

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

JOÃO GUILHERME ALVES KOSLYK

**AÇÕES ANTRÓPICAS NO COMPLEXO ESTUARINO DE PARANAGUÁ E SEUS  
EFEITOS SOBRE A REGIÃO DA DESEMBOCADURA**

PONTAL DO PARANÁ

2020

JOÃO GUILHERME ALVES KOSLYK

**AÇÕES ANTRÓPICAS NO COMPLEXO ESTUARINO DE PARANAGUÁ E SEUS  
EFEITOS SOBRE A DESEMBOCADURA**

TCC apresentado ao curso de Graduação em Oceanografia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, como requisito parcial à obtenção do título de Bacharel em Oceanografia.

Orientador: Prof. Dr. Marcelo R. Lamour.

PONTAL DO PARANÁ

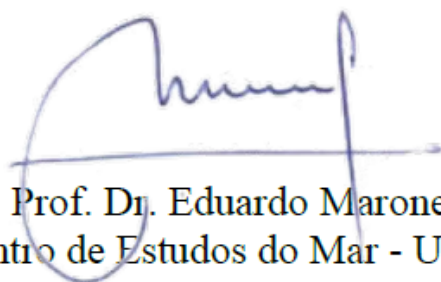
2020

# TERMO DE APROVAÇÃO

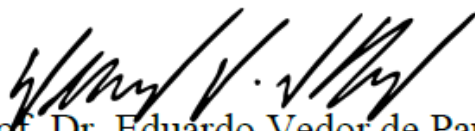
João Guilherme Alves Koslyk

## “AÇÕES ANTRÓPICAS NO COMPLEXO ESTUARINO DE PARANAGUÁ E SEUS EFEITOS SOBRE A DESEMBOCADURA”

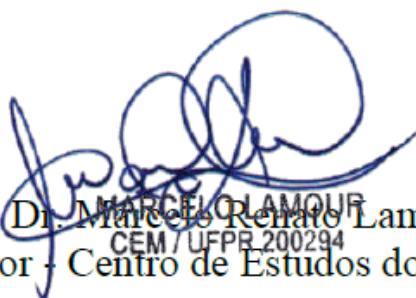
Monografia aprovada como requisito parcial para a obtenção do grau de Bacharel em Oceanografia, da Universidade Federal do Paraná, pela Comissão formada pelos membros:



Prof. Dr. Eduardo Marone  
Centro de Estudos do Mar - UFPR



Prof. Dr. Eduardo Vedor de Paula  
Departamento de Geografia - UFPR



Prof. Dr. Marcelo Renato Lamour  
Prof. Orientador - Centro de Estudos do Mar - UFPR

---

Pontal do Paraná, 21 de dezembro de 2020

## RESUMO

O Complexo Estuarino de Paranaguá (CEP) está localizado na região Sul do Brasil, no estado do Paraná (25°S/48°W), possuindo uma área total estimada em 677 mil km<sup>2</sup>. Este complexo é composto por duas grandes baías, a de Paranaguá com orientação L-W e a de Laranjeiras com orientação N-S. O primeiro é composto pela maior reserva de Mata Atlântica brasileira em sua margem Norte, já sua margem Sul abriga a cidade e o porto de Paranaguá, cuja operação exige obras de expansão e dragagens, para condizer às demandas do mercado naval mercante. Além da área portuária, na região são encontradas diversas comunidades e empreendimentos que também geram impacto direto na dinâmica hídrica regional, ligados a atividades de pesca, turismo, deslocamento populacional e despejo de efluentes e outros dois terminais portuários (Antonina e Pontal). O presente estudo visa o acompanhamento da hidrodinâmica e da dinâmica sedimentar da desembocadura Sul do CEP, por meio da análise de parâmetros meteorológicos combinados a coletas de dados de correntes e sedimentos obtidos em três anos: 2008, 2013 e 2016. No período amostrado, nota-se variação da velocidade de correntes e conseqüente alteração da dinâmica sedimentar da região. No período de enchente, percebe-se diminuição da componente velocidade e decorrente diminuição da importação de sedimentos marinhos pela desembocadura; em contrapartida, o período de vazante apresentou aumento da velocidade e do transporte sedimentar. Essa relação indicou a resposta da desembocadura a obras realizadas dentro do estuário, alterando tanto sua dinâmica sedimentar quanto a morfologia da desembocadura; já que uma vez que alteradas, o corpo costeiro tende a se readaptar às novas forçantes, gerando novas áreas de deposição e erosão.

**Palavras-chave:** Paranaguá. hidrodinâmica. meteorologia. transporte sedimentar.

## SUMÁRIO

<b>1 INTRODUÇÃO</b>	<b>8</b>
1.1 OBJETIVO GERAL	11
1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	11
<b>2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA</b>	<b>12</b>
2.1 ESTUÁRIOS	12
2.1.1 Definição geral	12
2.1.2 Classificação dos estuários	12
2.2 CIRCULAÇÃO ESTUARINA	14
2.2.1 Tipos de aporte sedimentar	16
2.3 INFLUÊNCIAS METEOROLÓGICAS	17
2.4 TRANSPORTE SEDIMENTAR	18
2.4.1 Formas de fundo	19
2.4.2 Equações de transporte sedimentar	21
<b>3 ÁREA DE ESTUDO</b>	<b>24</b>
3.1 DRENAGEM SUPERFICIAL	25
3.2 HIDRODINÂMICA	26
3.3 BATIMETRIA	27
3.4 SEDIMENTOS DE FUNDO	29
<b>4 MATERIAIS E MÉTODOS</b>	<b>30</b>
<b>5 RESULTADOS E DISCUSSÃO</b>	<b>35</b>
5.1 AÇÃO ANTRÓPICA	35
5.1.1 OPERAÇÕES DE DRAGAGEM	35
5.1.2 EXPANSÃO PORTUÁRIA	37
5.2 ANÁLISE METEOROLÓGICA	39
5.3 CARACTERIZAÇÃO HIDRODINÂMICA	43
5.3.1 Enchente	44
5.3.2 Vazante	46
5.4 DINÂMICA SEDIMENTAR	47
<b>6 CONCLUSÃO</b>	<b>50</b>
<b>REFERÊNCIAS</b>	<b>52</b>

## LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1 – MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO, ONDE DESTACAM-SE AS ÁREAS PORTUÁRIAS DE ANTONINA E PARANAGUÁ.	9
FIGURA 2 - FORMAS DE FUNDO DE ACORDO COM O ESPAÇAMENTO ENTRE AS CRISTAS.	20
FIGURA 3 – ÁREA DE ESTUDO APRESENTANDO AS PRINCIPAIS	24
FIGURA 4 - RIOS PRINCIPAIS E SECUNDÁRIOS QUE COMPÕEM A BACIA DE DRENAGEM DO LITORAL PARANAENSE.	26
FIGURA 5 - MAPA BATIMÉTRICO DA BAÍA DE PARANAGUÁ	28
FIGURA 6 - ROTEIRO METODOLÓGICO DE ANÁLISE E AQUISIÇÃO DE DADOS	30
FIGURA 7 - DIVISÃO DO TRANSECTO DE AMOSTRAGEM DE ACORDO COM A PROFUNDIDADE MÁXIMA ENCONTRADA EM CADA SETOR.	31
FIGURA 8 - ACESSO AQUAVIÁRIO AO COMPLEXO PORTUÁRIO DE PARANAGUÁ E ANTONINA.	36
FIGURA 9 – IMAGENS DE SATÉLITE DE 1984 A 2020, ONDE É POSSÍVEL OBSERVAR A EXPANSÃO DO PORTO DE PARANAGUÁ.	39
FIGURA 10 - PROJETOS DE EXPANSÃO PORTUÁRIA DE PARANAGUÁ, EM DESTAQUE OS NOVOS PÍERES DE ATRACAÇÃO E PÁTIOS DE MANOBRAS.	51
FIGURA 11 - PROJETO DE AMPLIAÇÃO E INSTALAÇÃO DO TERMINAL PORTUÁRIO DE PONTAL DO PARANÁ (3P).	51

## LISTA DE TABELAS

TABELA 1 - ÁREAS DRAGADAS E SEUS RESPECTIVOS VOLUMES EM M3	36
TABELA 2 – DADOS METEOROLÓGICOS POR ANO DE AMOSTRAGEM.	40
TABELA 3 – PARÂMETROS METEOROLÓGICOS.	40
TABELA 4 – DIAS DE CHUVA, PLUVIOSIDADE ACUMULADA E DIREÇÃO PREDOMINANTE DO VENTO PARA A ESTAÇÃO VERÃO DE 2008 A 2016.	41
TABELA 5 – DIAS DE CHUVA, PLUVIOSIDADE ACUMULADA E DIREÇÃO PREDOMINANTE DO VENTO PARA A ESTAÇÃO PRIMAVERA DE 2008 A 2016.	42
TABELA 6 – DIAS DE CHUVA, PLUVIOSIDADE ACUMULADA E DIREÇÃO PREDOMINANTE DO VENTO PARA A ESTAÇÃO INVERNO DE 2008 A 2016.	42
TABELA 7 – DADOS DE AMPLITUDE DE MARÉ METEOROLÓGICA MEDIDAS IN SITU.	43
TABELA 8 – DADOS DE CORRENTES POR ANO DE COLETA (CM.S-1).	44
TABELA 9 – DADOS DE CORRENTES POR ANO DE COLETA (CM.S-1).	47
TABELA 10 – TRANSPORTE TOTAL POR CARGA DE FUNDO – ENCHENTE.	48
TABELA 11 – TRANSPORTE TOTAL POR CARGA DE FUNDO – VAZANTE.	49

## LISTA DE GRÁFICOS

GRÁFICO 1 – CURVA DE MARÉ (m) POR ANO DE AMOSTRAGEM.	44
GRÁFICO 2 – DADOS DE CORRENTES POR ANO DE COLETA (CM.S <sup>-1</sup> ) PONTA DO POÇO (PP).	45
GRÁFICO 3 – DADOS DE CORRENTES POR ANO DE COLETA (CM.S <sup>-1</sup> ) CANAL DRAGADO (CN).	46
GRÁFICO 4 – DADOS DE CORRENTES POR ANO DE COLETA (CM.S <sup>-1</sup> ) ILHA DO MEL (IM).	46

## 1 INTRODUÇÃO

Áreas costeiras são, historicamente, locais de grande concentração populacional, onde são desenvolvidas atividades de lazer, pesca, agricultura e portuárias. Assim, todas têm impacto direto e indireto no ambiente (MIRANDA *et al.*, 2002).

Estuários são descritos como um corpos costeiros com uma ou mais conexões com o mar, por este motivo se destacam grandes influências marinha e fluvial nestas regiões, tanto pelo aporte sedimentar quanto pelas variações de descarga fluvial. Entre as classificações de estuário, existem os de planícies costeiras, que tendem a ser mais rasos, principalmente devido à sua origem ser derivada das variações do nível relativo do mar. Este processo é decorrente de milhares de anos, sendo que sua estabilidade depende de um balanço direto entre o aporte continental e o marinho.

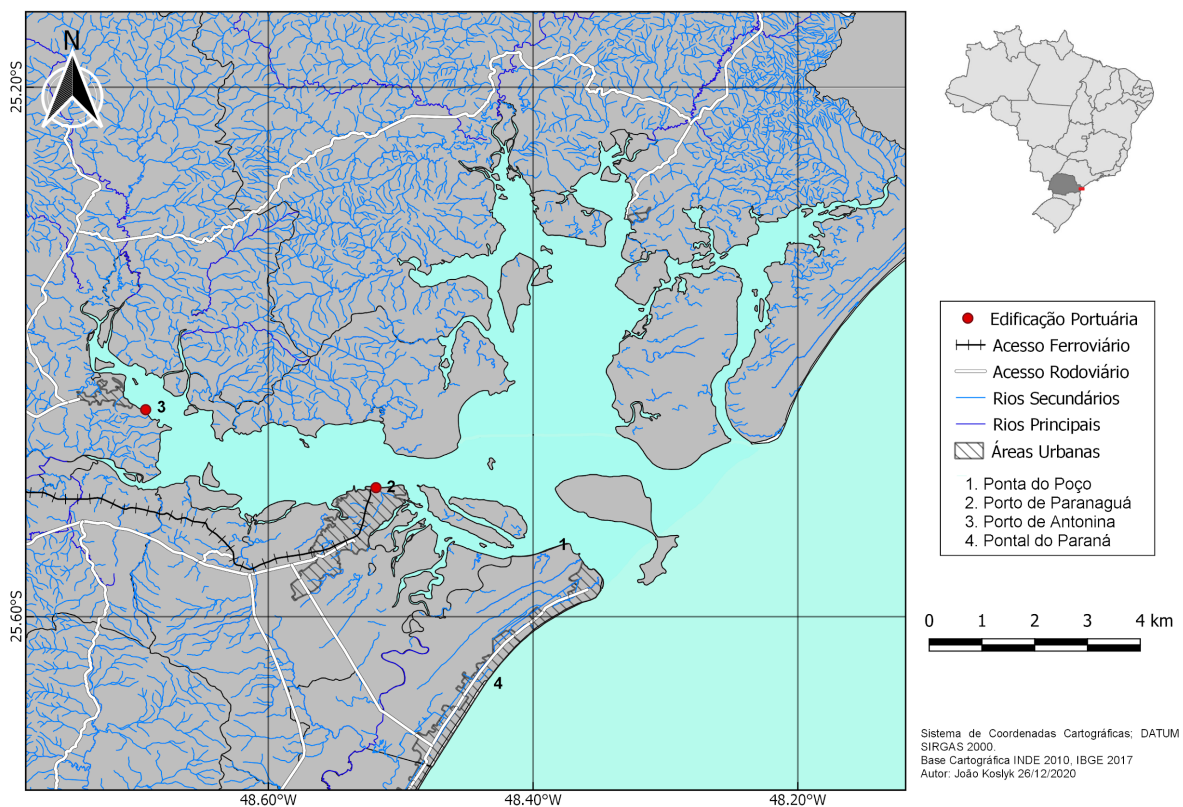
Devido à sua localização estratégica, estes ambientes são preferenciais para a instalação portuária. Obras de ampliação e manutenção dos terminais, geralmente demandam um alto custo e estudos de longo prazo, visando principalmente identificar parâmetros hídricos e sedimentares locais. Estudos realizados por Lana *et al.* (2001) e Júnior e Angulo (2003) contemplam avaliações bióticas e abióticas, além de locais preferenciais de abertura de canal de acesso ao porto, áreas de deposição de sedimentos restantes de operações de dragagem, e interferências na dinâmica sedimentar das regiões adjacentes.

Tessler (2005) afirma que a construção de molhes, a retificação de canais de dragagem e a realização de aterros implicam a exposição das obras à ação de ondas em períodos de tempestade (maior energia). A mudança no balanço sedimentar de uma região pode gerar *déficit* de material disponível, desencadeando fenômenos de recuo da linha de costa.

Ao considerar obras rígidas envolvendo terminais portuários, tem-se obras como construção de píeres para atracação de navios, aterros e dragagens como sendo as que mais influenciam na dinâmica sedimentar da região. Obras de dragagem, construção de molhes e aterros tendem a modificar a dinâmica natural dos sedimentos.

Ao avaliar um caso específico, como o de Paranaguá/PR (figura 1), a instalação de atividades ligadas à Administração dos Portos de Paranaguá e Antonina (APPA) e o projeto do terminal portuário da Ponta do Poço em Pontal do Paraná se tornam uma questão pertinente ao futuro das dinâmicas sedimentar e hídrica da região. Na mesma medida, as obras ligadas diretamente à manutenção e ampliação destes terminais portuários podem interferir nos fluxos de correntes, que, quando alterados, configuram novas áreas de erosão e/ou sedimentação.

FIGURA 1 – MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO, ONDE DESTACAM-SE AS ÁREAS PORTUÁRIAS DE ANTONINA E PARANAGUÁ.



FONTE: O autor.

Atualmente, na região, pode-se encontrar as áreas portuárias de Antonina, Paranaguá e o terminal da Porto de Pontal. Este último está em processo de licenciamento a fim de adaptá-lo como um novo terminal portuário privado, desta forma aumentando sua área de atracagem de navios, vias de acesso e infraestrutura. Além desta ainda pode-se observar os futuros projetos para o Porto de Paranaguá, onde se prevê a construção de mais um terminal de atração próximo ao seu limite Leste e ampliação dos píeres de atracação.

Neste contexto, as profundidades encontradas na Ponta do Poço (>24 m) e as maiores velocidades existentes nesse setor, tornam esta área ponto preferencial para novas instalações de terminais portuários na região. Isto se deve a fatores naturais, dispensando o custo com operações de dragagem e melhor acessibilidade aos terminais.

## 1.1 OBJETIVO GERAL

Avaliar os efeitos das intervenções antrópicas ligadas às atividades portuárias sobre os fluxos de correntes de marés e consequentemente sobre a geomorfologia submarina da desembocadura sul do CEP.

## 1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Caracterizar, a partir de dados pretéritos, o contexto hidrodinâmico de uma seção na desembocadura sul do CEP, avaliando as influências naturais no comportamento dinâmico; e
- Avaliar as influências que as diversas obras de expansão dos portos, as quais alteram a geometria da margem sul e a configuração dinâmica do estuário, tiveram sobre os fluxos de correntes de maré na região de desembocadura.

## 2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

### 2.1 ESTUÁRIOS

#### 2.1.1 Definição geral

Estuários são descritos como ambientes deposicionais permanentes, devido ao constante aporte sedimentar acrescido pela bacia de drenagem continental. Suas características variam de acordo com a amplitude do prisma de maré, a influência marinha, o tipo de aporte sedimentar e as influências meteorológicas.

A terminologia “estuário” deriva da palavra latina *aestuarium*, que significa ambiente de maré. A ação do prisma de maré influencia diretamente a intrusão de água salina no sistema, enquanto as ondas são responsáveis pela dinâmica e aporte sedimentar (PRITCHARD; CAMERON, 1963). No âmbito geomorfológico e ecológico, Perillo (1995 p.26) define estes ambientes como

*Um corpo costeiro com uma ou mais conexões livres com o mar adjacente, onde a água salgada é gradualmente diluída pela água derivada da drenagem fluvial, sendo abrigo de espécies eurihalinas adaptadas a estes ambientes.*

As interações decorrentes da ação de diferentes fatores na costa podem ser vistas normalmente de uma forma complexa e não linear, enquanto as alterações geomorfológicas podem ser visualizadas a partir da dinâmica sedimentar observada no ambiente (PERILLO, 1995; DYER, 1979; OFFICER *et al.*, 1976).

#### 2.1.2 Classificação dos estuários

Do ponto de vista geomorfológico, estuários são classificados a partir de parâmetros específicos, como origem, geomorfologia e critérios sedimentares (PERILLO, 1995).

Quanto à origem, podem ser classificados como:

- **Planície Costeira:** tem origem a partir da última transgressão do nível relativo do mar (transgressão flandriana), quando ocorre a inundação de vales de rios; está associada principalmente ao regime de mesomarés (PERILLO, 1995; SUGUIO; MARTIN; FLEXOR, 1993) e geralmente tem formato afunilado;
- **Fjords:** localizados em altas e médias latitudes, são relacionados à era glacial Pleistocênica, onde mantos de gelo cobriram antigos vales fluviais, alterando completamente sua morfologia devido à pressão exercida pela camada de gelo superior e sua movimentação. Possuem circulação restrita por causa de sua profundidade e da presença de morainas<sup>1</sup> próximas à região da desembocadura;
- **Ilhas Barreiras:** também chamadas lagoas costeiras, estão localizadas em regiões de pequeno *range* de maré e baixa descarga fluvial, apresentando obstrução parcial ou total de sua conexão com o mar adjacente, graças à sazonalidade; e
- **Tectônicos:** geralmente não se enquadram em qualquer uma das definições anteriores, por serem derivados de movimentos tectônicos e vulcanismo, como a Baía de São Francisco (Estados Unidos da América – EUA).

Quando considerados a geomorfologia e os critérios sedimentares, Perillo (1995) propõe dois tipos principais de estuário.

- **Primários:** sua forma é derivada de processos terrestres ou tectônicos, sendo que sua forma inicial não é muito alterada com o decorrer do tempo. Especificamente este tipo de estuário preserva suas características geomorfológicas desde sua formação.
- **Secundários:** sua forma atual é derivada de processos marinhos e da influência direta da descarga fluvial, que atua desde quando o nível do mar atinge parâmetros próximos aos atuais.

---

<sup>1</sup> Carga sedimentar transportada pelas geleiras, formando acumulações escuras ao lado e na parte inferior das geleiras.

Os estuários possuem diferentes formas de zoneamento quando considerados diferentes padrões de análise. Neste sentido, quando considerada a salinidade, podem ser identificadas três zonas principais, de acordo com a classificação de Dalrymple *et al.* (1992):

- **Zona Estuarina Fluvial:** localizada à cabeceira do corpo estuarino com salinidade inferior a 1 psu, caracterizada pela intensa influência da descarga fluvial;
- **Zona de Mistura:** localizada no centro do corpo estuarino, com a salinidade variando de 1 a 35 psu, ocorrendo intensos processos de mistura vertical e horizontal, devido ao encontro de massas d'água de diferentes densidades; e
- **Zona Estuarina Costeira ou Desembocadura:** região de maior influência das forçantes marinhas, como ondas e marés; geralmente apresenta baixo gradiente de salinidade horizontal.

## 2.2 CIRCULAÇÃO ESTUARINA

A circulação dentro do estuário se relaciona a diversos parâmetros, tais como tempo e amplitude de maré, descarga fluvial, meteorologia, tipologia da circulação, entre outros. Para o total entendimento deste processo hidrodinâmico, não se pode levar em consideração apenas medidas instantâneas, mas sim medições sistemáticas, contemplando um ou mais ciclos completos de maré (MARONE; JAMIYANA, 1997).

A circulação geral em águas costeiras e estuarinas é governada por três forçantes principais:

- descarga de água doce;
- correntes de maré;
- tensão do vento.

A água doce – menos densa – tende a se deslocar nas camadas superficiais; enquanto a água marinha, mais salina e com maior densidade, tende a se deslocar nas camadas de fundo (MARONE; JAMIYANA, 1997; MIRANDA *et al.*, 2002; BURCHARD *et al.*, 2004).

Os processos de mistura são regidos principalmente pelas correntes de maré e pela tensão do vento, gerando uma troca de água entre as camadas superficiais e de fundo, sendo responsáveis pelos gradientes verticais e longitudinais de densidade do corpo estuarino. Em eventos extremos, onde a descarga de água doce é superior a intrusão de água salina, a zona de mistura pode ser redirecionada para a zona costeira, sendo que temporariamente os processos de mistura ocorrem nesta região (KJERVE *et al.*, 1987).

Nas camadas superficiais, as isolinhas de pressão se inclinam em direção ao mar, gerando um fluxo neste sentido, enquanto no fundo ocorre o processo inverso – as inclinando em direção ao continente –, gerando um fluxo estuarino em direção à cabeceira do corpo costeiro.

Em estuários de planície costeira, Elliott e Wang (1978) descrevem outros seis tipos de circulação predominantes:

1. **circulação clássica:** fluxo superficial para fora e de fundo para dentro;
2. **circulação reversa:** oposta à clássica;
3. **circulação em três camadas:** fluxo intermediário para fora e fluxos superior e de fundo para dentro;
4. **circulação em três camadas reversa:** oposta à anterior;
5. **circulação de descarga:** fluxo sentido desembocadura em todas as camadas; e
6. **circulação de armazenamento:** fluxo para dentro em todas as camadas.

Apesar de existir grande número de trabalhos relativos ao padrão sedimentar em desembocaduras estuarinas, pouco é conhecido a respeito quando se trata de desembocaduras fixadas por pontais rochosos e sua influência sobre a linha de costa e direcionamento de ondas e marés (FITZGERALD *et al.*, 2000).

A circulação de água dentro do estuário, além de depender do volume de água doce e de água salina que entram e saem do corpo estuarino, também é dependente de sua morfologia; sendo que a presença de pontais rochosos ou ilhas barreira em sua desembocadura causa sua fixação e, por consequência, alteração da dinâmica.

A existência de pontais rochosos na área de desembocadura impede a movimentação livre das partículas sedimentares pelos canais estuarinos e a diminuição da altura das ondas, sendo que os pontos mais profundos dos canais e as bordas desses afloramentos podem funcionar como armadilhas de sedimentos, provocando acúmulo nestes pontos e diminuindo o suprimento sedimentar das praias adjacentes (FITZGERALD *et al.*, 2000).

Quando a velocidade das correntes são superiores a velocidade de decantação do sedimento, estes tendem a ser carregados para fora do canal, caso contrário há a deposição destes dentro dos canais estuarinos.

Em estuários dominados por maré, a areia é movimentada pelas correntes de maré sobre os bancos de areia e pelos canais de vazante. Estes processos nas desembocaduras foram documentados por Ludwick (1974), Lambiase (1980), Harris e Collins (1991), entre outros.

Já nos estuários dominados por ondas, é comum observar um sistema de baixios arenosos próximo à área de desembocadura, gerando desvio dos sedimentos – processo pelo qual a areia se move da parte superior para a inferior da desembocadura (FITZGERALD *et al.*, 2000; REINSON, 1992).

Quando há a codominância de ondas e marés em ambientes estuarinos torna-se comum observar além das barras de espraiamento e os canais de maré vazante e enchente, a formação de entradas (inlets) nas barras de espraiamento, ampliando a intrusão marinha no corpo costeiro (MIRANDA *et al.*, 2002).

### 2.2.1 Tipos de aporte sedimentar

Uma bacia sedimentar, geralmente, é composta por uma mistura heterogênea de grãos de diversos tamanhos, origem e composição. Esta mistura depende das condições preexistentes nas áreas-fonte, tais como:

- parâmetros granulométricos da área-fonte;

- clima;
- padrão de ondas; e
- influências antropogênicas.

Os sedimentos aportados pelos rios tendem a ser mal selecionados, com diâmetro variável. Sendo o estuário um ambiente de encontro entre grandes aportes energéticos, este funciona como um amortizador dessas forças, onde, na desembocadura, são encontrados sedimentos melhor selecionados; enquanto, na cabeceira, o grau de seleção diminui (BIGARELLA, 1978).

Para este autor, a seleção dos grãos é resultado da diminuição gradativa de energia entre a cabeceira e a desembocadura do corpo costeiro.

Os tipos de aporte sedimentar dentro de um estuário de planície costeira são de duas origens principais: marinha e continental. Sedimentos de origem marinha compõem geralmente a área de influência desta força. Estes sedimentos tendem a ser bem selecionados, de granulometria média e baixo grau de assimetria, devido ao contínuo retrabalhamento dos grãos pela ação das ondas. Em contrapartida, sedimentos de origem continental (pluvial) tendem a ser resultado do desgaste da rocha de origem, sendo pouco trabalhados e gerando grande grau de assimetria. A parte intermediária entre estas duas componentes resulta na zona de mistura estuarina ou Zona de Máxima Turbidez (ZMT).

### 2.3 INFLUÊNCIAS METEOROLÓGICAS

A intrusão de água doce no sistema estuarino é resultante principalmente da descarga da bacia de drenagem fluvial, que é dependente do balanço entre a pluviosidade e a evaporação (MIRANDA *et al.*, 2002; GUIMARÃES *et al.*, 1996).

A análise dos índices pluviométricos dentro do corpo estuarino traz observações importantes a respeito da intrusão de água doce no sistema. Assim, utilizando uma análise conjunta desses índices com os perfis longitudinais de correntes superficiais, pode-se observar a resposta do corpo estuarino a esta componente (COLEMAN; WRIGHT, 1971).

O efeito da descarga fluvial no estuário, adicionada pela bacia de drenagem continental, dá origem a um componente de circulação estuarina que normalmente se desloca para fora do estuário. Ao entrar em contato com a água do mar, a mistura desses componentes gera diferenças de densidade ao longo do estuário, causando movimentos de fluxo estuarino forçados pelo gradiente de pressão (OFFICER; LYNCH, 1983).

A superfície do mar funciona como um barômetro invertido quando relacionada às variações de pressão atmosférica. Uma diminuição direta dos valores de pressão (baixa atmosférica), acompanhada de elevação do nível do mar – ainda mais quando associadas a ventos direcionados à costa contra a qual a água se acumula – ocasionará uma elevação do nível de água acima do previsto. Este efeito pode resultar em variações de até 1 cm a cada 1 hPa; sendo que uma variação de 10 hPa nos valores absolutos de pressão atmosférica podendo resultar em uma variação de até 10 cm de altura na coluna d'água (GUIMARÃES *et al.*, 1996; CAMPOS; HARARI; CAMARGO, 2010).

O segundo fenômeno é explicado pela Teoria de Ekman, que aborda as forças devido à tensão do vento paralelo à superfície oceânica. A extensão pela qual estas forças são sentidas verticalmente é determinada pelo tempo de ação e pela estratificação da densidade da coluna de água, que controla a transferência de momento (PUGH, 1987 *apud* CAMPOS; HARARI; CAMARGO, 2010). A resultante do transporte da massa d'água e, conseqüentemente, o empilhamento em regiões de menor profundidade ocorre à esquerda da direção do vento no Hemisfério Sul (GODIN, 1972).

Desta forma, fenômenos meteorológicos podem ser responsáveis pelo aumento ou decréscimo do nível do mar em determinada região, sendo particularmente importantes quando os valores registrados estão acima dos previstos em modelos numéricos, sendo possível identificar separadamente os efeitos do vento e da pressão atmosférica.

Estas variações do nível do mar localmente submetem a linha de costa a processos erosivos e deposicionais, até o momento em que um novo equilíbrio seja estabelecido.

## 2.4 TRANSPORTE SEDIMENTAR

O transporte de partículas sedimentares responde diretamente à interação entre dois fatores: tamanho do grão e o fluxo de água sobre ele. Desta forma, pode-se caracterizar este transporte como sendo por arrasto, suspensão ou salteamento.

Sedimentos são classificados de acordo com o diâmetro da partícula, variando entre argilas ( $<4\mu m$ ), silte ( $>4\mu m$ ;  $<63\mu m$ ) e areias ( $>63\mu m$ ;  $<1000\mu m$ ). É importante lembrar que estes são classificados como sedimentos coesivos, onde a força intermolecular das partículas as fazem flocular rapidamente em direção ao fundo, inibindo o fluxo ascendente de energia turbulenta do leito (PRANDLE, 2009).

Modelos empíricos sobre o transporte sedimentar próximo ao fundo são usados para descrever as taxas de erosão e deposição – determinadas pela composição do fundo e sua rugosidade. Detalhadamente, alguns autores (GRANT; MADSEN, 1979; VAN RIJN; KROON, 1992; SOULSBY, 1997) descrevem estes regimes sedimentares associados a correntes de maré e ondas, considerando principalmente a variação de material particulado em suspensão.

A camada limite de fundo é a interface entre o fundo estuarino e a camada de água diretamente ligada acima dele, onde a fricção de fundo reduz a velocidade da corrente, aumentando a mistura turbulenta e, conseqüentemente, o transporte ou deposição de sedimentos.

Análises da dinâmica da camada limite de fundo são importantes para obter estimativas sobre a velocidade de fricção e o estresse cisalhante do fundo, ofertando informações importantes sobre a dinâmica sedimentar (KAJI *et al.*, 2011).

O cálculo da espessura da camada de Ekman de fundo ( $h_e$ ) pode ser feito a partir da Equação 1 (ARMI; MILLARD, 1976):

$$h_e = 0,4(u_*/f) \quad (1)$$

onde:

$u_*$  = velocidade cisalhante expressa em  $m.s^{-1}$

$f$  = parâmetro de Coriolis ( $f = 2\Omega \sin\varphi$ )

onde:

$\Omega$  = velocidade angular de rotação da Terra em  $rad.s^{-1}$

$\varphi$  = latitude

#### 2.4.1 Formas de fundo

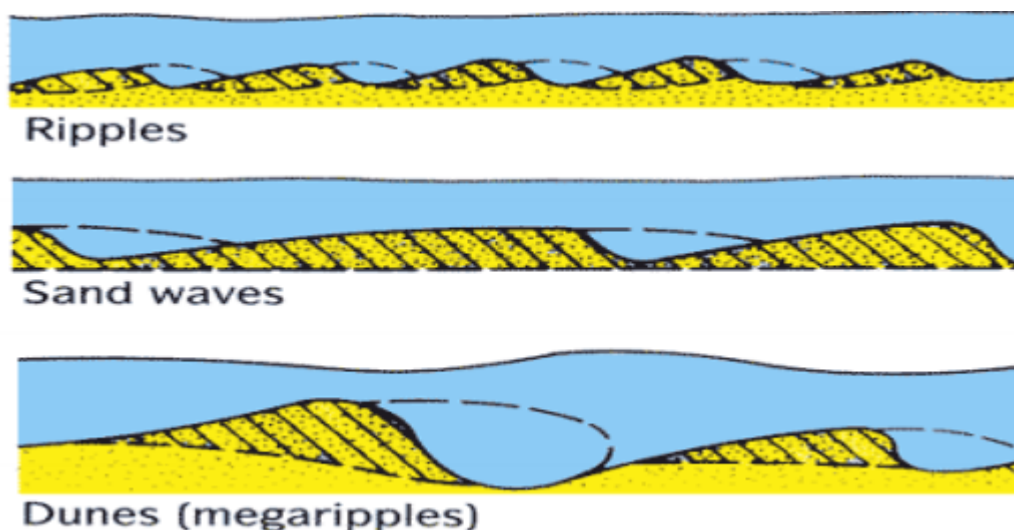
O relevo de fundo submarino é uma resposta ao fluxo acima dele e ao tipo de sedimento encontrado no leito, tendo como consequência direta formas geométricas em escalas muito maiores que a do próprio grão de sedimento (KOMAR, 1976).

As forças atuantes sobre o leito de escoamento devem, então, ser fortes o suficiente para transportar o grão, sendo possível identificar as perturbações em forma de pequenas ondas, refletindo as características erosivas ou deposicionais do fundo.

Estudos desenvolvidos por Boothroyd (1975) indicam que o tipo da forma de fundo é regido por três fatores principais: máximo das velocidades de correntes de enchente; assimetria na velocidade (diferença entre as velocidades máximas das correntes de enchente e vazante); e pela duração de um fluxo em uma dada velocidade.

As formas de fundo (figura 2) são classificadas com base no espaçamento entre elas, não de acordo com a altura. As *ripples* são formas com espaçamentos inferiores a 60 cm; *megaripples* têm espaçamentos de 60 cm a 6 m; e *sandwaves* são formas de fundo com espaçamento superior a 6 m (BOOTHROYD; ASHLEY, 1975).

FIGURA 2 - FORMAS DE FUNDO DE ACORDO COM O ESPAÇAMENTO ENTRE AS CRISTAS.



FONTE: Modificado de BLATT *et al.*, 1980

Morfologicamente, as *megaripples* são caracterizadas por uma linha de crista sinuosa, geralmente com cavidades bem desenvolvidas à jusante da linha de crista, sendo também caracterizadas por uma pequena relação entre espaçamento e altura (índice de ondulação) em comparação às *sandwaves*.

As *sandwaves*, que têm uma relação espaçamento x altura muito grande, podem ser denominadas formas de fundo bidimensionais, enquanto as *megaripples* são formas de fundo tridimensionais.

As curvas de velocidade obtidas ao longo de um ciclo completo de marés ilustram que as *megaripples* são caracterizadas por uma alta velocidade de fluxo e pouca ou nenhuma assimetria de velocidade. A curva de velocidade para *sandwaves* mostra uma velocidade máxima de vazão e grande assimetria de velocidade (BOOTHROYD; ASHLEY, 1975). As formas de transição caem entre essas duas curvas, sendo caracterizadas por uma velocidade máxima mais baixa e pouca assimetria.

#### 2.4.2 Equações de transporte sedimentar

Para a predição de transporte de sedimentos próximo ao fundo (*bed-load*), diversos autores consideram os canais ou transectos de geometria retangular e adimensional, considerando ser o atrito igual em todos os pontos, assim o mesmo volume de água passa em qualquer ponto do trecho analisado (SHIELDS, 1936; MIRANDA *et al.*, 2002; MERRITT, 2003).

Desta forma é possível simplificar o estudo do transporte a partir de equações mais simples, adquirindo as magnitudes essenciais para a formulação do modelo, sendo melhor verificado a partir da velocidade média registrada no centro do canal (SHIELDS, 1936; MIRANDA *et al.*, 2002; MERRITT, 2003).

A taxa de transporte sedimentar é definida como a quantidade de partículas sedimentares por unidade de tempo que percorrem um determinado plano vertical, paralelo ao fluxo.

O cálculo da velocidade crítica de cisalhamento da corrente é realizado a partir das equações estabelecidas pelo parâmetro de Shields ( $\theta_{cr}$ ) pelo método de Yalin (Equação 2), onde:

$$\begin{aligned} \log \theta_{cr} &= 0.041(\log Y)^2 - 0.356 \log Y - 0.977 \\ &Y < 100, \\ \log \theta_{cr} &= 0.132 \log Y - 1.804, \\ &100 < Y \leq 3000, \\ \theta_{cr} &= 0.045, \quad Y > 3000 \end{aligned} \quad (2)$$

Onde o parâmetro adimensional de Yalin é definido por (Equação 3):

$$Y = \left[ (\rho_s - \rho)gD^3 / \rho v^2 \right]^{0.5} \quad (3)$$

onde:

- $\rho_s$  = densidade do sedimento (kg/m<sup>3</sup>)
- $\rho$  = densidade do fluido (kg/m<sup>3</sup>)
- $v$  = viscosidade cinemática do fluido
- $D$  = diâmetro médio do sedimento, em metros

Assim, o valor de  $\theta_{cr}$  pode então ser utilizado para o cálculo do estresse cisalhante crítico ( $\tau_{cr}$ , N/m<sup>2</sup>), que é definido como o estresse mínimo necessário para que partículas classificadas entre areias finas a médias possam ser remobilizadas (Equação 4):

$$\tau_{crs} = \theta_{cr}(\rho_s - \rho)gD \quad (4)$$

Li e Amos (2001) ainda estabeleceram o parâmetro de *estresse* cisalhante crítico para o qual os sedimentos entram em transporte por suspensão ( $\tau_{cr}$ ), partindo da relação (Equação 5):

$$\tau_{crs} = 0,64\rho\omega_s^2 \quad (5)$$

Onde:

- $\omega_s$  = velocidade de decantação do sedimento

Atualmente, existem muitos modelos diferentes de erosão e transporte de sedimentos, variando entre as amplas categorias de modelos. Esses modelos diferem em complexidade, nos processos modelados, na escala em que são aplicados e nas suposições em que se baseiam (MERRITT, 2003).

Para a caracterização do transporte sedimentar, Meyer-Peter e Müller (1948; Equação 6) e Van Rijn (1984, 2007; Equação 7) descrevem equações de transporte representativas para canais estuarinos.

$$\phi = 8 (\theta - \theta_{cr})^{3/2} \quad (6)$$

$$q_b = 0,5\rho f_{silt} d_{50} D_*^{-0,3} (\tau_c/\rho)^{0,5} (\tau_c \tau_{cr}/\tau_{cr}) \quad (7)$$

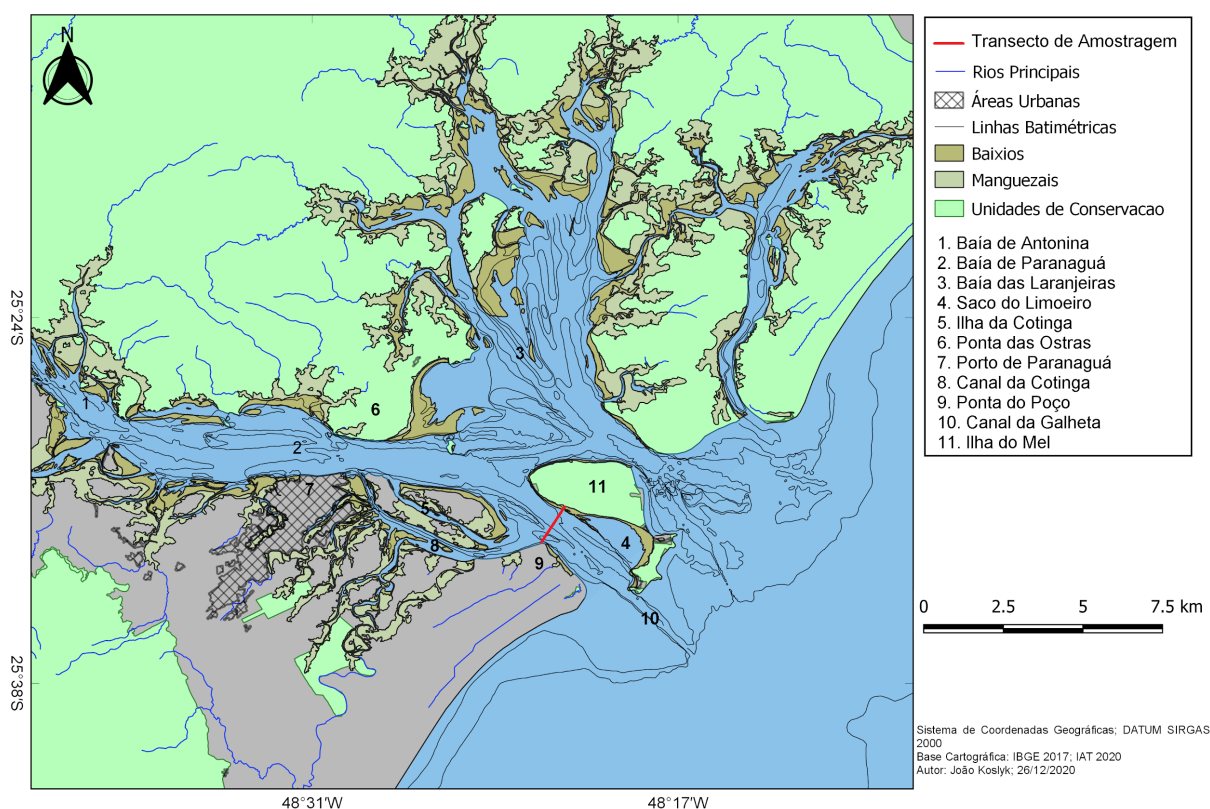
Estas equações descrevem o transporte em canais de características adimensionais e fundo composto por material não coesivo, sendo o mais indicado para a área de estudo presente neste trabalho. O resultado é representado em taxa adimensional e convertido em transporte por carga de fundo a partir da Equação 8.

$$\phi = \frac{q_b}{[g(s-1)d_{50}^3]^{1/2}} \quad (8)$$

### 3 ÁREA DE ESTUDO

O CEP (25°15'S/48°35'W) está localizado na Região Sul do Brasil (Figura 3), tendo área total de 677 mil km<sup>2</sup> (PARANÁ, 2004) e volume aproximado de 1,4x10<sup>9</sup>m<sup>3</sup> (KNOPPERS *et al.*, 1987).

FIGURA 3 – ÁREA DE ESTUDO APRESENTANDO AS PRINCIPAIS TOPONÍMIAS RELATIVAS AO CEP, LINHAS BATIMÉTRICAS E TRANSECTO DE AMOSTRAGEM.



FONTE: O autor.

Este complexo estuarino é composto por dois eixos: o das Laranjeiras, com orientação Norte-Sul, que possui cerca de 30 km de comprimento e 13 km de largura; e o de Paranaguá, com orientação Leste-Oeste, com 56 km de comprimento e 7 km de largura, onde se inclui a Baía de Antonina, localizada em sua cabeceira (MAYERLE *et al.*, 2015; LAMOUR *et al.*, 2004). A região da Baía de Paranaguá é composta pela maior reserva de Mata Atlântica brasileira em sua margem Norte; já a margem Sul abriga a cidade e o Porto de Paranaguá, além das comunidades tradicionais e outros terminais portuários presentes no local (IPARDES, 1989; PARANÁ, 2004).

O clima da região é influenciado pelo Anticiclone do Atlântico Sul e pelo Anticiclone Migratório Polar (BIGARELLA *et. al.*, 1978; IPARDES, 1989; MANTOVANELLI, 1999), sendo sua maior perturbação causada pelas frentes frias com orientação SW-NE. Estas frentes tendem a ser bloqueadas pela Serra do Mar, intensificando sua duração na região por dias.

A dinâmica regional de ventos predomina no quadrante NE com velocidades médias entre  $4 \text{ m.s}^{-1}$ , enquanto em eventos ocorridos a partir do quadrante SE possuem velocidades atingindo os  $25 \text{ km.s}^{-1}$  (PARANÁ, 2004).

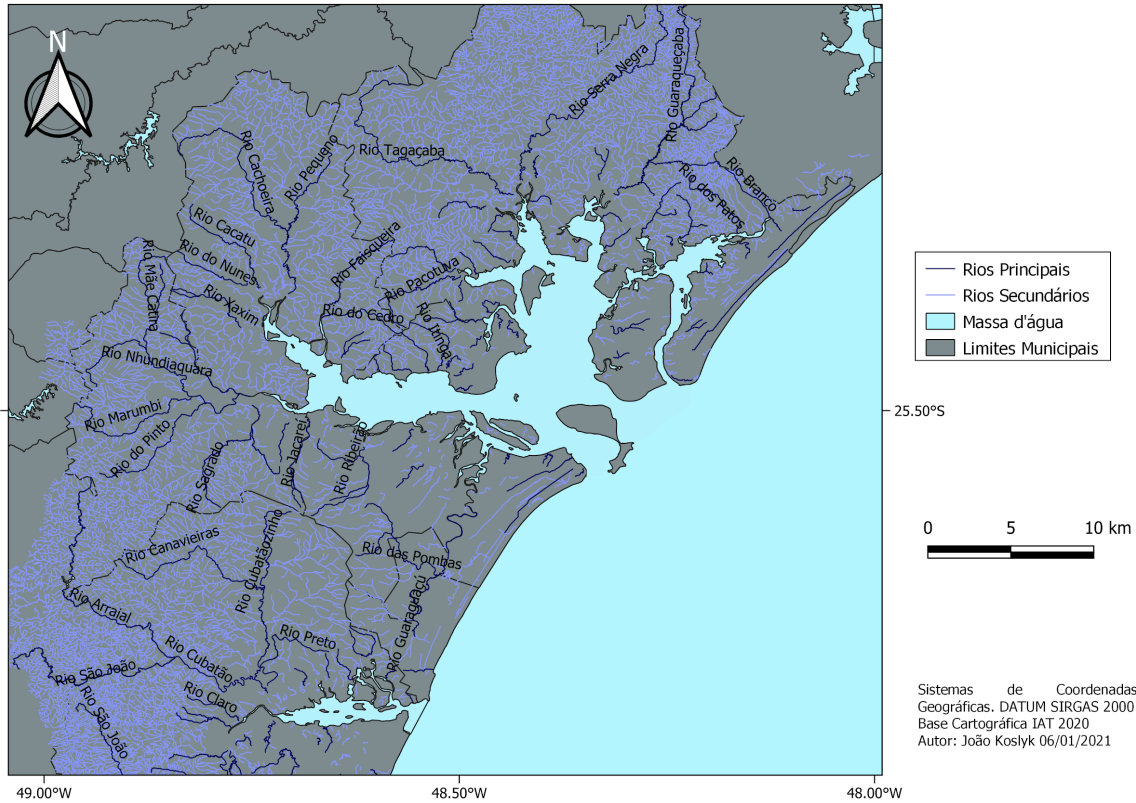
Ainda nesta região, são registrados os maiores índices pluviométricos do litoral paranaense, registrando valores entre 2.000 e 2.200 mm anuais (VANHONI; MENDONÇA, 2008). Em eventos extremos, como quando há a influência do *El Niño* estes valores podem chegar a 5000 mm anuais, na região da Serra do Mar (SOUZA, 2006).

### 3.1 DRENAGEM SUPERFICIAL

De acordo com Paula (2006) a Baía de Antonina apresenta cinco bacias hidrográficas, além de mais quatro áreas incrementais que englobam bacias menores, drenando a Serra do Mar. Assim, pode-se identificar na região duas bacias hidrográficas principais: a bacia de Antonina, cujo rio principal é o Cachoeira; e a bacia do Nhundiaquara, que deságua no sentido S-SW, onde se destaca o rio Nhundiaquara (BIGARELLA *et al.*, 1978). contemplando um total de  $1621,5 \text{ km}^2$  (Figura 4).

Os rios que compõem estas bacias, em sua maioria, possuem origem nas partes mais altas da Serra do Mar – que circundam todo o complexo estuarino, sendo responsáveis pelo aporte de água doce para o estuário. Quando consideradas apenas as baías de Antonina e de Paranaguá, estas são responsáveis por 52% do aporte total da bacia de drenagem. Sendo a razão entre a área de bacia de drenagem e a área do corpo estuarino igual a 0,12, evidenciando que as Baías de Antonina e Paranaguá sofrem influência maior do aporte de água continental quando comparada à Baía de Laranjeiras (MANTOVANELLI, 1999).

FIGURA 4 - RIOS PRINCIPAIS E SECUNDÁRIOS QUE COMPÕEM A BACIA DE DRENAGEM DO LITORAL PARANAENSE.



FONTE: O Autor

### 3.2 HIDRODINÂMICA

O CEP está sujeito ao regime de micromarés de caráter semidiurno, com amplitudes máximas entre 1,3 e 1,7 m. Este regime, proposto por Davies *et al.* (1964), é definido como parcialmente misturado do tipo dois do diagrama Estratificação – Circulação.

Diversos autores (MARONE; JAMIYANA, 1997; MANTOVANELLI, 1999; LAMOUR; SOARES; CARRILHO, 2004) descrevem a ocorrência de marés meteorológicas na região como associada à entrada de frentes frias, que provocam a queda de temperatura e o aumento nos valores de pressão atmosférica, além de variações em sua amplitude real, gerando discrepâncias quando comparadas às previsões astronômicas .

As ondas na desembocadura sul do complexo estuarino são influenciadas pela direção predominante dos ventos, possuindo período entre 6 e 10 s, e

amplitude significativa de ondas entre 0,5 e 1,5 m, podendo chegar a de 2 a 3 m em eventos de alta energia (MARONE; CAMARGO, 1994). A direção predominante da incidência do trem de ondas tem características sazonais, variando entre S-SW, no inverno.

Ondas provenientes do quadrante SW podem ser interpretadas como resultado da refração destas em contato com as feições de fundo, cujo efeito é a propagação perpendicular à costa (QUADROS, 2002). A análise deste padrão no verão corresponde ao quadrante NE, com menor amplitude e período próximo à 7 s.

É possível detectar a presença de deltas de maré na desembocadura Norte, com predomínio de fluxos mais intensos na vazante e desvio das correntes de enchente em direção ao Canal da Cotinga, concentrando os fluxos de maré para este ponto, onde se encontram as maiores profundidades (NOERNBERG, 2001; LAMOUR, 2007; MARONE; JAMIYANA, 1997).

As correntes de maré dentro do corpo estuarino do CEP apresentam as maiores velocidades ( $< 0,30 \text{ m.s}^{-1}$ ) na região compreendida como Ponta do Poço, onde também são encontradas as maiores profundidades do estuário ( $> 24 \text{ m}$ ). Na porção interna da Desembocadura Sul, as velocidades variam entre  $0,59 \text{ m.s}^{-1}$  em períodos de enchente, e  $0,97 \text{ m.s}^{-1}$  em períodos de vazante. Enquanto no mesmo transecto da desembocadura – onde a profundidade não é maior que 3 m – as velocidades variam entre  $0,32$  e  $0,87 \text{ m.s}^{-1}$  em cada período de maré, respectivamente (CATTANI; LAMOUR., 2016).

### 3.3 BATIMETRIA

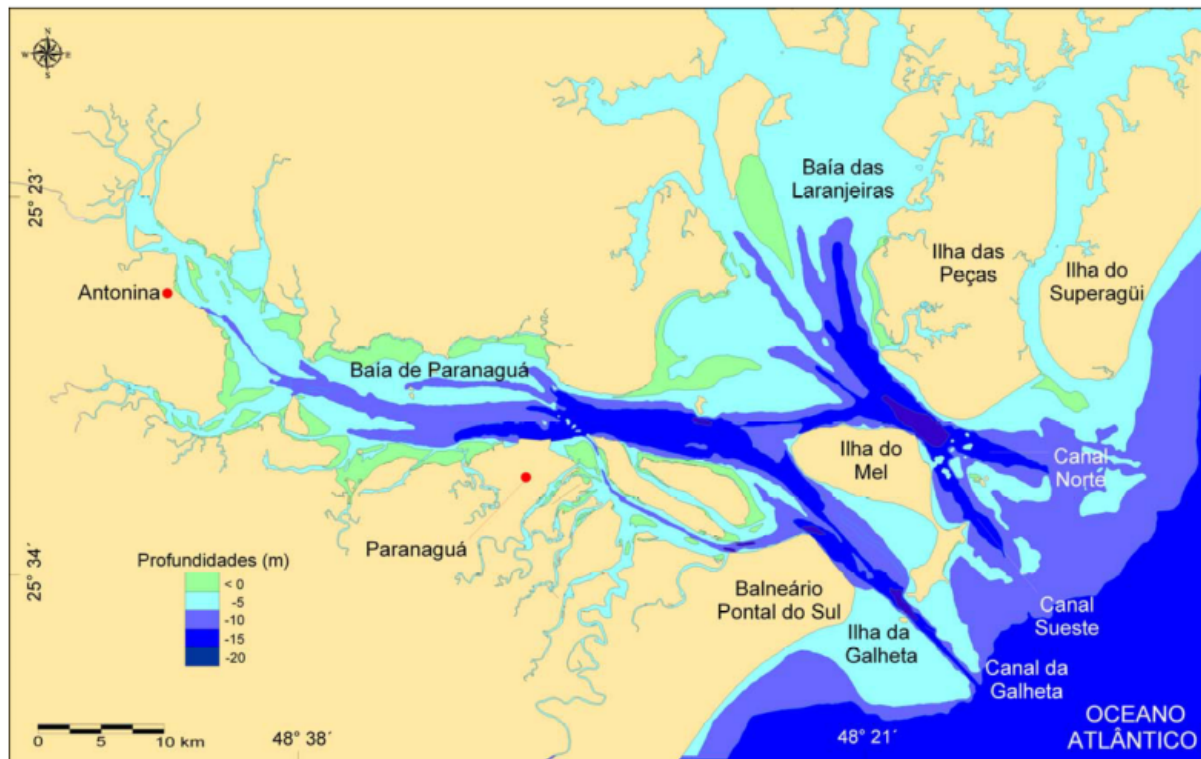
Os estudos relativos à batimetria do CEP correspondem a diversos autores (CATTANI; LAMOUR, 2016; NOERNBERG, 2001; MARONE, JAMIYANA, 1997).

No geral (figura 5), o estuário possui batimetria relativamente rasa (isóbata  $< 5 \text{ m}$ ), com canais laterais profundos (profundidade superior a 15 m), além dos canais de acesso aos terminais portuários (isóbata  $\approx 10 - 15 \text{ m}$ ).

A presença deste canal mais profundo na região da Ponta do Poço já gerou interesse de empresas para a instalação do terminal portuário, como o de Pontal do Paraná (3P), e a pretensão de instalação de uma fábrica de tubulações para petróleo (SubSea 7), Apesar da área relativamente mais profunda ser restrita ao Canal da Cotinga (LAMOUR, PAULA *no prelo*, 2020). Além deste canal, também pode-se notar a presença de uma região com profundidade superior aos 20m

próximo a Ilha das Cobras, porém neste caso é devido a presença do afloramento rochoso, e não necessariamente devido às velocidades das correntes nesse ponto.

FIGURA 5 - MAPA BATIMÉTRICO DA BAÍA DE PARANAGUÁ



FONTE: Modificado de LAMOUR (2007)

Devido à orientação transversal à costa, o CEP não apresenta tendência à formação de deltas de canais de enchente (ANGULO, 1999). Ainda segundo este autor, a Desembocadura Sul do CEP apresenta o maior delta de maré vazante do litoral paranaense.

Cattani e Lamour (2016) realizaram estudo sobre a variação batimétrica do CEP entre 1999 e 2008, constatando áreas preferenciais de erosão e deposição dos sedimentos em quatro áreas, sob diferentes graus de impacto antrópico, conforme descrito posteriormente.

Na cabeceira do estuário há padrões de sedimentos distintos entre as margens SW e NE, relacionados principalmente às correntes de desvio longitudinais e ao atrito derivado da energia das ondas. Devido à pequena profundidade desta região, existem baixios pantanosos que ficam expostos graças aos ciclos de maré. Nesta área, os autores (CATTANI; LAMOUR, 2016) descrevem as maiores taxas de sedimentação dentro do estuário.

Na região central do estuário, que compreende a ZMT, está localizado o Porto de Paranaguá. Nesta parte, em razão da presença do canal de acesso e das concentrações urbanas relativas ao município de Paranaguá, está concentrada a maior parte do impacto antrópico do estuário.

Entre as zonas de cabeceira e a desembocadura, podem ser encontrados os canais de maré vazante, canais de acesso ao porto e planícies inundáveis, como a Ilha Rasa da Cotinha e a Ilha da Cotinha. Estas regiões abrigam diversas espécies adaptadas ao regime de marés da região. Neste mesmo ponto, encontra-se a maior profundidade da região (isóbata = 24 m), Ponta do Poço.

Esta maior profundidade é motivada por fatores fisiográficos e hidrodinâmicos, como a dinâmica sedimentar e convergência de correntes de vazante nesta região.

### 3.4 SEDIMENTOS DE FUNDO

Os sedimentos de fundo do CEP compreendem uma mistura heterogênea de diferentes granulometrias de acordo com a área estuarina e as forçantes que são exercidas sobre as partículas sedimentares.

Em estudo realizado por Lamour, Soares e Carrilho (2004), os autores evidenciam a diferenciação dos parâmetros sedimentares entre a Baía de Laranjeiras e a Baía de Paranaguá. Esta última apresenta sedimentos variando entre areias finas e silte médio, sendo que os sedimentos finos estão dispostos em duas grandes áreas de orientação E-W.

Paula (2010) estima que o maior aporte sedimentar ocorre na Baía de Antonina, devido à proximidade da Serra do Mar, totalizando  $\approx 40,4 \text{ ton.km}^{-2}.\text{ano}^{-1}$  de sedimentos transportados para o interior do estuário. Estas partículas são redistribuídas, através dos fluxos estuarinos, pelo eixo E-W do CEP (CATTANI, 2012).

Lamour (2007) descreve que as variações dos sedimentos de fundo ao longo do estuário possuem três ambientes deposicionais principais:

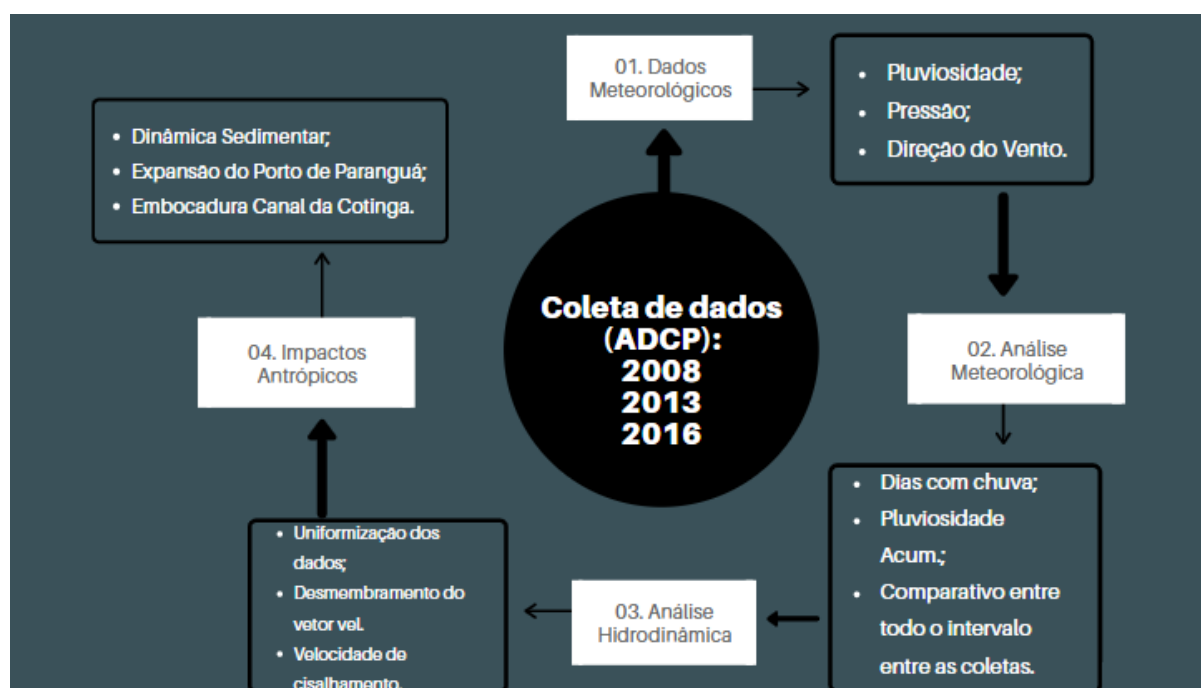
- Ambiente de Influência Marinha – sedimentos finos e médios; moderadamente a bem selecionados;

- Zona de Máxima Turbidez – areias finas a muito finas e siltes finos; pobremente selecionados; e
- Zona de Cabeceira – siltes e argilas; muito pobremente selecionados.

#### 4 MATERIAIS E MÉTODOS

A metodologia deste trabalho segue conforme a diagramação da figura 6, sendo posteriormente detalhado neste documento.

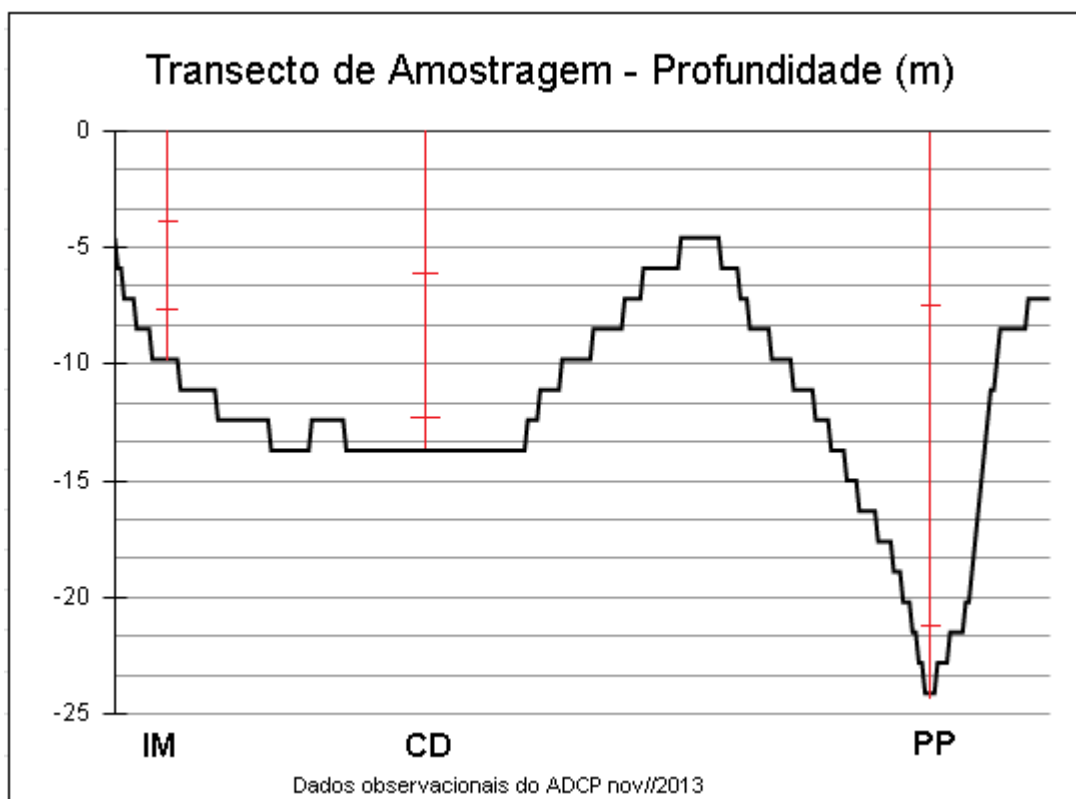
FIGURA 6 - ROTEIRO METODOLÓGICO DE ANÁLISE E AQUISIÇÃO DE DADOS



FONTE: O Autor

Os dados referentes às coletas de velocidade bruta das correntes correspondem às datas de fevereiro de 2008 (UEDA, 2008), novembro de 2013 e setembro de 2016 (Laboratório de Oceanografia Geológica/UFPR – LOGeo), sendo obtidos pela utilização de um correntômetro acústico ADCP (do inglês, *acoustic Doppler current profiler* – SonTek) em um mesmo transecto da desembocadura Sul do CEP (Figura 7). Nesta área há a convergência dos fluxos estuarinos e maior impacto antrópico devido a operações de dragagens realizadas pela APPA, se estendendo entre a Ponta do Poço até a Ilha do Mel.

FIGURA 7 - DIVISÃO DO TRANSECTO DE AMOSTRAGEM DE ACORDO COM A PROFUNDIDADE MÁXIMA ENCONTRADA EM CADA SETOR.



FONTE: LOGeo / UFPR - Organizador: O Autor

Apesar de as medições terem sido realizadas contemplando um ciclo de maré completo nas coletas de 2013 e 2008, a coleta realizada em 2016 contemplou apenas meio ciclo de maré de sizígia (12,3h). Assim, para se obter parâmetros de comparação, foram selecionados apenas os momentos de coleta dos anos anteriores, facilitando a observação das diferenças entre os padrões hidrodinâmicos destes.

Os dados foram obtidos de forma similar em relação ao método de amostragem, onde o correntômetro percorreu todo o transecto de amostragem, realizando a medição direta do vetor velocidade ao longo de toda a profundidade e extensão da área. Isto possibilitou a seleção dos dados referentes aos máximos e mínimos de velocidades de correntes (uma hora antes e após cada preamar e baixamar do ciclo de maré), que coincidem com o transporte máximo ocorrido dentro do transecto.

Para a análise das velocidades brutas de correntes coletadas em cada oportunidade, foi aplicada a análise metodológica descrita por Miranda *et al.* (2002), que trata do desmembramento da velocidade total nos eixos longitudinais (Ox/u) e transversais (Oy/v) ao transecto de coleta.

$$u = V.\cos(\theta) \quad v = V.\sen(\theta) \quad (9)$$

onde: u corresponde a componente longitudinal do vetor velocidade;  
v corresponde a componente transversal do vetor velocidade;  
V corresponde ao valor bruto do vetor velocidade; e  
 $\theta$  é a angulação do vetor velocidade.

A partir da decomposição dos vetores velocidade, estes dados foram tabulados sendo identificados os máximos e mínimos de velocidade entre cada componente (velocidade total, velocidade longitudinal e velocidade transversal) e direção preferencial da corrente. Após esse segmento, foi plotado um gráfico da progressão da velocidade longitudinal (x) entre cada ponto de amostragem de acordo com a profundidade de cada setor, facilitando a observação e comparação entre eles.

As diferenças encontradas entre a sazonalidade das coletas foi fundamental para o estabelecimento de uma progressão temporal do contexto hidrodinâmico e os seus efeitos sobre a superfície de fundo do estuário.

Para esta caracterização foi necessário observar, para cada período de amostragem, o volume pluviométrico registrado (BONETTI FILHO; MIRANDA, 1997). Nesta avaliação, os dados referentes aos parâmetros meteorológicos foram retirados da estação meteorológica próxima à desembocadura e anteriormente ao transecto de amostragem (Porto de Paranaguá). Os dados de variação de pressão, temperatura e pluviosidade foram solicitados na plataforma do Banco de Dados Meteorológicos do Instituto Nacional de Meteorologia (Inmet), sendo disponibilizados em quatro intervalos diários (a cada seis horas), e considerando os 40 dias anteriores e 14 dias posteriores a cada coleta, conforme descrito por Miranda *et al.* (2002). Desta forma, a observação destes parâmetros permite calcular a descarga total de água doce da bacia de drenagem continental dentro do estuário, obtendo-se assim um parâmetro de comparação entre as coletas, correlacionando recortes temporais onde estes parâmetros são idênticos.

A tabulação dos dados meteorológicos foi feita evidenciando os máximos de pluviosidade ( $\text{mm.mês}^{-1}$ ) combinados às altas de pressão no intervalo (maior que a média de pressão registrada no intervalo de 2008 a 2016) e à direção predominante do vento (a favor ou contra o momento de maré), identificando-se, assim, a ocorrência ou não de maré meteorológica no dia de amostragem. Para a obtenção da direção predominante do vento em cada estação, foi calculada a moda deste parâmetro.

Considerando que a resposta temporal do substrato aos processos de transporte é efeito direto de um período de ao menos duas estações anteriores, é possível fazer a extrapolação dos dados e assim correlacionar os períodos (LAMOUR, 2007). Para identificar períodos com características meteorológicas similares foram extraídos os dados de todo o intervalo temporal entre as coletas (de 2008 a 2016), comparando cada estação de um ano para outro e selecionando anos com condições meteorológicas equivalentes.

A partir dos segmentos anteriores, foi efetuada a caracterização hidrodinâmica do transecto, observando canais preferenciais de direcionamento do fluxo de água dentro da desembocadura Sul do estuário segundo as velocidades longitudinais obtidas pela Equação 9, combinadas com a batimetria do transecto de amostragem obtidas através de carta náutica fornecida pelo site oficial da Marinha<sup>2</sup> combinada ao mapeamento realizado por Cattani e Lamour (2016).

Após este passo, foi calculado o limiar de transporte sedimentar a partir da velocidade crítica de cisalhamento da corrente. Para tanto, foi efetuada uma ponderação numérica das velocidades de correntes longitudinais próximas ao fundo, onde o valor da componente é multiplicado pelo parâmetro de profundidade (0 equivale à superfície e 1 equivale ao fundo).

Foram selecionadas as velocidades com maior interação com o leito do transecto ( $0,9 \leq \text{prof.} \leq 1$ ) e calculada a média das velocidades registradas na camada de Ekman de fundo, obtendo-se parâmetros de transporte sedimentar por arrasto e salteamento das partículas sedimentares que compõem as formas de fundo. Combinando este método ao desvio padrão da amostragem, foi viável caracterizar possíveis alterações nas condições hidrodinâmicas ao longo do tempo,

---

<sup>2</sup> Marinha do Brasil (2020).

relacionando intervalos de tempo a condições de descarga fluvial e padrões meteorológicos semelhantes.

As partículas sedimentares que compõem o transecto de amostragem são classificadas em areias finas, muito bem selecionadas (LAMOUR; SOARES; CARRILHO, 2004; LAMOUR, 2007; CATTANI; LAMOUR, 2016), gradando para areias médias, bem selecionadas, na entrada do canal principal de vazante (diâmetro médio de 0,25 a 0,5 mm). O mapeamento sedimentar utilizado para a obtenção destes dados foi retirado da combinação dos trabalhos realizados por Cattani e Lamour (2016), Oliveira (2014), Souza (2012) e Lamour, Soares e Carrilho (2004); sendo aplicados nas equações de transporte que contemplam estas partículas, conforme descrito por Yalin (1963) e já utilizadas em trabalhos realizados por Merritt, Letcher e Jakeman (2003) e Fernandez *et al.* (1976), onde os autores comparam o modelo numérico de Yalin com os fluxos dentro de um canal adimensional retangular, de fundo irregular, composto por estas categorias de sedimentos.

O cálculo da velocidade crítica de cisalhamento da corrente foi realizado a partir das equações estabelecidas pelo parâmetro de Shields ( $\theta_{cr}$ ) pelo método de Yalin (Equação 10), onde:

$$\begin{aligned} \log \theta_{cr} &= 0.041(\log Y)^2 - 0.356 \log Y - 0.977 \\ &Y < 100, \\ \log \theta_{cr} &= 0.132 \log Y - 1.804, \\ &100 < Y \leq 3000, \\ \theta_{cr} &= 0.045, \quad Y > 3000 \end{aligned} \quad (10)$$

onde o parâmetro adimensional de Yalin é definido pela Equação 11:

$$Y = \left[ (\rho_s - \rho)gD^3 / \rho v^2 \right]^{0.5} \quad (11)$$

sendo:  $\rho_s$  = densidade do sedimento (kg/m<sup>3</sup>);  
 $\rho$  = densidade do fluído (kg/m<sup>3</sup>);  
 $\nu$  = viscosidade cinemática do fluído;  
 $D$  = diâmetro médio do sedimento, em metros.

Assim, o valor do  $\theta_{cr}$  pôde então ser utilizado para o cálculo do estresse cisalhante crítico ( $\tau_{cr}$ , N/m<sup>2</sup>), que é definido como o estresse mínimo necessário para que partículas classificadas entre areias finas e médias possam ser remobilizadas (Equação 12):

$$\tau_{cr} = \theta_{cr}(\rho_s - \rho)gD \quad (12)$$

Li e Amos (2001) ainda estabeleceram o parâmetro de estresse cisalhante crítico para o qual os sedimentos entram em transporte por suspensão ( $\tau_{crs}$ ), partindo da relação (Equação 13):

$$\tau_{crs} = 0.64\rho\omega_s^2 \quad (13)$$

onde  $\omega_s$  é a velocidade de decantação do sedimento.

A comparação direta entre os parâmetros de estresse mínimo necessário e a velocidade máxima da componente longitudinal do vetor velocidade dentro da camada de fundo, ao longo do tempo, em cada região (figura 7) – Ponta do Poço/ PP (profundidade máxima de 24 m), Canal Dragado/ CD (14 m) e Ilha do Mel/ IM (6 m) – demonstra como a variação do fluxo se relaciona à capacidade das correntes de mobilizar sedimentos.

Havendo variação do estresse crítico de cisalhamento da corrente, pode-se inferir a consequência direta no meio; identificando-se em qual setor isto ocorre, é possível verificar a consequência direta desta variação no leito, resultante das alterações na dinâmica sedimentar.

## **5 RESULTADOS E DISCUSSÃO**

### **5.1 AÇÃO ANTRÓPICA**

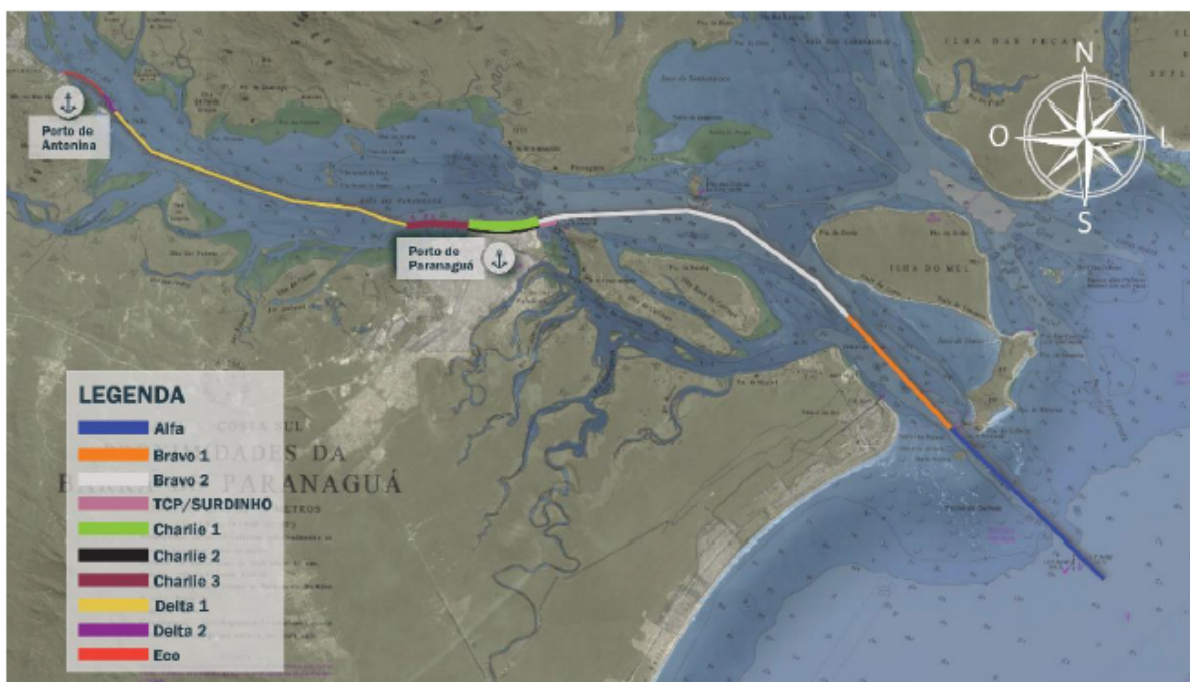
#### **5.1.1 OPERAÇÕES DE DRAGAGEM**

A área de estudo se encontra sob pressão direta das obras de dragagem realizadas pela APPA, sendo que um trecho do transecto de amostragem passa exatamente por um desses pontos. As áreas dragadas compreendem todo o canal

de acesso de Porto de Paranaguá e de Antonina, desde o acesso ao Canal da Galheta até a área de evolução do Porto de Antonina (figura 8).

Todas as áreas passaram por algum tipo de dragagem de manutenção no período de 2008 a 2016, havendo alguns intervalos de tempo em que não foi realizada qualquer tipo de intervenção, como nos anos de 2007, 2008 e 2010. Nos anos em que houve coletas de dados (2008, 2013 e 2016) apenas os dois últimos estavam sob impacto direto deste tipo de operação.

FIGURA 8 - ACESSO AQUAVIÁRIO AO COMPLEXO PORTUÁRIO DE PARANAGUÁ E ANTONINA.



FONTE:Modificado de APPA e Acquaplan (2015); Brasil ([20--?]) Elaboração: LabTrans/UFSC (2016).

Quando considerado o volume dragado próximo ao transecto de amostragem (áreas bravo 1 e 2), apenas no ano de 2016 com volume total dragado de  $\approx 327 \times 10^3 \text{m}^3$  na primeira e de  $\approx 140 \times 10^3 \text{m}^3$  na Bravo 2 (tabela 1).

TABELA 1 - ÁREAS DRAGADAS E SEUS RESPECTIVOS VOLUMES EM M<sup>3</sup>

Ano	Objetivo	Alfa	Bravo 1	Bravo 2	Charlie 1	Charlie 2	Charlie 3	Empresa
2007	*	*	*	*	*	*	*	*
2008	*	*	*	*	*	*	*	*
2009	Manutenção	4.007.292,34	*	*	*	*	*	SOMAR
2010	*	*	*	*	*	*	*	*
2011	Manutenção	*	*	*	*	108.204,97	*	VAN OORD
2012	Manutenção	2.224.332,00	230.567,00	211.224,00	*	*	*	DTA
2013	Manutenção	*	*	*	*	*	*	DTA
2014	Manutenção	1.774.253,20	240.449,00	115.751,00	2.054.481,4 8	291.555,00	338.727,00	DTA
2015	Manutenção	*	*	*	607.256,05	28.263,73	*	DTA
2016	Manutenção	1.379.529,33	327.608,93	140.714,05	722.544,86	184.474,09	161.823,77	DTA

FONTE: Planejamento Estratégico da Infraestrutura Marítima dos Portos do Paraná PEIM-PR

### 5.1.2 EXPANSÃO PORTUÁRIA

Além do processo descrito anteriormente, também pôde ser detectada a expansão do cais leste do Porto de Paranaguá (Figura 9) como pertinente à hidrodinâmica do transecto de amostragem. Este terminal portuário já foi ampliado em mais de 500 m, entre os anos de 1985 e 1992, em direção ao Canal da Cotinga; sendo que em 1998 foi inaugurado o Terminal de Contêineres de Paranaguá (TCP) no Cais Oeste. As obras de ampliação portuária deste cais do Porto de Paranaguá causaram redução direta da seção de embocadura do Canal da Cotinga, gerando consequências para os fluxos de correntes e da dinâmica sedimentar, que será sentida no seu setor mais próximo à Desembocadura Sul, devido à convergência das correntes para este setor.

Em 1984, a embocadura do Canal da Cotinga possuía 1,6 km entre a Ponta da Agulha, na Ilha da Cotinga, e o corredor de exportação. Considerando o último ano de análise de dados deste trabalho, 2016, esta mesma seção do canal possui 340 m, indicando um decréscimo de 79% da área original, mantendo este valor até as imagens de 2020.

A restrição dos fluxos estuarinos, tanto de vazante quanto de enchente, redireciona as correntes para os outros setores do transecto, aumentando a velocidade dos fluxos e conseqüente transporte sedimentar nessas regiões. O

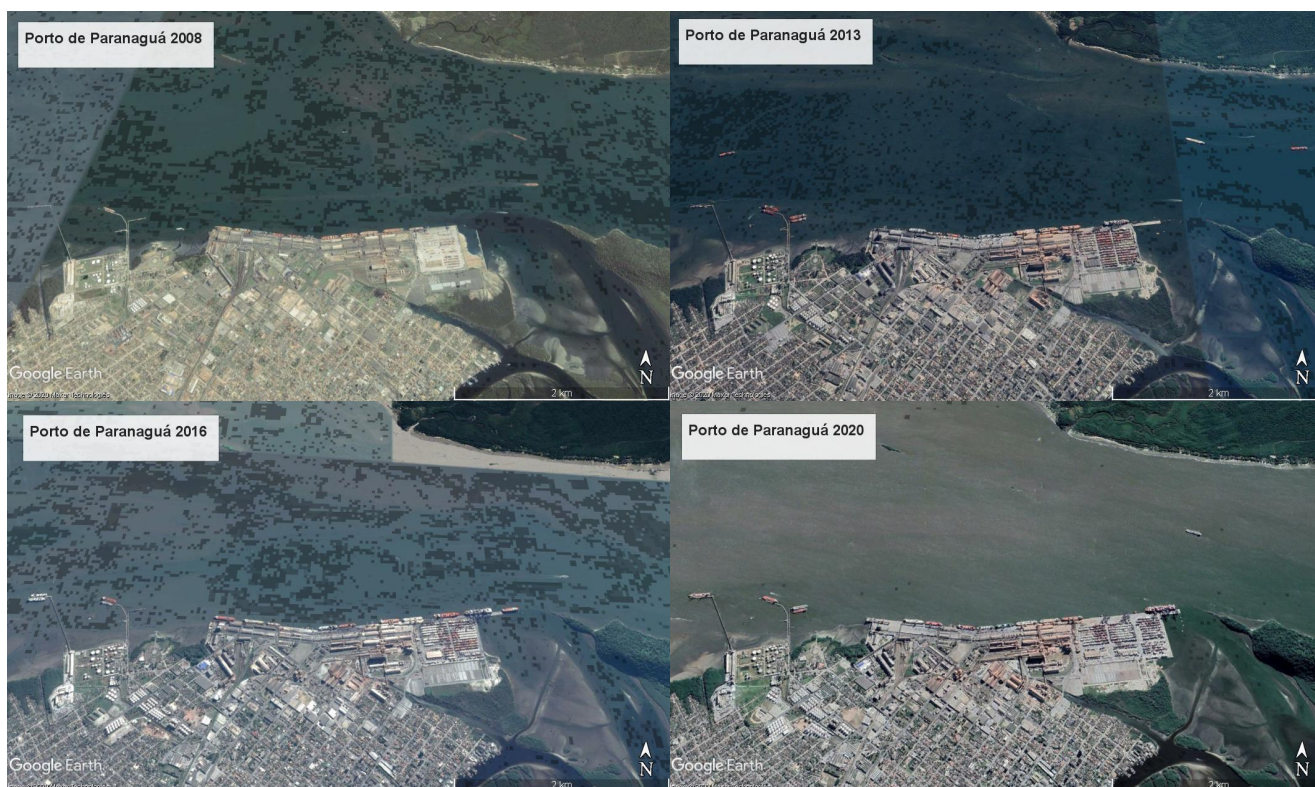
reflexo dessa expansão no setor PP se dá na diminuição da velocidade total neste ponto com diminuição do transporte sedimentar no período de enchente, que transporta os sedimentos marinhos para o interior da desembocadura.

Ao analisar o período de vazante, o transporte é incrementado. Porém, sem a adição de sedimentos trazidos pelo período de maré anterior, o transporte lateral de sedimentos toma forma, sendo que as margens começam a sofrer processos erosivos, assim como corroborado pelo estudo de Cattani e Lamour (2016).

Ainda citando estudos realizados por Fitzgerald (2000), pode-se considerar os efeitos destes processos no delta de maré existente no estuário, que diz respeito ao limite máximo da pluma de sedimentos em direção ao mar aberto. Conforme as correntes adquirem maior velocidade no período de vazante, mais longe os sedimentos do estuário são levados, alterando ainda a dinâmica sedimentar das praias próximas, devido à deposição destes em bancos de areia.

A região posterior à Ilha do Mel tem a presença de bancos de areia naturais (ANGULO, 1999), originados da fixação da desembocadura pela ilha; assim o incremento de sedimentos marinhos exportados pelo estuário aumenta a disponibilidade destes no ambiente, podendo gerar problemas futuros à dragagem deste setor pelo aumento das feições arenosas submersas.

FIGURA 9 – IMAGENS DE SATÉLITE DE 2008 A 2020, ONDE É POSSÍVEL OBSERVAR A EXPANSÃO DO PORTO DE PARANAGUÁ.



FONTE: O autor, com imagens de satélite do Google Earth (2020).

LEGENDA: Data das imagens de satélite dos meses de dezembro nos anos de 2008, 2013, 2016 e 2020.

## 5.2 ANÁLISE METEOROLÓGICA

No que se refere à caracterização do transecto analisado, tem-se três cenários distintos quando considerados apenas os parâmetros meteorológicos. Em 2008 foi registrada a maior pluviosidade acumulada na semana anterior ao dia de coleta (103,4 mm), com pressão atmosférica diária média de 1.010,8 hPa e vento predominantemente Sul. O campo realizado em 2013 registrou valor acumulado de pluviosidade de 63,4 mm, valores de pressão atmosférica de 1.013,4 hPa e vento predominante do quadrante Norte; sendo que o último campo, realizado em 2016, registrou a menor pluviosidade acumulada (5,9 mm), pressão atmosférica média de 1.021,2 hPa e vento predominante do quadrante Leste (Tabela 2).

TABELA 2 – DADOS METEOROLÓGICOS POR ANO DE AMOSTRAGEM.

<b>Ano</b>	<b>Pluviosidade</b>	<b>Pressão Atm.</b>	<b>Vento</b>
2008	103,4mm	1010,8 hPa	Sul
2013	63,4mm	1013,4 hPa	Norte
2016	5,9mm	1021,2 hPa	Leste

FONTE: O autor.

Por se tratar de estações distintas, são compreensíveis as discrepâncias relativas a direção predominante do vento, pluviosidade e pressão atmosférica, sendo possível caracterizar cada período como úmido ou seco, de alta ou baixa pressão - em relação ao desvio da média do período total - e pela direção predominante do vento (mostrando a tendência à ocorrência de maré meteorológica) (Tabela 3).

TABELA 3 – PARÂMETROS METEOROLÓGICOS.

<b>Ano</b>	<b>Estação</b>	<b>Pressão Atmosférica</b>	<b>Precipitação</b>	<b>Dir. Vento</b>
<b>2008</b>	verão	baixa	alta	sul
<b>2013</b>	primavera	média	média	norte
<b>2016</b>	inverno	alta	baixa	leste

FONTE: O autor.

Portanto, quanto maior o gradiente de pressão registrado, maior a probabilidade de “empilhamento” de água próximo à costa e, conseqüentemente, maiores valores absolutos de amplitudes de maré.

Ao analisar toda a série histórica, que compreende desde o ano de 2008 a 2016, e comparar com os anos de amostragem, identifica-se que os padrões pluviométricos referentes à coleta de fevereiro/2008 se repetem em 2010, 2011 e 2015 (Tabela 4), sendo registrada nos outros anos pluviosidades menores.

TABELA 4 – DIAS DE CHUVA, PLUVIOSIDADE ACUMULADA E DIREÇÃO PREDOMINANTE DO VENTO PARA A ESTAÇÃO VERÃO DE 2008 A 2016.

<b>Ano</b>	<b>Dias com chuva</b>	<b>Pluviosidade acumulada</b>	<b>Direção do vento predominante</b>
<b>2008</b>	62	1263,3	Leste
<b>2009</b>	52	968,1	Leste
<b>2010</b>	60	1218,9	Noroeste
<b>2011</b>	66	1200,9	Sudeste
<b>2012</b>	42	522,1	Nordeste
<b>2013</b>	64	727,3	Leste-Nordeste
<b>2014</b>	*	690,2	Nordeste
<b>2015</b>	*	1182,3	Sudeste
<b>2016</b>	*	969,3	*

FONTE: O autor.

Os padrões referentes à coleta de novembro/2013 são inferiores a toda a série histórica, registrando os menores índices de pluviosidade acumulada na estação (primavera) e menor número de dias registrados com chuva (Tabela 5).

TABELA 5 – DIAS DE CHUVA, PLUVIOSIDADE ACUMULADA E DIREÇÃO PREDOMINANTE DO VENTO PARA A ESTAÇÃO PRIMAVERA DE 2008 A 2016.

<b>Ano</b>	<b>Dias com chuva</b>	<b>Pluviosidade acumulada</b>	<b>Direção do vento predominante</b>
<b>2008</b>	60	887,4	Sul
<b>2009</b>	56	566,3	Sul
<b>2010</b>	57	796	Nordeste
<b>2011</b>	54	589,8	Nordeste
<b>2012</b>	52	578,2	Nordeste
<b>2013</b>	51	385,4	Nordeste
<b>2014</b>	*	464	Nordeste
<b>2015</b>	*	787,2	*
<b>2016</b>	*	478,8	*

FONTE: O autor.

No que se refere à coleta de 2016, o comparativo com o acumulado histórico mostra pouca variação nos padrões meteorológicos desta estação do ano, demonstrando que nela há manutenção destes. Sendo apenas o ano de 2009 o que apresenta o maior número de dias com chuva e pluviosidade próxima ao dobro do registrado na mesma estação em outros anos (Tabela 6).

TABELA 6 – DIAS DE CHUVA, PLUVIOSIDADE ACUMULADA E DIREÇÃO PREDOMINANTE DO VENTO PARA A ESTAÇÃO INVERNO DE 2008 A 2016.

Ano	Dias com chuva	Pluviosidade acumulada	Direção do vento predominante
2008	40	322,8	Sul
2009	49	621,7	Sul
2010	33	364,5	Sul
2011	30	351,6	Leste
2012	28	226,4	Nordeste
2013	38	351,3	Leste
2014	*	291,1	Noroeste
2015	*	310,6	*
2016	*	327	Leste

FONTE: O autor.

Considerando que a pluviosidade acumulada está diretamente relacionada ao aporte de água doce no estuário, esta se torna uma peça principal da componente de velocidade total nos fluxos de vazante. A direção predominante do vento é a componente que determinará o empilhamento de água próximo à costa, também interferindo diretamente nos fluxos dentro do corpo costeiro.

Assim, o comparativo (série histórica vs. ano de coleta) torna possível a identificação dos padrões meteorológicos e, desta forma, a extrapolação dos dados hidrodinâmicos para os anos em que as condições são equivalentes, distinguindo padrões de circulação, dinâmica sedimentar e feições de fundo.

### 5.3 CARACTERIZAÇÃO HIDRODINÂMICA

As marés registradas nos períodos de amostragem na sizígia (dados *in situ*) diferem diretamente com os dados astronômicos, sendo identificada a ocorrência de

maré meteorológica (empilhamento da água próximo à costa) no primeiro ano de amostragem (Tabela 7).

TABELA 7 – DADOS DE AMPLITUDE DE MARÉ ASTRONÔMICA MEDIDAS PELA APPA NO CANAL DA GALHETA.

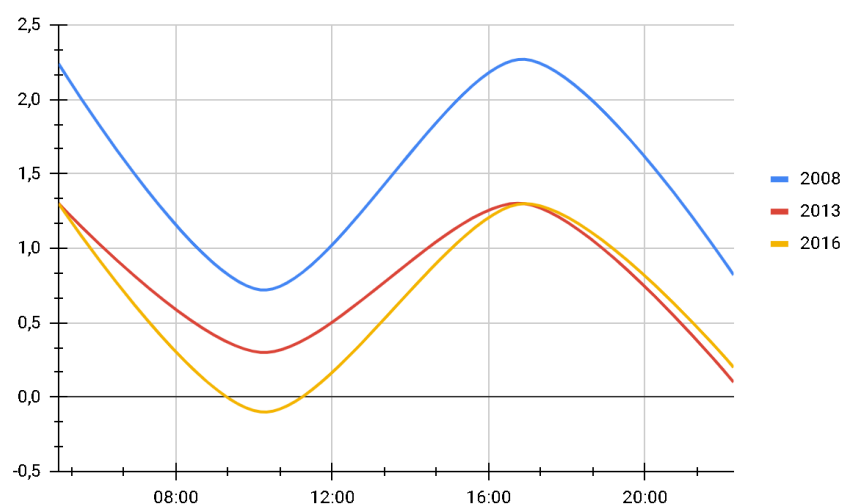
Hora	2008	Hora	2013	Hora	2016
05:00	2,24m	15:21	1,3m	02:44	1,3m
10:10	0,72m	20:00	0,3m	08:23	-0,1m
16:55	2,27m	04:43	1,3m	15:33	1,3m
22:16	0,82m	08:36	0,1m	20:38	0,2m

FONTE: O autor.

A ocorrência de marés meteorológicas na região está associada à entrada de frentes frias, que provocam queda de temperatura e aumento nos valores de pressão atmosférica (altas atmosféricas), além de variações em sua amplitude real, gerando discrepâncias quando comparadas às previsões numéricas.

Apesar de o primeiro ano de amostragem apresentar maiores valores absolutos de amplitude de maré (Gráfico 1), os maiores valores de pressão associados ao fenômeno de marés meteorológicas foram registrados na última coleta (2016), quando não foi possível registrar o efeito no prisma.

GRÁFICO 1 – CURVA DE MARÉ (m) POR ANO DE AMOSTRAGEM.



FONTE: O autor.

### 5.3.1 Enchente

Em relação à velocidade das correntes relativas a cada um dos setores do transecto de coleta, é possível observar que as maiores velocidades se encontraram em diferentes setores, dependendo do ano analisado (Tabela 8).

TABELA 8 – DADOS DE CORRENTES POR ANO DE COLETA (CM.S<sup>-1</sup>).

Ano		2008	2013	2016
Ponta do Poço	Total	55,41	47,96	42,67
	Longitudinal	50,95	41,7	-39,62
	Transversal	-17,24	-13,07	-15,85
Canal Dragado	Total	51,02	58,24	38,46
	Longitudinal	50,09	45,9	-37,67
	Transversal	0,91	4,63	-7,78
Ilha do Mel	Total	50,05	56,77	37,86
	Longitudinal	48,52	55,12	-37,02
	Transversal	-8,27	-3,11	-7,95

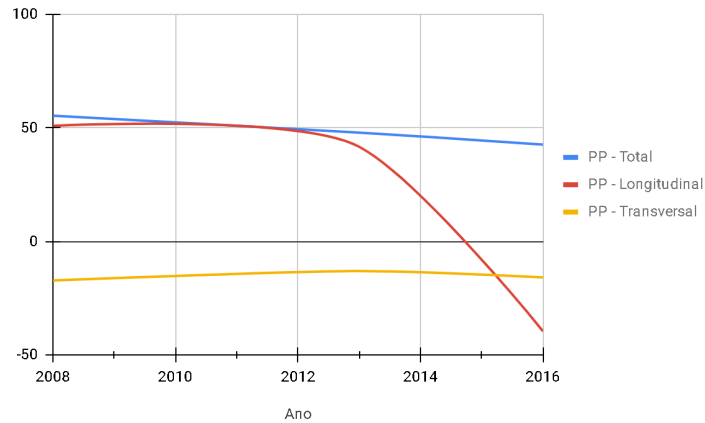
FONTE: DADOS MEDIDOS *IN SITU* EM CADA ANO DE AMOSTRAGEM.

O setor Ponta do Poço (PP) apresenta diminuição direta de sua velocidade total no período analisado (Gráfico 2), local diretamente ligado à desembocadura do Canal da Cotinha (CC). Os outros dois setores também apresentam diminuição de suas velocidades totais quando comparadas às medições de 2008 e 2016, porém as velocidades registradas no ano de 2013 foram superiores às dos outros anos (Gráficos 3 e 4).

A maior velocidade de corrente total registrada na amostragem refere-se ao Canal Dragado (CN) no ano de 2013, enquanto o menor valor registrado para a mesma componente refere-se ao setor Ilha do Mel (IM) na coleta de 2016. Quando cruzados os dados meteorológicos dos períodos de amostragem com as velocidades totais por setor do transecto, é possível perceber que não necessariamente uma maior pluviosidade caracteriza um valor mais acentuado de velocidade dos fluxos hidrodinâmicos, não evidenciando relação direta entre estes dois campos.

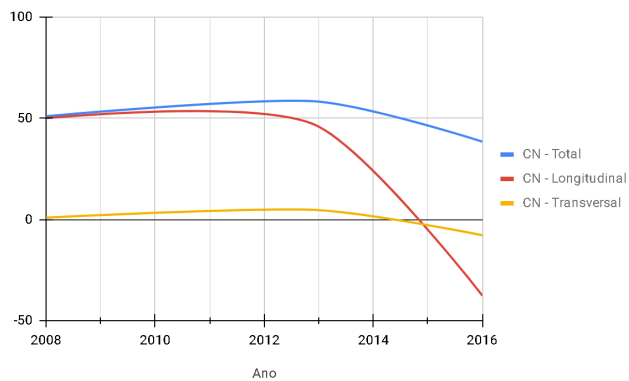
A anomalia encontrada no último ano de coleta – quando ocorreu a diminuição de todas as componentes do vetor velocidade – não pode ser relacionada a qualquer fator mencionado neste estudo. A pluviosidade acumulada e a amplitude do prisma de maré de 2016 foram menores que as registradas em outras coletas, sendo necessária melhor investigação de sua ocorrência.

GRÁFICO 2 – DADOS DE CORRENTES POR ANO DE COLETA (CM.S<sup>-1</sup>) PONTA DO POÇO (PP).



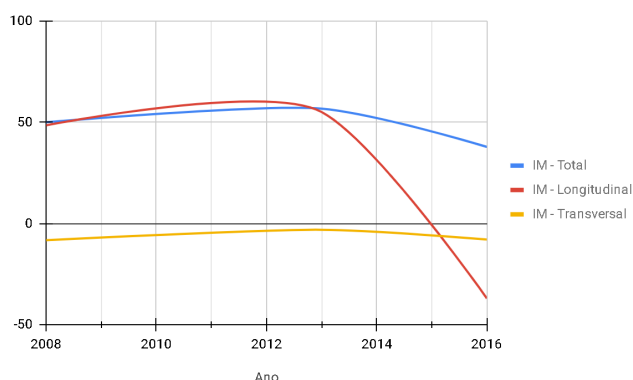
FONTE: O autor.

GRÁFICO 3 – DADOS DE CORRENTES POR ANO DE COLETA (CM.S<sup>-1</sup>) CANAL DRAGADO (CN)



FONTE: O autor.

GRÁFICO 4 – DADOS DE CORRENTES POR ANO DE COLETA (CM.S<sup>-1</sup>) ILHA DO MEL (IM).



FONTE: O autor.

### 5.3.2 Vazante

As velocidades aferidas no período de vazante na sizígia, relativas ao ano de 2016, obtiveram erro, portanto não foi possível a análise e decomposição dos vetores de velocidade. Neste caso, apenas as velocidades relativas a 2008 e 2013 foram analisadas, conforme a Tabela 9.

TABELA 9 – DADOS DE CORRENTES POR ANO DE COLETA (CM.S<sup>-1</sup>).

Ano		2008	2013
Ponta do Poço	Total	47,56	179,88
	Longitudinal	-40,19	149,99
	Transversal	22,21	92,66
Canal Dragado	Total	38,55	180,98
	Longitudinal	-36,42	150,13
	Transversal	6,87	90,91
Ilha do Mel	Total	44,51	184,65
	Longitudinal	-42,95	158,42
	Transversal	8,7	90,11

FONTE: O autor.

Todos os setores no contexto de vazante apresentaram variação significativa da velocidade total das correntes, sendo esta variação mais expressiva nos setores CN e IM. Variando de 38,55 cm.s<sup>-1</sup>, em 2008, para 180,98 cm.s<sup>-1</sup> em

2013, no setor central do transecto, onde se verifica a maior variação da velocidade total (4,69 vezes superior à medição anterior) sendo considerado o mesmo momento de maré.

Quando cruzados os dados hidrodinâmicos com os meteorológicos, se repete o padrão identificado na enchente, não sendo possível identificar relação direta entre pluviosidade e velocidade média de correntes, já que a velocidade total aumenta inversamente à pluviosidade registrada na bacia de drenagem adjacente.

#### 5.4 DINÂMICA SEDIMENTAR

Para este trabalho foram utilizadas as equações mais representativas para a área de estudo, determinadas por Ueda (2008) e Oliveira (2014), como sendo as descritas por Meyer-Peter e Müller (1948).

Para o período de enchente analisado (Tabela 10), o transporte total para o trecho Ponta do Poço apresenta diminuição do transporte total entre 2008 ( $6,3 \times 10^{-3}$  kg.m.s) e 2013 ( $0,91 \times 10^{-3}$  kg.m.s), seguindo a mesma tendência em 2016 ( $0,57 \times 10^{-3}$  kg.m.s).

No que diz respeito ao setor intermediário do transecto, Canal Dragado, observa-se uma diminuição gradual do transporte efetivo total entre 2008 e 2016. O mesmo resultado é observado no último setor do transecto (Ilha do Mel).

Com a diminuição das taxas de transporte no período de enchente, entende-se que a dinâmica da área também se altera. Uma vez que há menos sedimentos sendo transportados para o interior do estuário, há também diminuição da disponibilidade destes, onde o movimento lateral de partículas sedimentares começa a tomar forma.

Neste contexto, uma maior mobilização lateral dos sedimentos causa desestabilização da linha de costa adjacente, gerando aumento do potencial erosivo nas praias próximas a estes pontos.

TABELA 10 – TRANSPORTE TOTAL POR CARGA DE FUNDO – ENCHENTE.

ENCHENTE - MM	PP	CN	IM
2008	$6,3 \times 10^{-3}$	$11,1 \times 10^{-3}$	$10,6 \times 10^{-3}$
2013	$0,91 \times 10^{-3}$	$3,7 \times 10^{-3}$	$3,8 \times 10^{-3}$
2016	$0,57 \times 10^{-3}$	$0,76 \times 10^{-3}$	$0,94 \times 10^{-3}$

FONTE: O autor.

Para o período de vazante, como não foi possível a análise do ano de 2016, foi realizado o comparativo entre os anos de 2008 e 2013 (Tabela 11).

TABELA 11 – TRANSPORTE TOTAL POR CARGA DE FUNDO – VAZANTE.

<b>VAZANTE - MM</b>	PP	CN	IM
2008	$-150 \times 10^{-3}$	$-320 \times 10^{-3}$	$-230 \times 10^{-3}$
2013	$1,38 \times 10^{-3}$	$6,8 \times 10^{-3}$	$0,75 \times 10^{-3}$

FONTE: O autor.

A maioria dos estudos sobre este estuário o considera dominado por forças de vazante, onde o transporte nesse período de maré é mais efetivo, caracterizando o estuário como exportador de sedimentos (OLIVEIRA, 2014). Porém, ao analisar diretamente o tipo sedimentar que se encontra na área de desembocadura, é possível perceber que os sedimentos ali encontrados são de origem marinha (LAMOUR; SOARES, 2007), sendo apenas retrabalhados e exportados novamente para a região costeira.

Os valores negativos para o transporte sedimentar obtidos no primeiro ano de coleta indicam sedimentação dentro dos trechos analisados, sendo possível verificar a inversão deste padrão na amostragem seguinte. Desta forma, as taxas preditas entre os dois anos de coleta, para vazante, mostraram aumento total do transporte efetivo de sedimentos, indicando variação na dinâmica sedimentar da região.

Unificando este estudo ao realizado por Cattani e Lamour (2016), em que os autores descrevem as taxas de sedimentação e variações batimétricas entre os anos de 1999 e 2008, pode-se notar que a margem oeste do transecto (PP) e o canal de acesso sofreram processos depositivos; enquanto na margem oposta foram detectados processos erosivos (IM). As taxas descritas no estudo mencionado foram de  $732 \times 10^3 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$  para a área correspondente ao transecto de amostragem.

## 6 CONCLUSÃO

A partir da análise dos dados, constatou-se que a região de desembocadura sofreu alteração em sua dinâmica hídrica. O período de enchente demonstrou queda em todas as componentes de velocidade, enquanto a vazante apresentou aumento desses vetores. A partir disto, a comparação meteorológica indica que esta componente não teve associação direta com a variação dos fluxos, já que o aumento da pluviosidade dentro do corpo estuarino não indica alteração direta da velocidade dos fluxos.

A dinâmica sedimentar acompanhou a variação de fluxos, sendo que, a partir da correlação estabelecida entre ela e as obras de ampliação do cais oeste do Porto de Paranaguá e consequente obstrução da embocadura do canal da Cotinga, novas áreas de erosão podem ser identificadas nas praias adjacentes de Pontal do Paraná e Ilha do Mel .

Apesar desta área possuir uma importância determinante na descrição dos fluxos associados aos impactos antrópicos, o estudo destes necessita de maior abrangência dentro do estuário. Sendo indicado, para este caso, melhor periodização das coletas, assim como uma análise mais detalhada entre a embocadura e a desembocadura do Canal.

Considerando as novas áreas portuárias a serem desenvolvidas na Ponta do Poço (figura 10) e os processos de ampliação portuária relativas ao Porto de Paranaguá (figura 11), torna-se pertinente à continuidade deste estudo, o monitoramento das condições hidrodinâmicas e sedimentares no interior do estuário nas áreas descritas anteriormente.

FIGURA 10 - PROJETOS DE EXPANSÃO PORTUÁRIA DE PARANAGUÁ, EM DESTAQUE OS NOVOS PÍERES DE ATRACAÇÃO E PÁTIOS DE MANOBRAS.



**ÁREAS**

- Granéis líquidos
- Granéis sólidos
- Granéis sólidos minerais
- Cargas gerais
- Contêineres
- Complexo Náutico
- Veículos
- ▨ Área não construída/ em construção

FONTE: Modificado de APPA (2018)

FIGURA 11 - PROJETO DE AMPLIAÇÃO E INSTALAÇÃO DO TERMINAL PORTUÁRIO DE PONTAL DO PARANÁ (3P).



FONTE: Retirado de:

<https://www.fabio.campana.com.br/2019/11/pontal-espera-o-porto-e-dias-melhores/>

## REFERÊNCIAS

ABREU, J. J. de. *et al.* **Transporte sedimentar longitudinal e morfodinâmica praial: exemplo do litoral Norte de Santa Catarina.** 484 f. Tese (Doutorado em Geografia) – Centro de Filosofia e Ciências Humanas, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2011.

AMOS, C. L.; TEE, K. T.; ZAITLIN, B. A. The post-glacial evolution of Chignecto Bay, Bay of Fundy, and its modern environment of deposition. In: SMITH, D. G.; REINSON, G. E.; ZAITLIN, B. A.; RAHMANI, R. A. (eds.). **Clastic Tidal Sedimentology.** Calgary: Canadian Society of Petroleum Geologists. 1991.

ANGULO, R. J. Morphological Characterization of the Tidal Deltas on the Coast of the State of Paraná. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Curitiba, v. 71, n. 4, 1999.

ARMI, L.; MILLARD JR., R. C. The bottom boundary layer of the deep ocean. **Journal of Geophysical Research**, v. 81, n. 27, p. 4.983-4.990, 1976.

BIGARELLA, J. J. *et al.* **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, 1978.

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

BOOTHROYD, J. C.; ASHLEY, G. M. Processes, bar morphology, and sedimentary structures on braided outwash fans, northeastern Gulf of Alaska. **Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation SEPM Spec. Publ.**, Tulsa, n. 23, p. 192-222, 1975.

BURCHARD, H. *et al.* Three-dimensional modelling of estuarine turbidity maxima in a tidal estuary. **Ocean Dynamics**, v. 54, n. 2, p. 250-265, 2004.

CAMPOS, R. M.; CAMARGO, R. de; HARARI, J. Caracterização de eventos extremos do nível do mar em Santos e sua correspondência com as reanálises do modelo do NCEP no Sudoeste do Atlântico Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São José dos Campos, v. 25, n. 2, p. 175-184, 2010.

CARNEIRO J. C. *et al.* Evolução Sedimentar das Baías de Antonina e Paranaguá entre os Anos de 1966, 1995 e 2009. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO – ABEQUA, 13, 2011, Armação dos Búzios. **Anais...** Armação dos Búzios: ABEQUA, 2011. Disponível em:

<[http://www.abequa.org.br/trabalhos/26\\_07\\_2011\\_16\\_03\\_50\\_Carneiro\\_Lamour\\_Paula\\_Abequa\\_final.pdf](http://www.abequa.org.br/trabalhos/26_07_2011_16_03_50_Carneiro_Lamour_Paula_Abequa_final.pdf)>. Acesso em: 31 out. 2020.

CATTANI, P. E.; LAMOUR, M. R. Considerations Regarding Sedimentation Rates along the E-W Axis of the Paranaguá Estuarine Complex, Brazil: A Bathymetric Approach. **Journal of Coastal Research**, Coconut Creek, v. 32, n. 2, p. 619-628, 2016.

CLAGUE, J. J.; LUTERNAUER, J. L.; HEBDA, R. J. Sedimentary environments and postglacial history of the Fraser Delta and lower Fraser Valley, British Columbia. **Canadian Journal of Earth Sciences**, v. 20, n. 8, p. 1.314-1.326, 1983.

COLEMAN, J. M.; WRIGHT, L. D. Effluent expansion and interfacial mixing in the presence of a salt wedge, Mississippi River delta. **Journal of Geophysical Research**, v. 76, n. 36, p. 8.649-8.661, 1971.

CURRIE, R. G. *et al.* Anthropogenic alteration of the natural evolution of the Fraser River Delta, Canada. In: PACIFIC COASTS AND PORTS' 97: AUSTRALASIAN COASTAL AND OCEAN ENGINEERING CONFERENCE, 13.; AUSTRALASIAN PORT AND HARBOUR CONFERENCE, 6., 1997, Christchurch. **Proceedings...** Christchurch: Centre for Advanced Engineering, University of Canterbury, 1997. p. 95-102.

DALRYMPLE, R. W. *et al.* Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications: perspective. **Journal of Sedimentary Research**, v. 62, n. 6, 1992.

DAVIES, J. L. *et al.* A morphogenic approach to world shorelines. **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 8, n. 5, p. 127-142, 1964.

DOLPHIN, T. J.; GREEN, M. O. Sediment Dynamics of an Estuarine 'Turbid Fringe'. In: PACIFIC COASTS AND PORTS' 97: AUSTRALASIAN COASTAL AND OCEAN ENGINEERING CONFERENCE, 13.; AUSTRALASIAN PORT AND HARBOUR CONFERENCE, 6., 1997, Christchurch. **Proceedings...** Christchurch: Centre for Advanced Engineering, University of Canterbury, 1997. p. 109-114.

DYER, K. R. (Ed.). **Estuarine hydrography and sedimentation: a handbook**. Cambridge: Cambridge University Press, 1979.

ELLIOTT, A. J.; WANG, D.-P.; PRITCHARD, D. W. The circulation near the head of Chesapeake Bay. **Journal of Marine Research**, v. 36, n. 4, p. 643-655, 1978.

ELLIOTT, M.; QUINTINO, V. The estuarine quality paradox, environmental homeostasis and the difficulty of detecting anthropogenic stress in naturally stressed areas. **Marine Pollution Bulletin**, v. 54, n. 6, p. 640-645, 2007.

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

FITZGERALD, D. M. *et al.* Sand dynamics at the mouth of a rock-bound, tide-dominated estuary. **Sedimentary Geology**, v. 131, n. 1-2, p. 25-49, 2000.

GIANNINI, P. C. F. *et al.* A erosão na costa leste da Ilha do Mel, baía de Paranaguá, estado do Paraná: modelo baseado na distribuição espacial de formas deposicionais e propriedades sedimentológicas. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 34, n. 2, p. 231-242, 2016.

GODIN, G. I. **The analysis of tides**. Toronto: University of Toronto Press, 1972.

GRANT, W. D.; MADSEN, O. S. Combined wave and current interaction with a rough bottom. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 84, n. C4, p. 1.797-1.808, 1979.

GUIMARÃES, M. R. F.; MARONE, E. **Oceanografia física com ênfase em ambientes estuarinos**. 1996. (Apostila de curso).

HANSEN, D. V.; RATTRAY JR., M. New dimensions in estuary classification. **Limnology and Oceanography**, v. 11, p. 319-326, 1966.

HARRIS, P. T.; COLLINS, M. B. Sand transport in the Bristol Channel: bedload parting zone or mutually evasive transport pathways?. **Marine Geology**, v. 101, n. 1-4, p. 209-216, 1991.

INSTITUTO PARANAENSE DE DESENVOLVIMENTO ECONÔMICO – FUNDAÇÃO ÉDISON VIEIRA (IPARDES). **Zoneamento do litoral paranaense**. Curitiba: SEPL/IPARDES, 1989.

JUNIOR, O. B.; ANGULO, R. J. Volumetric variations on the beaches of the south seashore of Parana State in Brazil. **Journal of Coastal Research**, p. 209-215, mar. 2003.

KAJI, A. O. *et al.* Potencial de transporte sedimentar pelas correntes de fundo na região do Canal de Vema (Atlântico Sul). **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 29, n. 2, p. 385-400, 2011.

KJERFVE, B. *et al.* Tides of Mississippi Sound and the adjacent continental shelf. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, v. 25, n. 2, p. 143-156, 1987.

KNOPPERS, B. A. *et al.* Ecological studies in the bay of Paranaguá. II. Some physical and chemical characteristics. **Nerítica**, Curitiba, v. 2, p.1-36, 1987.

KOMAR, P. D. Boundary layer flow under steady unidirectional currents. In: STANLEY, D. J.; SWIFT, D. J. P. (Eds.). **Marine sediment transport and environmental management**. Nova York: John Wiley & Sons, 1976. p. 91-106.

LAMBIASE, J. J. Sediment dynamics in the macrotidal avon river estuary, bay of fundy, nova scotia. **Canadian Journal of Earth Sciences**, v. 17, n. 12, p. 1.628-1.641, 1980.

LAMOUR, M. R. **Morfodinâmica sedimentar da desembocadura do complexo estuarino de Paranaguá-PR**. 2007. 177 f. Tese (Pós-Graduação em Geologia) – Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2007.

\_\_\_\_\_; SOARES, C. R.; CARRILHO, J. C. Mapas de parâmetros texturais de sedimentos de fundo do complexo estuarino de Paranaguá – PR. **Boletim Paranaense de Geociências**, v. 55, p. 77-82, 2004.

\_\_\_\_\_; ODRESKI, L. I. R.; SOARES, C. R. Considerations regarding shoreline morphology variation at an inlet in southern Brazil. **Journal of Coastal Research**, v. 39, p. 565-567, 2006.

LANA, P. C. et al. The subtropical estuarine complex of Paranaguá Bay, Brazil. In: SEELIGER, U.; KJERFVE, B. (Eds.). **Coastal marine ecosystems of Latin America**. Berlin: Springer Berlin Heidelberg, 2001. p. 131-145.

LI, M. Z.; AMOS, C. L. SEDTRANS96: the upgraded and better calibrated sediment-transport model for continental shelves. **Computers & Geosciences**, v. 27, p. 619-645, 2001.

LUDWICK, John C. Tidal currents and zig-zag sand shoals in a wide estuary entrance. **Geological Society of America Bulletin**, v. 85, n. 5, p. 717-726, 1974.

LUQUE, R. F.; VAN BEEK, R. Erosion and transport of bed-load sediment. **Journal of hydraulic research**, v. 14, n. 2, p. 127-144, 1976.

MANTOVANELLI, A. **Caracterização da dinâmica hídrica e do material particulado em suspensão na Baía de Paranaguá e em sua bacia de drenagem**. 152 f. Dissertação (Mestrado em Geologia Ambiental) – Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 1999.

MARINHA DO BRASIL. Centro de Hidrografia da Marinha. **Barra de Paranaguá**. (Carta Raster). Disponível em: <<https://www.marinha.mil.br/chm/dados-do-segnav-cartas-raster/barra-de-paranagua>>. Acesso em: 31 out. 2020.

MARONE, E.; CAMARGO, R. Marés meteorológicas no litoral do estado do Paraná: o evento de 18 de agosto de 1993. **Nerítica**, Curitiba, v. 8, n. 1-2, p. 73-85, 1994.

MARONE, E.; JAMIYANA, D. Tidal characteristics and a variable boundary numerical model for the M2 tide for the estuarine complex of the bay of Paranaguá, PR, Brazil. **Nerítica**, Curitiba, v. 11, n. 1-2, p. 95-107, 1997.

MARTINS, G. J. *et al.* Dinâmica da zona de rasa de shoaling e o transporte de sedimentos na desembocadura sul do Complexo Estuarino de Paranaguá-PR. **Boletim Paranaense de Geociências**, Curitiba, n. 54, p. 51-64, 2004.

MAYERLE, R. *et al.* A case study of sediment transport in the Paranaguá Estuary Complex in Brazil. **Ocean Engineering**, v. 106, p. 161-174, 2015.

MAZZER, A. M.; GONÇALVES, M. L. Aspectos geomorfológicos da baía da Babitonga, Santa Catarina, Brasil: caracterização morfométrica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 12, n. 3, p. 115-120, 2011.

MERRITT, W. S.; LETCHER, R. A.; JAKEMAN, A. J. A review of erosion and sediment transport models. **Environmental Modelling & Software**, v. 18, n. 8-9, p. 761-799, 2003.

MEYER-PETER, E.; MÜLLER, R. Formulas for bed-load transport. In: IAHSR meeting, 2., 1948, Stockholm. **Appendix 2**. Estocolmo: IAHR, 1948. p. 39-65. (Report).

MIRANDA, L. B. *et al.* **Princípios de oceanografia física de estuários**. São Paulo: EDUSP, 2002.

NOERNBERG, M. A. **Processos Morfodinâmicos no Complexo Estuarino de Paranaguá – Paraná – Brasil: Um Estudo a Partir de Dados *in situ* e Landsat-TM**. Curitiba. 195 f. Tese (Doutorado em Geologia) – Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2001.

NOVAK, L. P.; LAMOUR, M. R.; CATTANI, P. E. Vulnerabilidade aos processos erosivos no litoral do paraná estabelecido pela aplicação da análise multicritérios. **Raega – O Espaço Geográfico em Análise**, Curitiba, v. 38, p. 195-220, dez. 2016.

ODRESKI, L. L. R. Evolução sedimentar e batimétrica da baía de Antonina-PR. **Boletim Paranaense de Geociências**, Curitiba, v. 52, p. 97-114, 2003.

OFFICER, C. B. *et al.* **Physical oceanography of estuaries (and associated coastal waters)**. Nova York: John Wiley & Sons, 1976.

OFFICER, C. B.; LYNCH, D. R. Determination of mixing parameters from tracer distributions in deep-sea sediment cores. **Marine Geology**, v. 52, n. 1-2, p. 59-74, 1983.

OLIVEIRA, D. M. **Caracterização do Transporte Sedimentar por Carga de Fundo na Desembocadura Sul do Complexo Estuarino de Paranaguá, PR**. 42 f. Monografia (Graduação em Oceanografia) – Setor de Ciências da Terra, Centro de

Estudos do Mar, Universidade Federal do Paraná, Pontal do Paraná, 2014. (No prelo).

PARANÁ [ESTADO]. Secretaria de Estado dos Transportes. Administração dos Portos de Paranaguá e Antonina. **EIA – Estudo de Impacto Ambiental**: Obras de Ampliação e Modernização da Estrutura Portuária da Administração dos Portos de Paranaguá e Antonina. v. 3. Paranaguá: Engemin, 2004.

PAULA, E. V. de. **Análise da Produção de Sedimentos na Área de Drenagem da Baía de Antonina/PR**: uma abordagem geopedológica. 155p. Tese (Doutorado em Geografia) – Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2010.

\_\_\_\_\_. O Assoreamento da Baía de Antonina: Aspectos Naturais e Antrópicos Relevantes para a sua Compreensão. **Revista Geografar**, v. 1, n. 1, 2006.

PERILLO, G. M. E. Geomorphology and Sedimentology of Estuaries: An Introduction. In: \_\_\_\_\_ (Ed.). **Geomorphology and Sedimentology of Estuaries**. v. 53. Amsterdam: Elsevier, 1995. p. 1-16.

\_\_\_\_\_; *et al.* Geomorphologic and physical characteristics of a human impacted estuary: Quequén Grande River Estuary, Argentina. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, v. 62, n. 1-2, p. 301-312, 2005.

PONÇANO, W. L.; GIMENEZ, A. F. Variações das Fácies Granulométricas dos Sedimentos de Superfície de Fundo da Baía de Santos. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 15, n. 4, p. 322-324, 2018.

PRANDLE, D. **Estuaries**: dynamics, mixing, sedimentation and morphology. Cambridge: Cambridge University Press, 2009.

PRITCHARD, D. W.; CAMERON, W. M. Estuaries. In: HILL, M. N. (Ed.). **The Sea**. v. 2. Nova York: John Wiley and Sons, 1963. p. 306-324.

QUADROS, C. J. L. **Morfodinâmica praias associada a passagens de sistemas frontais em duas praias arenosas do litoral paranaense**. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2002.

REINSON, G. E. Transgressive barrier island and estuarine systems. In: WALKER, R. G.; JAMES, N. P. **Facies models**: response to sea level change. St. John's: Geological Association of Canadá, 1992. p. 179-194.

SHIELDS, A. **Application of similarity principles and turbulence research to bed-load movement**. Pasadena: California Institute of Technology, 1936. (não publicado). Disponível em: <<https://authors.library.caltech.edu/25992/1/Sheilds.pdf>>. Acesso em: 31 out. 2020.

SOULSBY, R. **Dynamics of marine sands: a manual for practical applications**. Londres: Thomas Telford Publications, 1997.

SOUZA, M. M. de. **Caracterização do Transporte Sedimentar na Desembocadura Sul do Complexo Estuarino de Paranaguá**. 66 f. Monografia (Graduação em Oceanografia) – Setor de Ciências da Terra, Centro de Estudos do Mar, Universidade Federal do Paraná, Pontal do Paraná, 2012.

SOUSA, Patrícia. **Estudo da variabilidade da precipitação no estado do Paraná associado à anomalia da TSM no Oceano Pacífico**. Programa de Pós-graduação em Geografia, Universidade Estadual de Maringá, Maringá, PR, 2006.

SUGUIO, K.; MARTIN, L.; FLEXOR, J. M. As Flutuações de Nível do Mar Durante o Quaternário Superior e a Evolução Geológica de “Deltas” Brasileiros. **Boletim IG-USP**, São Paulo, n. 15, p. 1-186, 1993. (Publicação especial).

SYVITSKI, J. P. M.; ASPREY, K. W.; LEBLANC, K. W. G. In-situ characteristics of particles settling within a deep-water estuary. **Deep-Sea Research**, v. 2, n. 42, p. 223–256, 1995.

TESSLER, M. G.; GOYA, S. Ci. Processos costeiros condicionantes do litoral brasileiro. **Revista do Departamento de Geografia**, v. 17, p. 11-23, 2005.

UEDA, G. M. **Caracterização da dinâmica hídrica da desembocadura Sul do Complexo Estuarino de Paranaguá**. Monografia (Graduação em Oceanografia) – Setor de Ciências da Terra, Centro de Estudos do Mar, Universidade Federal do Paraná, Pontal do Paraná, 2008.

VAN RIJN, L. C. Sediment transport, part II: suspended load transport. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 110, n. 11, p. 1613-1641, 1984.

\_\_\_\_\_. Unified view of sediment transport by currents and waves. II: Suspended transport. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 133, p. 668-689, 2007.

\_\_\_\_\_; KROON, A. Sediment transport by currents and waves. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON COASTAL ENGINEERING, 23., 1992, Veneza. **Coastal Engineering 1992**. Veneza: Ministry of Public Works Italy, 1992. p. 2613-2628.

VANHONI, F.; MENDONÇA, F. O clima do litoral do estado do Paraná. **Revista Brasileira de Climatologia**, Curitiba, v. 3, 2008. Disponível em: <<https://revistas.ufpr.br/revistaabclima/article/view/25423/17042>>. Acesso em: 31 out. 2020.

YALIN, M. Selim. An expression for bed-load transportation. **Journal of the Hydraulics Division**, v. 89, n. 3, p. 221-250, 1963.

