e futuro.

Recomendações:

- 1) Para além dos estudos geológicos, que ocupam o centro da pesquisa, recomenda-se dar ênfase e articular a investigação com a análise dos impactos sociais, econômicos e culturais gerados pela abertura/fechamento das barras na linha da costa da região da Barra de Arapira;
- 2) Sugerir Plano de Ação para minimizar e compensar os impactos sofridos. Nesse sentido, trazer exemplos de planos de ação recomendados em situações similares;
- 3) Caso a pesquisa necessite levantar dados na área das comunidades pesqueiras de São Paulo, recomenda-se submeter ao Protocolo de Consultas daquelas comunidades;
- 4) Registrar os processos de mobilização e resistência da comunidade no enfrentamento e convivência com essas mudanças geológicas;
- 5) Sugere-se, adotar, de forma complementar a metodologia da pesquisa-ação. Para tanto, recomenda-se usar os dados de pesquisa para subsidiar as lideranças da comunidade da Barra com estratégias de denúncia, divulgação e mobilização das consequências (formar GT com instituições; produzir "cartilha" com informações de danos à comunidade e proposta de plano de ação; produzir vídeos-denúncia para publicação nas redes sociais e,
- 6) Contribuir com a construção de pesquisas que verifiquem as causas do fechamento da barra do Superagui.

Tibicanga, 25 de novembro de 2022.

Coordenação MOPEAR



Pesquisador