

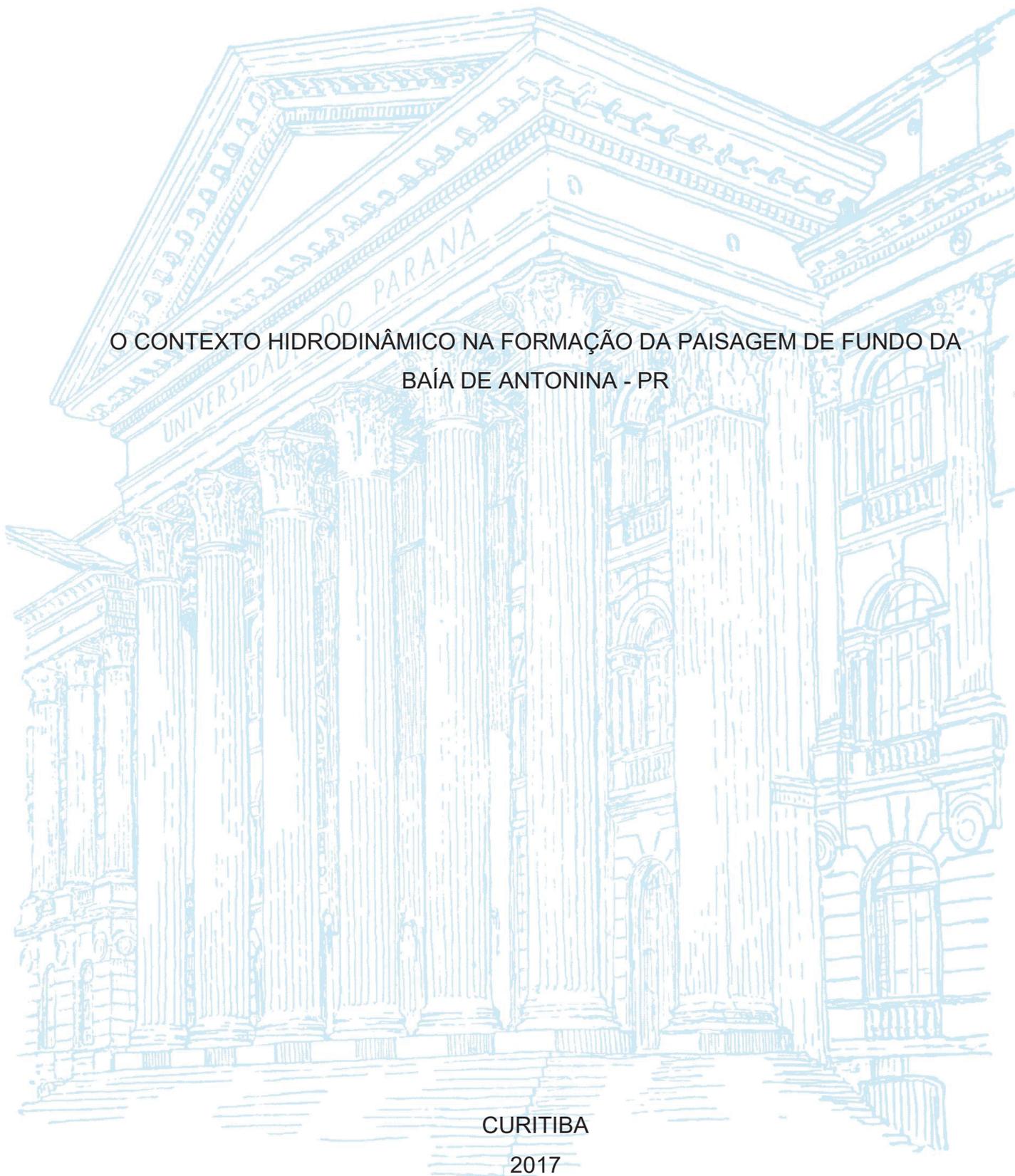
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

PÂMELA EMANUELLY CATTANI

O CONTEXTO HIDRODINÂMICO NA FORMAÇÃO DA PAISAGEM DE FUNDO DA
BAÍA DE ANTONINA - PR

CURITIBA

2017



PÂMELA EMANUELLY CATTANI

O CONTEXTO HIDRODINÂMICO NA FORMAÇÃO DA PAISAGEM DE
FUNDO DA BAÍA DE ANTONINA – PR

Tese apresentada ao Programa de PósGraduação em Geografia, curso de Doutorado, Setor de Ciências da Terra da Universidade Federal do Paraná-UFPR, como requisito parcial para obtenção do título de Doutora em Geografia.

Orientador: Prof. Dr. Marcelo R. Lamour

CURITIBA
2017

CATALOGAÇÃO NA FONTE:
UFPR / SIBi - Biblioteca do Centro de Estudos do Mar
Caroline Felema dos Santos Rocha - CRB-9/1880

C357c Cattani, Pâmela Emanuely.
O contexto hidrodinâmico na formação da paisagem de fundo da Baía de Antonina - PR. / Pâmela Emanuely Cattani. – Curitiba, 2017.
110 f.: il.; color.; 29 cm.

Orientador: Prof. Dr. Marcelo Renato Lamour.

Tese (Doutorado) – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Departamento de Geografia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná.

1. Antonina, Baía de (PR). 2. Estuário – Antonina (PR). 3. Análise espacial. 4. Geomorfologia. 5. SIG. I. Título. II. Lamour, Marcelo Renato. III. Universidade Federal do Paraná.

CDD 551.48



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
PRO-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO
Setor CIÊNCIAS DA TERRA
Programa de Pós Graduação em GEOGRAFIA
Código CAPES: 40001016035P1

TERMO DE APROVAÇÃO

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOGRAFIA da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a arguição da Tese de Doutorado de **PAMELA EMANUELLY CATTANI**, intitulada: "**O CONTEXTO HIDRODINÂMICO NA FORMAÇÃO DA PAISAGEM DE FUNDO DA BAIJA DE ANTONINA.**", após terem inquirido a aluna e realizado a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua APROVAÇÃO.

Curtiba, 15 de Maio de 2017.

MARCELO RENATO LAMOUR
Presidente da Banca Examinadora (UFPR)

EDUARDO VEDOR DE PAULA
Avaliador Interno (UFPR)

IRANI DOS SANTOS
Avaliador Interno (UFPR)

JOSÉ EDUARDO GONÇALVES
Avaliador Externo (SIMEPAR)

LEONARDO JOSÉ CORDEIRO SANTOS
Avaliador Interno (UFPR)

*Ao meu marido Donyan
E nossos chiris Pinhão, Canela e Mozzarella
Aos meus pais, Dilair e Sidiney
E ao meu irmão, Maurício*

AGRADECIMENTOS

Ao meu Exmo. Orientador de Tese (na verdade orientador de vida) e amigo Prof. Dr. Marcelo Renato Lamour, pela orientação na vida acadêmica, em todos os sentidos, por compartilhar do mesmo entusiasmo e paixões estuarinas. Obrigada pelos doze anos de conversas, discussões e divagações sobre coisas e pessoas, que me fizeram ser muito do que sou hoje, me espelho em você. Obrigada pelos conselhos e principalmente pelo apoio em todos os momentos.

A CAPES pela bolsa de estudos. Ao Programa de Pós-Graduação em Geografia - UFPR por todo apoio e esforço para que este trabalho fosse concluído.

A empresa Paranaguá Pilots pelos dados batimétricos.

Ao Dr. José Eduardo Gonçalves e ao Instituto SIMEPAR pelo empréstimo dos equipamentos, e principalmente pela paciência em me ajudar com o modelo hidrodinâmico.

Ao CEM por todo apoio logístico com embarcações e laboratórios. Aos meus colegas de LOGEO, de um modo geral, pois foram tantas gerações que passaram, obrigada pelo apoio, incentivo e ajuda nas saídas de campo, no processamento das análises granulométricas e estatísticas.

Aos eternos amigos Diógenes Magno Laube por sempre estar presente, a Lígia Padilha Novak por enfrentar ao meu lado esse sufoca da pós-graduação, a Liana Rosa pelo ombro amigo e por compartilhar as suas experiências nessa fase de fechamento, a Mariana de Mello Gusso Espinola por ser você sempre, por me apoiar, compartilhar suas alegrias e tristezas e me incentivar, por me receber na sua casa quando precisei, em especial agradeço ao seu pai Sérgio, a Sandra e a Luiza, por sempre me acolherem.

Aos meus pais, Sidiney Antônio Cattani e Dilair Tissiani Cattani, pelo apoio, carinho, amor e dedicação nestes anos todos, e principalmente por acreditarem e incentivarem os meus sonhos mais malucos. Ao meu irmão Maurício Emanuel Cattani, por toda a cumplicidade e carinho.

Por fim, e de modo muito especial, agradeço a minha família, Donyan Greipel, Pinhão, Canela e Mozzarella, por encarar essa fase de vida comigo sempre me incentivando com todo amor, respeito, carinho e por compreender o significado deste trabalho.

“Você não sabe o quanto eu caminhei
Pra chegar até aqui
Percorri milhas e milhas antes de dormir
Eu não cochilei
Os mais belos montes escalei
Nas noites escuras de frio chorei

A vida ensina e o tempo traz o tom
Pra nascer uma canção
Com a fé no dia-a-dia
Encontro a solução
Encontro a solução

Quando bate a saudade
Eu vou pro mar
Fecho os meus olhos
E sinto você chegar, você
Chegar”
Da Gama/Toni Garrido

“Confiança não significa que tudo vai dar certo,
Confiança significa que tudo já está certo”
Osho

RESUMO

A baía de Antonina tem importância econômica e ecológica, sendo que a maior parte do aporte fluvial deste estuário ocorre na sua cabeceira que drenam para a mesma a soma de 1.501,1 km². O objetivo foi caracterizar o contexto geomorfológico da Baía de Antonina, pela integração espacial de parâmetros ambientais com enfoque para os dados sedimentológicos e quantificar o regime hídrico na cabeceira do estuário, calculando o transporte sedimentar de forma a identificar ambientes de sedimentação. Para isso, foram utilizados conjuntos de dados de batimetria, declividade, velocidades de correntes de maré e sedimentos de fundo. Foi utilizada uma análise estatística multivariada para delimitar as fácies granulométricas. Através de análise espacial foi realizada a álgebra entre mapas. A caracterização hidrodinâmica foi determinada a partir de três perfis de ADP no período chuvoso. E a estimativa do transporte total foi realizada através da coleta de sedimentos transportados por carga de fundo e suspensão. As taxas teóricas de transporte foram calculadas a partir de metodologia descrita na literatura. E aplicado modelos matemático de tendências de transporte, hidrodinâmico e transporte de sedimentos. No geral, a profundidade média observada na Baía de Antonina foi de 1,9 m com declividades médias menores que 0,25°, velocidades das correntes de maré médias foram de 0,6 m.s⁻¹. O estuário apresentou 3 fácies granulométricas distintas, com as quais foi possível indicar ambientes deposicionais no estuário. A predominância das correntes de maré foi pelos fluxos de vazante na condição de sizígia. As taxas de transporte por carga de fundo e suspensão apresentaram o mesmo padrão das correntes. O modelo hidrodinâmico apresentou valores das velocidades das correntes de maré inferiores as obtidas em campo, enquanto que as áreas deposição foram bem maiores que as regiões de erosão na cabeceira estuarina, indicando que este é um ambiente deposicional.

Palavras-chave: Estuário; Análise espacial; Baía de Antonina; Geomorfologia; SIG

ABSTRACT

The bay of Antonina has economic and ecological importance, being that the greater part of the fluvial contribution of this estuary occurs in its bedside that drain for the same the sum of 1,501,1 km². The aim was characterize the geomorphological context of Antonina Bay by spatial integration of environmental parameters with a focus on the sedimentological data and to quantify the water regime at the estuary head, calculating the sedimentary transport in order to identify sedimentation environments. For this, data sets we used for bathymetry, slope, velocity of tidal currents and sediments. A multivariate statistical analysis used to delimit the granulometric facies, through spatial analysis, maps algebra. The hydrodynamic characterization was determined from three ADP profiles in the rainy season. The total transport estimation made through the collection of sediments transported by bedload and suspension. Theoretical rates of transport calculated from the methodology described in the literature. Applied mathematical models of transport trends, hydrodynamic and sediment transport. Overall, the average depth observed in Antonina Bay was 1.9 m with mean slopes lower than 0.25 °, mean tidal currents velocities were 0.6 m.s⁻¹. The estuary had 3 distinct granulometric facies, with which it was possible to indicate depositional environments in the estuary. The predominance of the tidal currents was due to the flows of ebb in the spring condition. The bedload transport rates and suspension presented the same pattern of the chains. The hydrodynamic model showed values of the current tidal velocity lower than those obtained in the field, while the deposition areas were much larger than the erosion regions in the estuarine heads, indicating that this is a depositional environment.

Key words: Estuary; Spatial analyst; Antonina Bay; Geomorphology; GIS

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

| | |
|---|----|
| FIGURA 1 - MAPA DE LOCALIZAÇÃO DO COMPLEXO ESTUARINO DE PARANÁ, ARÉAS DE PROTEÇÃO AMBIENTAL E COM AS BACIAS HIDROGRÁFICAS QUE DRENAM PARA A REGIÃO DA BAÍA DE ANTONINA E CANAL DRAGADO..... | 11 |
| FIGURA 2 - PRINCIPAIS UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS DA REGIÃO LITORÂNEA DO ESTADO DO PARANÁ. (1) PLANALTOS; (2) SERRAS ORIGINADAS POR DISSECAÇÃO DE BORDA DE PLANALTO; (3) SERRAS ORIGINADAS POR EROÇÃO DIFERENCIAL; (4) TÁLUS, LEQUES ALUVIAIS E PLANÍCIES ALUVIAIS; (5) PLANÍCIE COSTEIRA; (6) DIVISOR DE ÁGUAS; (7) LIMITE INTERESTADUAL (MODIFICADO DE ANGULO 1999)..... | 13 |
| FIGURA 3 - MAPA DE DISTRIBUIÇÃO DAS FÁCIES GRANULOMÉTRICAS NO SEGMENTO E-W DO COMPLEXO ESTUARINO DE PARANAGUÁ (FONTE: CATTANI E LAMOUR, SUBMETIDO)..... | 15 |
| FIGURA 4 - MAPA DE SUSCEPTIBILIDADE PEDOLÓGICA À PRODUÇÃO DE SEDIMENTOS DA ÁREA DE DRENAGEM DA BAÍA DE ANTONINA (FONTE: MODIFICADA DE PAULA et al., 2010)..... | 21 |
| FIGURA 5 - MAPA BATIMÉTRICO DA BAÍA DE ANTONINA, COM AS ÁREAS RASAS ASSOCIADAS AS SUAS MARGENS E AS ÁREAS PROFUNDAS ASSOCIADAS AO EIXO DO ESTUÁRIO..... | 43 |
| FIGURA 6 - MAPA DE DECLIVIDADE DA BAÍA DE ANTONINA, COM AS ÁREAS COM MAIOR DECLIVIDADE ASSOCIADOS AO EIXO CENTRAL DO ESTUÁRIO..... | 44 |
| FIGURA 7 - MAPA DAS VELOCIDADES DAS CORRENTES DE MARÉ DA BAÍA DE ANTONINA..... | 45 |
| FIGURA 8 - MAPA DE DISTRIBUIÇÃO DAS TRÊS FÁCIES GRANULOMÉTRICAS IDENTIFICADAS AO LONGO DA BAÍA DE ANTONINA..... | 46 |
| FIGURA 9 - CARACTERIZAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DA BAÍA DE ANTONINA COM OS PERFIS BATIMÉTRICOS E AS FÁCIES GRANULOMÉTRICAS CORRESPONDENTES..... | 48 |

| | |
|---|----|
| FIGURA 10 - MAPA DE LOCALIZAÇÃO DO SETOR CBE SEGUNDO CATTANI E LAMOUR (2016) COM SEUS RESPECTIVOS COMPARTIMENTOS E TENDÊNCIAS DE DEPOSIÇÃO..... | 49 |
| FIGURA 11 - MAPA BATIMÉTRICO DO COMPARTIMENTO CEB B, COM AS VARIAÇÕES BATIMÉTRICAS ENTRE OS ANOS DE 2003 E 2012. COM MAIOR ASSOREAMENTO NA MARGEM E..... | 50 |
| FIGURA 12 - MAPA BATIMÉTRICO DO COMPARTIMENTO CEB C, COM AS VARIAÇÕES BATIMÉTRICAS ENTRE OS ANOS DE 2003 E 2012. COM MAIOR ASSOREAMENTO NA MARGEM NE..... | 51 |
| FIGURA 13 - MAPA DE LOCALIZAÇÃO E PERFIL BATIMÉTRICO DOS TRANSECTOS ADP E DAS AMOSTRAGENS PARA TRANSPORTE DE SEDIMENTOS POR SUSPENSÃO E CARGA DE FUNDO..... | 61 |
| FIGURA 14 - PERFIL BATIMÉTRICO E GRÁFICO DAS VELOCIDADES DAS CORRENTES DE MARÉ PARA A CONDIÇÃO DE QUADRATURA DO TRANSECTO NH..... | 69 |
| FIGURA 15 - PERFIL BATIMÉTRICO E GRÁFICO DAS VELOCIDADES DAS CORRENTES DE MARÉ PARA A CONDIÇÃO DE SIZÍGIA DO TRANSECTO NH..... | 69 |
| FIGURA 16 - PERFIL BATIMÉTRICO E GRÁFICO DAS VELOCIDADES DAS CORRENTES DE MARÉ PARA A CONDIÇÃO DE QUADRATURA DO TRANSECTO PP..... | 70 |
| FIGURA 17 - PERFIL BATIMÉTRICO E GRÁFICO DAS VELOCIDADES DAS CORRENTES DE MARÉ PARA A CONDIÇÃO DE SIZÍGIA DO TRANSECTO PP..... | 70 |
| FIGURA 18 - PERFIL BATIMÉTRICO E GRÁFICO DAS VELOCIDADES DAS CORRENTES DE MARÉ PARA A CONDIÇÃO DE QUADRATURA DO TRANSECTO TX..... | 71 |
| FIGURA 19 - PERFIL BATIMÉTRICO E GRÁFICO DAS VELOCIDADES DAS CORRENTES DE MARÉ PARA A CONDIÇÃO DE SIZÍGIA DO TRANSECTO TX..... | 71 |
| FIGURA 20 - MAPA DO SETOR DESEMBOCADURA DO RIO NHUNDIAQUARA COM A REPRESENTAÇÃO DAS FÁCIES SEDIMENTOLÓGICAS E ÁREAS ONDE OCORRE O TRANSPORTE | |

| | |
|--|----|
| DOS SEDIMENTOS NAS MÁXIMAS VELOCIDADES DE MARÉ PARA O PERÍODO DE VAZANTE (A) E ENCHENTE (B)..... | 79 |
| FIGURA 21 - MAPA DO SETOR PONTA DA PITA COM A REPRESENTAÇÃO DAS FÁCIES SEDIMENTOLÓGICAS E ÁREAS ONDE OCORRE O TRANSPORTE DOS SEDIMENTOS NAS MÁXIMAS VELOCIDADES DE MARÉ PARA O PERÍODO DE VAZANTE (A) E ENCHENTE (B). | 79 |
| FIGURA 22 - MAPA DO SETOR ILHA DO TEIXEIRA COM A REPRESENTAÇÃO DAS FÁCIES SEDIMENTOLÓGICAS E ÁREAS ONDE OCORRE O TRANSPORTE DOS SEDIMENTOS NAS MÁXIMAS VELOCIDADES DE MARÉ PARA O PERÍODO DE VAZANTE (A) E ENCHENTE (B)..... | 80 |
| FIGURA 23 - MAPA DE DISTRIBUIÇÃO DOS VETORES DE TRANSPORTE DE SEDIMENTOS RESIDUAIS SOBRE AS FÁCIES SEDIMENTOLÓGICAS NA BAÍA DE ANTONINA..... | 81 |
| FIGURA 24 - MAPA DA VELOCIDADE MÉDIA SIMULADA PELO MODELO HIDRODINÂMICO PARA O PERÍODO DE MEIA MARÉ NA CONDIÇÃO DE SIZÍGIA PARA O PERÍODO DE ENCHENTE (A) E VAZANTE (B)..... | 82 |
| FIGURA 25 - MAPA DA VELOCIDADE MÉDIA SIMULADA PELO MODELO HIDRODINÂMICO PARA O PERÍODO DE MEIA MARÉ NA CONDIÇÃO DE QUADRATURA PARA O PERÍODO DE ENCHENTE (A) E VAZANTE (B)..... | 83 |
| FIGURA 26 - MAPA DE CARACTERIZAÇÃO DAS ÁREAS DE DEPOSIÇÃO E EROÇÃO DA BAÍA DE ANTONINA APÓS SIMULAÇÃO DO MODELO DE TRANSPORTE DE SEDIMENTOS..... | 85 |

LISTA DE TABELAS

| | |
|---|----|
| TABELA 1 - RESUMO DOS BANCOS DE DADOS USADO NESTE ESTUDO. *BANCO DE DADOS SECUNDÁRIO; ** BANCO DE DADOS PRIMÁRIO..... | 39 |
| TABELA 2 - TABELA INDICANDO OS LEVANTAMENTOS BATIMÉTRICOS PARA O SETOR CBE COM OS VOLUMES E RESPECTIVAS TAXAS DE SEDIMENTAÇÃO..... | 52 |
| TABELA 3 - COORDENADAS GEOGRÁFICAS DOS TRANSECTOS AMOSTRADOS PARA OS DADOS DE CORRENTES E DOS PONTOS DE AMOSTRAGEM DO TRANSPORTE DE SEDIMENTOS..... | 59 |
| TABELA 4 - PARÂMETROS FÍSICOS CONSIDERADOS PARA A IMPLEMENTAÇÃO DO MODELO HIDRODINÂMICO..... | 67 |
| TABELA 5 - PARÂMETROS CONSIDERADOS PARA A IMPLEMENTAÇÃO DO MODELO DE TRANSPORTE DE SEDIMENTOS NÃO- COESIVOS..... | 67 |
| TABELA 6 - CONCENTRAÇÕES DOS SÓLIDOS EM SUSPENSÃO (CSS) DOS TRÊS SETORES AMOSTRADOS (NHUNDIAQUARA – NH; PONTA DA PITA – PP E ILHA DO TEIXEIRA – TX) PARAS AS DIFERENTES PROFUNDIDADES E CONDIÇÕES DE MARÉ..... | 74 |
| TABELA 7 - TAXAS DE TRANSPORTE EFETIVO POR CARGA DE FUNDO E SUSPENSÃO, POR MEYER-PETER E MÜLLER (1948) - MM E VAN RIJN (2007) - VR, PARA OS DISTINTAS CONDIÇÕES DE MARÉ DE QUADRATURA E SIZÍGIA E VELOCIDADE MÉDIA DA CORRENTE DE MARÉ DE ENCHENTE E VAZANTE..... | 75 |
| TABELA 8 - VELOCIDADE DAS CORRENTES DE MARÉ OBTIDAS PARA A CAMADA DE FUNDO NA SIMULAÇÃO DO MODELO MATEMÁTICO PARA OS TRANSECTOS DE ADCP..... | 84 |
| TABELA 9 - COMPARAÇÃO DOS VALORES MÁXIMOS E MÉDIOS DAS CORRENTES DE MARÉ OBTIDAS PARA A CAMADA DE FUNDO PARA A SIMULAÇÃO DO MODELO HIDRODINÂMICO E PELOS TRANSECTOS DE ADCP..... | 92 |

SUMÁRIO

| | | |
|--------|--|----|
| 1. | INTRODUÇÃO..... | 8 |
| 1.1. | DELINEAMENTO DO TEMA..... | 8 |
| 2. | ÁREA DE ESTUDO..... | 12 |
| 2.1. | CARACTERIZAÇÃO FÍSICA DA ÁREA DE ESTUDO..... | 12 |
| 3. | FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA..... | 23 |
| 3.1. | ESTUÁRIOS | 23 |
| 3.2. | SEDIMENTOS ESTUARINOS..... | 26 |
| 3.3. | TIPOS DE FLUXO..... | 27 |
| 3.4. | TRANSPORTE DE SEDIMENTOS..... | 28 |
| 3.4.1. | Tendências de transporte de sedimentos..... | 31 |
| 3.5. | MODELO NUMÉRICO DE TRANSPORTE DE SEDIMENTOS..... | 34 |
| 4. | GEOMORFOLOGIA E SEDIMENTOLOGIA DA BAÍA DE ANTONINA: CABECEIRA DE UM COMPLEXO ESTUARINO SUBTROPICAL NO SUL DO BRASIL..... | 37 |
| 4.1. | INTRODUÇÃO..... | 37 |
| 4.2. | MATERIAIS E MÉTODOS..... | 38 |
| 4.2.1. | Obtenção dos dados e análise estatística..... | 38 |
| 4.2.2. | Análise espacial..... | 40 |
| 4.2.3. | Cálculo dos volumes..... | 42 |
| 4.3. | RESULTADOS | 42 |
| 4.3.1. | Geomorfologia de fundo..... | 42 |
| 4.3.2. | Hidrodinâmica..... | 44 |
| 4.3.3. | Sedimentologia..... | 45 |
| 4.3.4. | Paisagens de fundo..... | 47 |
| 4.3.5. | Evolução batimétrica e taxas de assoreamento..... | 49 |
| 4.4. | DISCUSSÃO..... | 53 |
| 5. | ESTIMATIVA DO TRANSPORTE TOTAL DE SEDIMENTOS NA BAÍA DE ANTONINA..... | 57 |
| 5.1. | INTRODUÇÃO..... | 57 |
| 5.2. | MATERIAIS E MÉTODOS..... | 59 |
| 5.2.1. | Dados primários..... | 59 |

| | | |
|--------|---|----|
| 5.2.2. | Análise laboratoriais e estatística dos dados..... | 62 |
| 5.2.3. | Cálculo de transporte..... | 63 |
| 5.2.4. | Vetores de tendência de transporte..... | 65 |
| 5.2.5. | Modelo numérico de transporte de sedimentos..... | 66 |
| 5.3. | RESULTADOS..... | 68 |
| 5.3.1. | Hidrodinâmica..... | 68 |
| 5.3.2. | Transporte efetivo..... | 73 |
| 5.3.3. | Transporte teórico | 75 |
| 5.3.4. | Estimativa do transporte total..... | 77 |
| 5.3.5. | Vetores de Tendências de Transporte | 80 |
| 5.3.6. | Modelagem hidrodinâmica e o transporte de sedimentos..... | 82 |
| 5.4. | DISCUSSÃO..... | 85 |
| 6. | CONCLUSÕES..... | 94 |
| 7. | REFERÊNCIAS..... | 96 |

1. INTRODUÇÃO

1.1. DELINEAMENTO DO TEMA

Estuários são corpos aquosos costeiros e podem ser definidos como feições de transição entre o continente e o oceano, onde as principais definições consideram parâmetros como a quantidade de água doce diluída (PRITCHARD, 1952; CAMERON e PITCHARD, 1963), a sedimentação e as características geomorfológicas (DALRYMPLE et al., 1992), a sua gênese geológica e os processos regionais, como fatores climáticos, sedimentação recente, correntes, ondas e marés (KJERVE, 1987). Diversos autores (DYER, 1989; 1995; 1997; WIDDOWS et al., 2000; UNCLES et al., 2006) descrevem a sua função de amortização da energia na costa, apaziguando a confluência entre dois ambientes bastante energéticos, como os rios e a costa exposta às ondas, gerando um ambiente de baixa energia, o qual se torna uma área de deposição.

No geral, estuários podem ser caracterizados pelas suas fácies sedimentares (DALRYMPLE et al., 1992) que se depositaram nos espaços criados pela variação do nível relativo do mar ao longo do tempo geológico. O ambiente resultante é uma consequência da combinação da ação dos processos hidrodinâmicos, sobre todo o estuário ou partes específicas, implicando em mudanças geomorfológicas associadas aos processos de transporte dos sedimentos (BOKUNIEWICZ, 1995; DYER, 1995; PERILLO, 1995; BOYD et al., 2006; PRANDLE, 2009; PERILLO e SYVITSKI, 2010) em diversas escalas espaço/temporais.

Portanto, a geomorfologia de um estuário pode ser entendida como o produto de interações entre os processos naturais (aporte sedimentar e forçantes hidrodinâmicas) e as atividades antrópicas (obras costeiras), que resultam em respostas sedimentológicas (PERILLO et al., 2005; PRANDLE, 2009; PERILLO e SYVITSKI, 2010). Assim, mudanças na geomorfologia e sedimentologia são continuas nestes ambientes, refletindo nas características batimétricas, com efeitos específicos que dependem da sua evolução. Ademais, a posição geográfica representa um importante fator de avaliação, já que a evolução de um estuário, depende das variações do nível relativo do mar, o suprimento de

sedimentos e a atividade tectônica (BOYD et al., 2006), os quais variam conseqüentemente ao longo da costa.

O aporte fluvial de sedimentos nestes ambientes deposicionais, geralmente resulta em uma mistura heterogênea de tamanhos e composição, os quais refletem a disponibilidade das áreas fonte, assim como o selecionamento gerados pelos processos de transporte que demonstram características energéticas impostas aos sedimentos. Desta forma os siltes e as argilas tendem a se depositarem em regiões de mistura, entre a água continental e marinha, bem como nas suas margens, enquanto as areias e os grânulos tendem a se depositarem em forma de deltas nas desembocaduras dos rios (DYER, 1995; McMANUS, 1998; PRANDLE et al., 2006). Contudo, podem existir variações nesta métrica, dependendo das taxas de aporte e de sedimentação, as quais revelam períodos de erosão em ambientes normalmente sujeitos a deposição e padrões de migração das Zonas de Máxima Turbidez, o que permite a deposição de sedimentos finos em diferentes partes do estuário como por exemplo, os canais (McMANUS, 1998).

Assim, estuários têm sido historicamente regiões que atraem uma ampla variedade de atividades humanas, pois são considerados locais ideais para o estabelecimento de portos, complexos industriais, e centros urbanos (PRANDLE, 2009; PERILLO et al., 2005). As pressões antrópicas contemporâneas devido ao crescimento das populações humanas em ambientes costeiros (MARTINEZ et al., 2007) às atividades pesqueiras, de recreação e turismo tendem acelerar os problemas ambientais e sociais já que são locais de obtenção de fonte de sustento para esta população.

Por outro lado, essas atividades incluem o enriquecimento de nutrientes, aumento das cargas de carbono orgânico, contaminação química, exaustão dos estoques pesqueiros, introdução de espécies invasoras, desvios e retificação de canais fluviais para construção de barragens e dragagem (KENNISH, 2002), além das ameaças pelas mudanças climáticas (BELLARD et al., 2012; BYRNE, 2011; GILLANDERS et al., 2011; HARLEY et al., 2006; IPCC, 2007).

Neste contexto, a Baía de Antonina (FIGURA 1), com ≈ 50 km² de área, está localizada na região de cabeceira de um importante complexo estuarino do Atlântico Sul, Complexo Estuarino de Paranaguá (CEP), o qual recebe cerca de 70% da drenagem da Bacia Hidrográfica Atlântica. O CEP possui um perfil

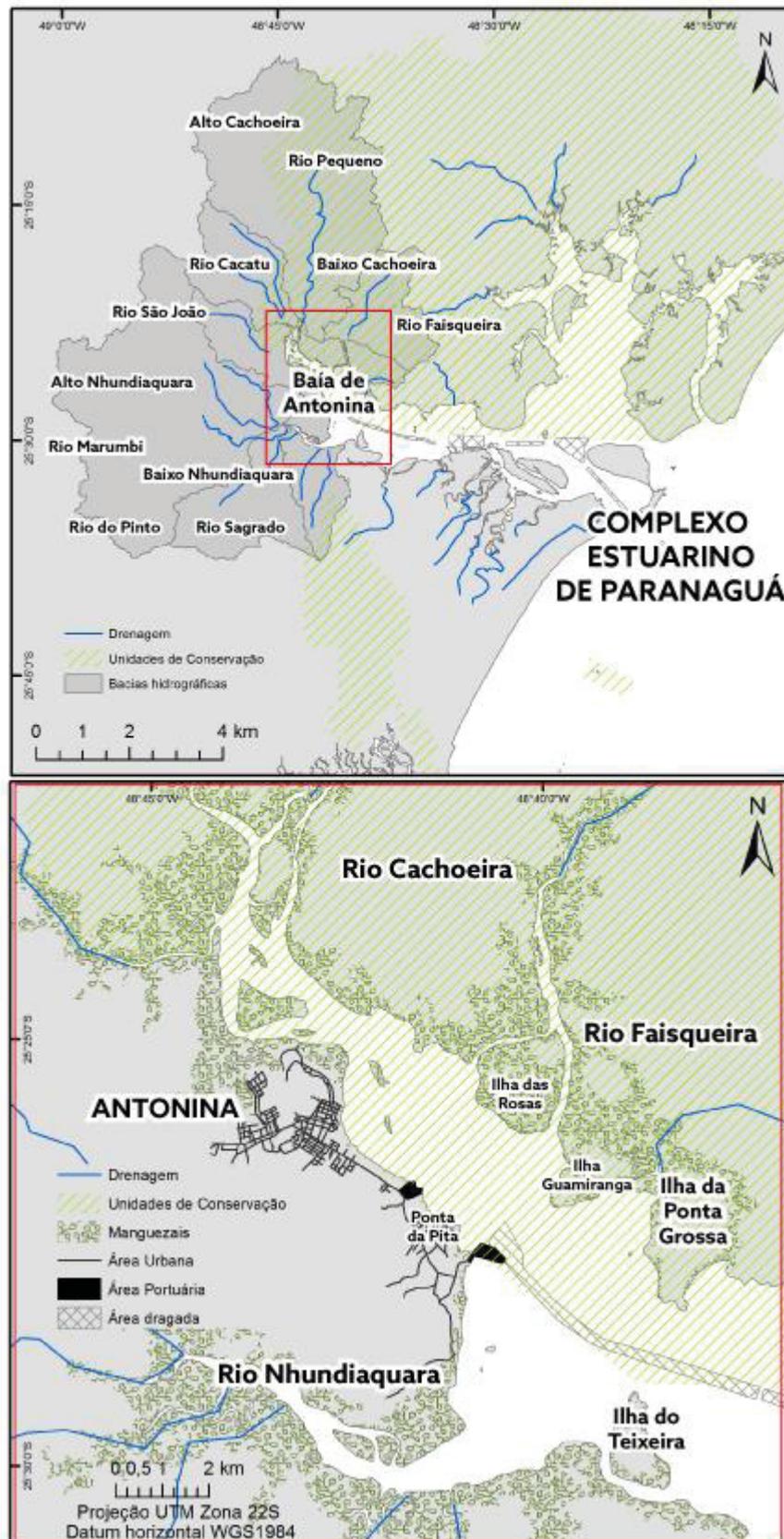
econômico voltado as atividades de turismo, pesca e portuárias, abrigando portos públicos e privados paranaenses os quais estão subordinados a Administração dos Portos de Paranaguá e Antonina (APPA), operando com carga geral, graneis sólidos, graneis líquidos, congelados, contêineres e veículos (APPA, 2017).

Ademais, o Plano Nacional de Logística Portuária de 2010, desenvolvido pela Secretaria de Portos, prevê um crescimento das atividades portuárias de cerca de 10% ao ano devido ao forte crescimento econômico e, para isso, no Plano de Aceleração do Crescimento (PAC) de 2010, estão descritas as metas para suprir a demanda no setor, atendendo às grandes indústrias e estimulando o desenvolvimento econômico. Desta forma, depara-se com o fato de que para essa modernização dos portos, serão executadas obras de dragagens, ampliações de cais e construção de novos terminais portuários (KISHIMOTO, 2010).

O assoreamento concentrado em áreas específicas do estuário provavelmente está relacionado com a dinâmica sedimentar complexa do eixo E-W do CEP, principalmente na região da cabeceira do estuário, por se tratar de uma região que recebe o aporte continental e ação intensa das correntes de maré. Dados relativos as taxas de assoreamento, dinâmica sedimentar e evolução das paisagens de fundo deste ambiente são fundamentais para a compreensão desta dinâmica, o que auxiliará no entendimento dos processos de transporte de sedimentos, permitindo um planejamento fundamentado das dragagens, ampliações e construções de empreendimentos portuários, além da sedimentação dos ambientes deposicionais.

Ademais, a região apresenta fragmentos da Floresta Tropical Atlântica, além de manguezais bem preservados, dispostos principalmente junto as suas margens (NOERNBERG e LANA, 2002) o que justificou a demarcação de um mosaico de Unidades de Conservação. Entretanto, são regiões que enfrentam diversos conflitos de usos dos recursos naturais, devido sua proximidade com as regiões portuárias do estado. A continuidade desta condição de preservação está garantida através 33 Unidades de Conservação (UC) federais, estaduais e municipais (ICMBio, 2015). O seu estado de conservação também levou a UNESCO a considerá-la como Reserva da Biosfera, devido a sua importância ecológica para o Atlântico Sul (decretado em 1995).

FIGURA 1: MAPA DE LOCALIZAÇÃO DO COMPLEXO ESTUARINO DE PARANÁ, ÁREAS DE PROTEÇÃO AMBIENTAL E COM AS BACIAS HIDROGRÁFICAS QUE DRENAM PARA A REGIÃO DA BAÍA DE ANTONINA E CANAL DRAGADO.



2. ÁREA DE ESTUDO

2.1. CARACTERIZAÇÃO FÍSICA DA ÁREA DE ESTUDO

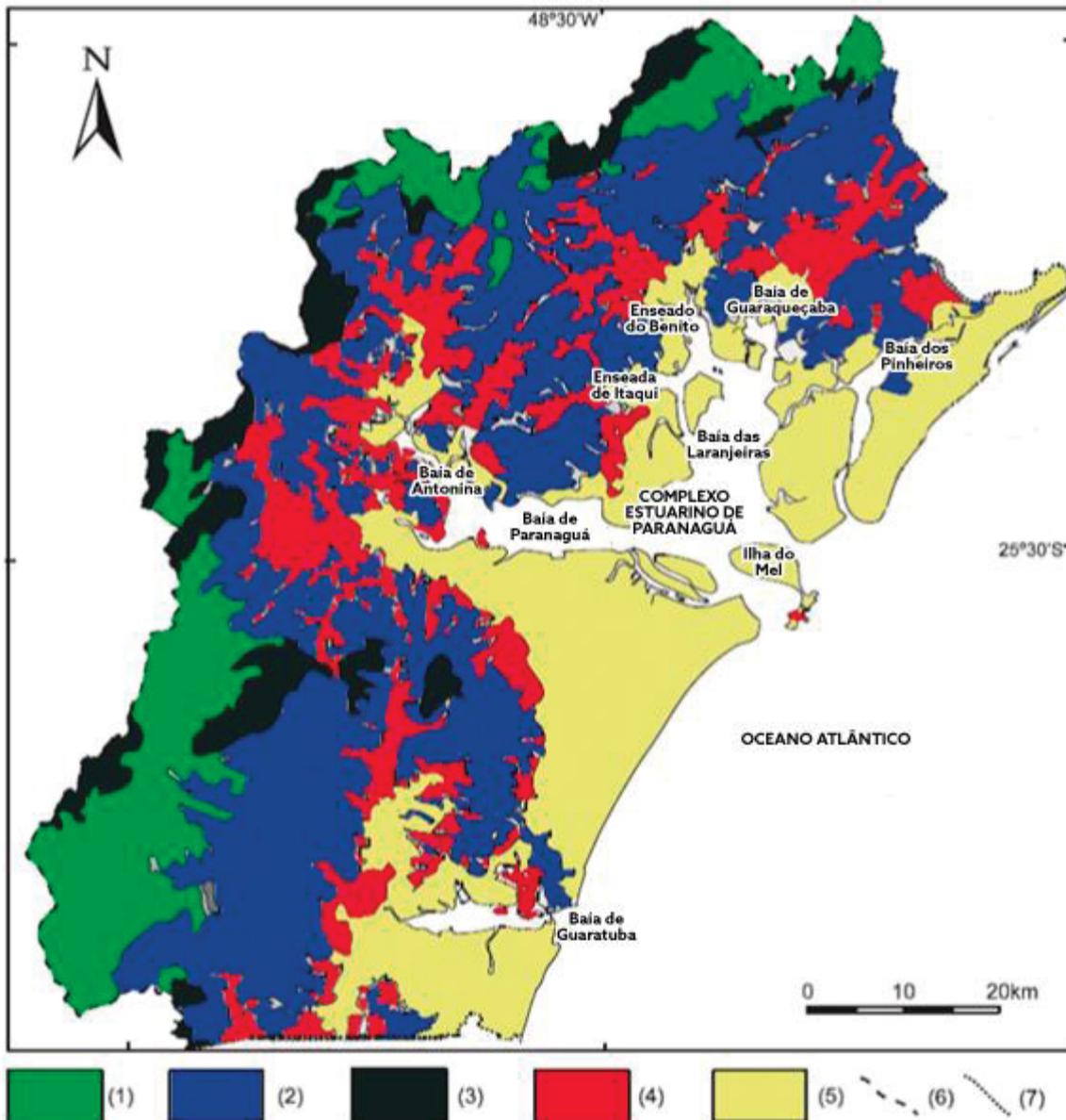
Segundo Suguio *et al.* (1985), toda a faixa litorânea da costa brasileira esteve submetida a oscilações do nível relativo do mar, ocorridas durante o Período Quaternário, sendo as formas resultantes representadas por planícies litorâneas arenosas, com estuários e lagunas recortando a costa (ANGULO *et al.*, 2009). No caso da planície costeira paranaense, formaram-se dois terraços marinhos como sistemas de laguna-barreira, que prograram em pelo menos duas fases, após os dois últimos máximos transgressivos do nível relativo do mar: um no Pleistoceno Superior (há aproximadamente 120.000 anos), quando o nível relativo do mar estaria a cerca de + 8,5m (± 2 m), e outro no Holoceno (há cerca de 5.100 anos) a aproximadamente +2,5m ($\pm 0,5$ m) (LESSA *et al.*, 2000).

O Macro diagnóstico da Zona Costeira do Brasil (MMA/PNMA, 1996), insere o litoral do Paraná na Costa das Planícies Costeiras e Estuários entre os Estados de São Paulo (São Vicente) e Santa Catarina (Ponta do Vigia). Esta costa se constitui de um amplo embaiamento e um litoral composto por arcos praias longos, planícies costeiras amplas e estuários, como os de Santos e Cananéia (SP), Paranaguá e Guaratuba (PR), e São Francisco do Sul (SC).

Maack (1968) o litoral do Paraná em três unidades geomorfológicas principais (Serra do Mar, o Primeiro Planalto Paranaense e a Planície Costeira), das quais. Angulo (2004) caracterizou as unidades geomorfológicas da região litorânea em planaltos; serras originadas por dissecação de borda de planalto; serras originadas por erosão diferencial; tálus, leques aluviais e planícies aluviais e planície costeira (FIGURA 2).

Dentre as diversas feições costeiras da região, a baía de Guaratuba apresenta uma área aproximada de 50 km² com perfil voltado às atividades de lazer e pesca artesanal. Por sua vez, o CEP, com área de 612 km² (LANA *et al.*, 2001), com dois eixos, um na direção E-W, onde se situam as baías de Paranaguá e Antonina e, outro na direção N-S, onde se situam as baías de Laranjeiras, Guaraqueçaba, Pinheiros e Enseadas do Benito e Itaqui (FIGURA 2). O eixo E-W tem relevância econômica pelos portos em atividade nas baías de Antonina e Paranaguá.

FIGURA 2: PRINCIPAIS UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS DA REGIÃO LITORÂNEA DO ESTADO DO PARANÁ. (1) PLANALTOS; (2) SERRAS ORIGINADAS POR DISSECAÇÃO DE BORDA DE PLANALTO; (3) SERRAS ORIGINADAS POR EROSÃO DIFERENCIAL; (4) TÁLUS, LEQUES ALUVIAIS E PLANÍCIES ALUVIAIS; (5) PLANÍCIE COSTEIRA; (6) DIVISOR DE ÁGUAS; (7) LIMITE INTERESTADUAL.



FONTE: (MODIFICADO DE ANGULO 1999).

Dentre outros, o Porto de Paranaguá figura como o principal exportador de grãos da América do Sul em contraponto aos atrativos turísticos da região, que são representados pela biodiversidade protegida com 33 Unidades de Conservação (UC) federais, estaduais e municipais (ICMBio, 2015) e o valor histórico das edificações nos municípios de Paranaguá, Antonina e Morretes, além da Ilha do Mel, um dos principais pontos turísticos do Estado do Paraná. A

configuração entre um mosaico de unidades de conservação ambiental e portos gera constantes conflitos de usos dos recursos naturais, já que a atividade antrópica demanda diversas mudanças na conformação natural, gerando frequentemente impactos sobre o ambiente.

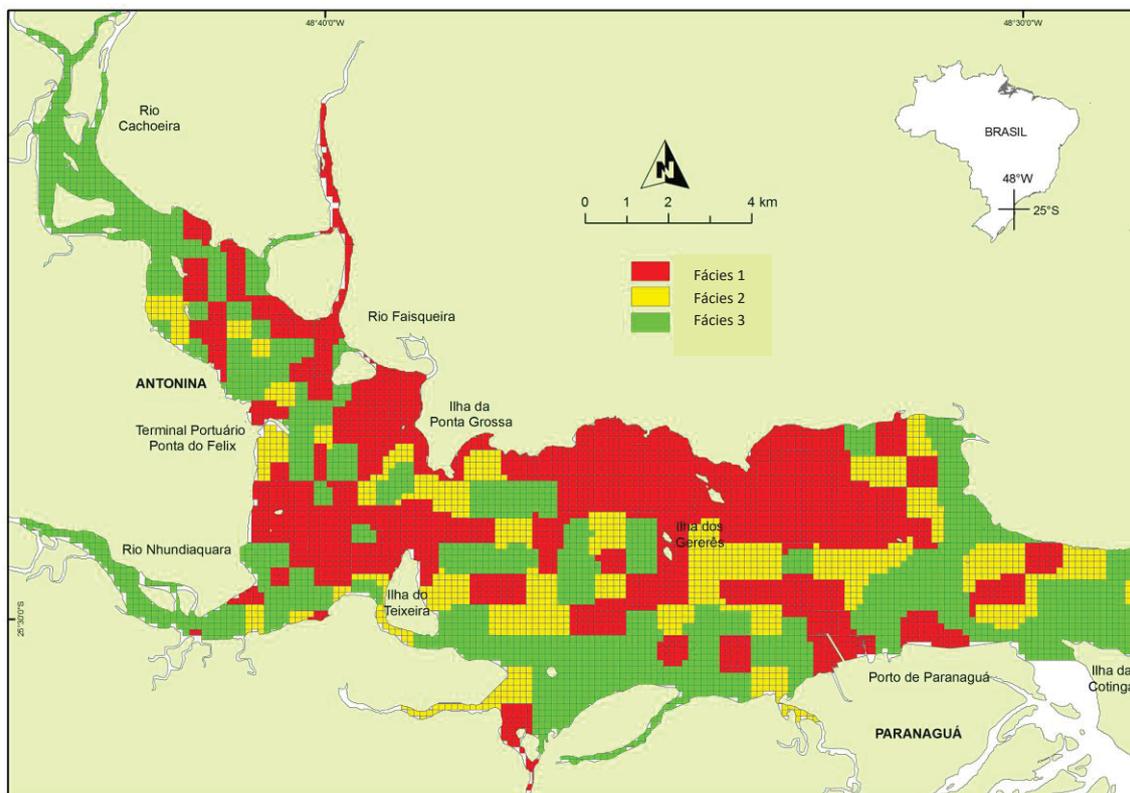
O CEP apresenta extensas áreas rasas junto a suas margens que estão associadas ao desenvolvimento de manguezais (NOERNBERG e LANA, 2002), com canais naturais situados na sua porção central, que passaram por obras de dragagens frequentes com o objetivo da navegabilidade (LAMOUR e SOARES, 2008). A maior parte do aporte fluvial deste estuário ocorre na área da baía de Antonina (MANTOVANELLI, 1999; PAULA, 2010), onde os sedimentos tendem a formar diversas feições submersas. Duas desembocaduras fazem a conexão deste estuário com o oceano Atlântico, as quais apresentam deltas de maré vazante (ANGULO, 1999), onde verificam-se problemas constantes associados ao assoreamento dos canais navegáveis (LAMOUR et al., 2007; CATTANI e LAMOUR; 2016).

Lamour e Soares (2007), analisando as variações no diâmetro médio dos sedimentos de fundo ao longo das Baías de Antonina e Paranaguá constataram que ocorrem três tipos distintos de ambientes sedimentares. Na área onde ocorre a ação marinha, junto a desembocadura do CEP os sedimentos variam entre as areias finas a médias (0,250 – 0,500 mm) de moderadamente a bem selecionadas. As areias muito finas a finas (0,063 – 0,250 mm) e os siltes finos (0,008 – 0,016 mm) pobremente selecionados, ocorrem na região central do estuário. Na região de cabeceira, o diâmetro médio dos grãos varia entre os siltes a argilas (0,062 – 0,004 mm) que ocorrem principalmente próximos às margens da baía, exceto nas desembocaduras dos rios, onde as areias fluviais predominam.

No geral, o grau de seleção dos sedimentos apresenta um caráter decrescente de jusante para montante (BIGARELLA et al., 1978; LAMOUR et al., 2004; LAMOUR e SOARES, 2007). Cattani e Lamour (Submetido), analisando estatisticamente os parâmetros texturais dos sedimentos de fundo da região, determinaram três diferentes fácies para as baías de Antonina e Paranaguá (FIGURA 3). Segundo estes autores, as areias finas estão associadas às áreas mais profundas que apresentam maiores velocidades das correntes de maré. Assim como em regiões de desembocadura dos cursos

fluviais com sedimentos muito pobremente selecionados, e baixas concentrações de carbonatos e matéria orgânica.

FIGURA 3: MAPA DE DISTRIBUIÇÃO DAS FÁCIES GRANULOMÉTRICAS NO SEGMENTO E-W DO COMPLEXO ESTUARINO DE PARANAGUÁ



FONTE: CATTANI E LAMOUR, SUBMETIDO

As fácies intermediárias são compostas por um padrão heterogêneo se comparado as demais em relação ao diâmetro médio, apresentando sedimentos variando entre o silte grosso a areia média, porém que são semelhantes nas demais características que foram comparadas estatisticamente. Esta fácies intermediária ficou associada, principalmente, ao eixo do estuário, com pouca associação com as margens, o que resultou na menor porcentagem de recobrimento do estuário se comparado as demais. Enquanto que as zonas a montante do estuário que são mais rasas e com baixa hidrodinâmica, caracterizam-se pela deposição de sedimentos finos (siltes e argilas), marcados pela seleção ruim e com teores elevados de matéria orgânica e carbonatos (CATTANI e LAMOUR, submetido).

Carneiro (2013) estudou a dinâmica sedimentar das Baías de Paranaguá e Antonina com base nas tendências naturais de transporte de sedimentos na

região. O autor buscou a melhor compreensão das mudanças nos padrões de distribuição granulométrica a partir de três conjuntos de dados dos últimos 50 anos (1966, 1995 e 2012) e análises estatísticas. Conclui que as áreas com maior ação hidrodinâmica possuem sedimentos mais grossos (areias) e bem selecionados, sendo que os teores mais elevados de carbonatos também se relacionam com estas mesmas áreas. Já as zonas interiores, com baixa hidrodinâmica, caracterizam-se pela deposição de sedimentos finos (siltes e argilas), marcados pela má seleção e com teores elevados de matéria orgânica.

O CEP foi classificado como um estuário de planície costeira (ANGULO, 1992; LESSA et al., 2000) que está localizado na porção central do litoral do Estado do Paraná ($25^{\circ}30'S/48^{\circ}30'W$). As baías de Antonina e Paranaguá têm uma área total de $258,4 \text{ km}^2$, com um volume aproximado de $1,4 \times 10^9 \text{ m}^3$ (KNOPPERS et al., 1987), onde cerca de 70% da drenagem da Bacia Hidrográfica Atlântica deságua (MANTOVANELLI, 1999). Ainda assim, é estimado que o aporte médio de água doce para o estuário esteja próximo a $200 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (NOERNBERG et al., 2006) e o tempo necessário para troca completa da água do sistema estuarino seja de cerca de 3,5 dias (LANA et al., 2001).

Segundo Marone et al. (1997) o CEP é classificado como um estuário parcialmente misturado do tipo B (geralmente raso), hipsíncrono com heterogeneidades laterais. A maré apresenta regime semi-diurno, onde ocorrem duas preamares e duas baixa-mares em um dia lunar (24 hrs 50 min) com desigualdades diurnas. A média das alturas das marés, para o eixo E-W, de quadratura e de sizígia são, respectivamente, 1,3 e 1,7 m em sua desembocadura, e 2,0 e 2,7 m em sua cabeceira (MARONE e JAMIYANAA, 1997) e possui descarga fluvial média de aproximadamente $200 \text{ m}^3/\text{s}$ e área de drenagem de 3.600 km^2 (NOERNBERG et al., 2004).

Em geral o clima da região sudeste é superúmido, devido à proximidade do relevo elevado à linha de costa, a qual favorece a precipitação orográfica, que por sua vez provoca intenso escoamento superficial e repentino aumento das descargas fluviais (MUEHE, 1998). O prisma de maré, para a porção E-W do CEP é de aproximadamente $0,58 \times 10^9 \text{ m}^3$ com intrusão de aproximadamente 7,7 km e tempo de residência aproximado de 3 dias (com variações que acompanham as mudanças de maré e sazonais; MARONE et al., 2005)

As velocidades máximas das correntes de maré à ≈ 3 m de profundidade, na porção externa da desembocadura sul do CEP, foram mensuradas em $0,32 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ nos períodos de maré enchente e $0,87 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ nos de vazante. Na porção interna à desembocadura do estuário ocorrem velocidades de $0,59 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ e $0,97 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, respectivamente (MARONE et al., 1997). Junto ao fundo nas adjacências a Ilha dos Gererês (FIGURA 1), as velocidades das correntes de maré mensuradas apresentaram valores máximos de $0,40 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (período chuvoso/verão-quadratura) e mínimos de $0,10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (período seco/inverno – quadratura) (ZEM, 2008).

O regime de ondas no litoral do Paraná foi estabelecido com base nos dados de levantamentos distintos (PORTOBRÁS, 1983; MARONE et al., 1995; ALBERTI, 2011; NEMES e MARONE, 2013). Os dados relativos a década de 80, caracteriza dois trens preferenciais, provenientes das direções $N74^\circ$ e $N174^\circ$ (ENE e SSE/SE, respectivamente), com ondas mais altas do quadrante de SE (PORTOBRÁS, 1983). Nos meses de verão, em período de calmaria, as ondas apresentam alturas menores que 0,50 m com períodos de 7 s, o que segundo Marone et al. (1995) e Angulo (1999) resulta em uma deriva longitudinal líquida para a direção N. Nemes e Marone (2013) dividiram a atuação das ondas no litoral do Paraná de acordo com sua frequência, sendo que para ondas de alta frequência (vagas) tem direção preferencial provenientes do quadrante SE com altura significativa de 1 m e período entre 8 e 9 s.

O comportamento das ondas no interior do estuário é regido pela influência das áreas rasas que formam o delta de maré vazante localizado nas desembocaduras do CEP, onde as pequenas profundidades tendem a esgotar a sua energia, reduzindo a penetração no estuário em determinados períodos (MARONE et al., 1997; LAMOUR et al., 2007; LAMOUR e SOARES, 2008). As exceções ocorrem em marés meteorológicas, onde as ondas de *swell* se propagam estuário adentro (MARONE et al., 1997).

As bacias hidrográficas que drenam para a Baía de Antonina têm uma área de $2.078,86 \text{ km}^2$ (PAULA e CUNICO, 2007), associadas aos maiores índices pluviométricos do Estado ($1.500 - 2.000 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$). Suas nascentes se localizam na zona de declive, enquanto que o baixo curso na planície costeira, com um padrão de drenagem dendrítico (BIGARELLA et al., 1978). O Rio Cachoeira é o mais energético em termos de velocidade de escoamento e capacidade de

transporte de carga de fundo, o que resulta em uma amplificação da área de domínio fluvial dentro da baía (MANTOVANELLI, 1999; GONÇALVEZ *et al.*, 2005; BRANCO, 2004; ASSIS, 2013). Este rio forma na sua foz um delta de cabeceira de baía, cujo rio se divide em dois braços até desaguar na baía e possui curso superior fortemente encaixado e retilíneo, e devido à proximidade da Serra do Mar nesta região, seu curso inferior atravessa uma menor área de planície em comparação com o Rio Faisqueira e Nhundiaquara, apresentando canal mais estreito (BRANCO, 2004; ASSIS, 2013).

Um aspecto a ser considerado sobre a bacia hidrográfica do rio Cachoeira é a presença do canal fuga da Usina Hidrelétrica Governador Pedro V. Parigot de Souza (inaugurada em 1971), operada pela COPEL (Companhia Paranaense de Energia Elétrica) na bacia hidrográfica do rio Cachoeira. O aproveitamento hidroelétrico consistiu no represamento das águas do Rio Capivari, pertencente à bacia hidrográfica do rio Capivari no Primeiro Planalto Paranaense (MAACK, 1960), a 830 metros acima do nível do mar, e seu desvio para o rio Cachoeira, no litoral paranaense, através de um canal de adução (com mais de 15 km de comprimento), atravessando o maciço rochoso da Serra do Mar, obtendo um desnível de 740 metros (MANTOVANELLI, 1999).

Estas bacias, evidenciam dois compartimentos geomorfológicos: Serra do Mar e Planície Litorânea (MAACK, 1968; BIGARELLA *et al.*, 1978; OKA-FIORI e CANALI, 1998). Os solos identificados no compartimento Serra do Mar por Paula *et al.* (2006) são pouco desenvolvidos (Cambissolos Háplicos e os Neossolos Litólicos) em declividades superiores a 30% e alta pluviosidade, indicando suscetibilidade natural à ocorrência de movimentos de massa e desenvolvimento de processos erosivos. Enquanto que na Planície Litorânea verifica-se o predomínio de sedimentos aluvionares não consolidados associados a solos hidromórficos (Gleissolos, Cambissolos Flúvicos e Neossolos Flúvicos), com alta pluviosidade indicando processos erosivos decorrentes de escoamento superficial.

Estes processos de movimentos de massa e processos erosivos são mais evidentes durante o verão, onde o potencial de erosão é maior, mas pode ocorrer intenso aporte fluvial em qualquer época do ano que houver intensa precipitação (NOERNBERG, 2001). Como no evento episódio ocorrido no dia 11 de março de 2011, quando ocorreu na região central da Serra do Mar Paranaense um

conjunto catastrófico e simultâneo de deslizamentos essencialmente translacionais, corridas de detritos e corridas de lama, associadas a inundações e depósitos na planície, e chegou a 2,34 km² de cicatrizes em uma única bacia hidrográfica (Rio Jacareí; SILVEIRA et al., 2012).

De acordo com Prandle (2009), as intervenções antrópicas mudam a natureza e a quantidade de sedimentos que advêm do aporte fluvial. Assim, nos dias atuais a morfologia dos estuários sofre modificações rápidas, pois depende muito mais do desenvolvimento rural, urbano e das obras de engenharia do que dos processos geológicos (PERILLO e SYVITSKY, 2010). Segundo Paula (2010) destacam-se aquelas relacionadas às mudanças da cobertura da terra como o desmatamento, atividades agrossilvopastoris, a implantação de estradas rurais, e a retirada da mata ciliar. Ademais, a ocupação urbana desordenada em direção aos morros e manguezais, assim como a presença de implantações turísticas que exploram as margens hidrográficas, sem a adoção de medidas de conservação.

Existem vários sinais recentes de assoreamento na Baía de Antonina, com um maior afluxo de sedimentos fluviais e sua deposição na cabeceira do sistema. Nos últimos 30 anos as barras de maré têm aumentado, provavelmente devido à construção desta usina no Rio Cachoeira (Lessa et al, 1998).

Segundo Paula (2010) as bacias hidrográficas dos rios Nhundiaquara, Cachoeira e Guaraguaçu drenam 58,1% da área total da planície costeira, descarregando um volume de água de aproximadamente de 178 m³.s⁻¹ no período de verão e de 47 m³.s⁻¹ no período de inverno. Assim, influenciando a circulação estuarina local que é regida pelas correntes de marés com influência sazonal do aporte fluvial (MANTOVANELLI et al., 2004; PAULA e CUNICO, 2007).

Paula (2010) verificou que as porções de sopé da Serra do Mar, Morros e Colinas, possuem densidade alta de estradas rurais e de uso agropecuário, que apresentaram os maiores potenciais de produção de sedimentos nas bacias hidrográficas (FIGURA 4). O mesmo autor evidenciou que as bacias hidrográficas dos rios do Pinto (59,5 ton.km⁻².ano⁻¹), Marumbi (57,7 ton.km⁻².ano⁻¹), Sagrado (54 ton.km⁻².ano⁻¹), Alto Nhundiaquara (52,2 ton.km⁻².ano⁻¹) e Baixo Nhundiaquara (50,8 ton.km⁻².ano⁻¹) se destacaram neste quesito, totalizando

≈250 ton.km⁻².ano⁻¹ de sedimentos transportados, com uma parcela destes carregada diretamente para o interior do estuário.

A região da Baía de Antonina é definida como um paleovale afogado (LESSA *et al.*, 1998), circundado com uma extensiva planície de maré e regiões de mangues nas margens. Estas áreas de intermaré são alimentadas por sedimentos pelo aporte fluvial, as quais segundo diversos autores (ODRESKI *et al.*, 2003; NOERNBERG, 2001; LAMOUR e SOARES, 2007; CATTANI e LAMOUR, 2016) está em processo de assoreamento. Assim o assoreamento da baía de Antonina é o resultado de uma junção de processos naturais e antrópicos, que tem potencial ou que de fato contribuem para a disponibilização de sedimentos às bacias de drenagem, as quais carregam água e sedimentos para o estuário.

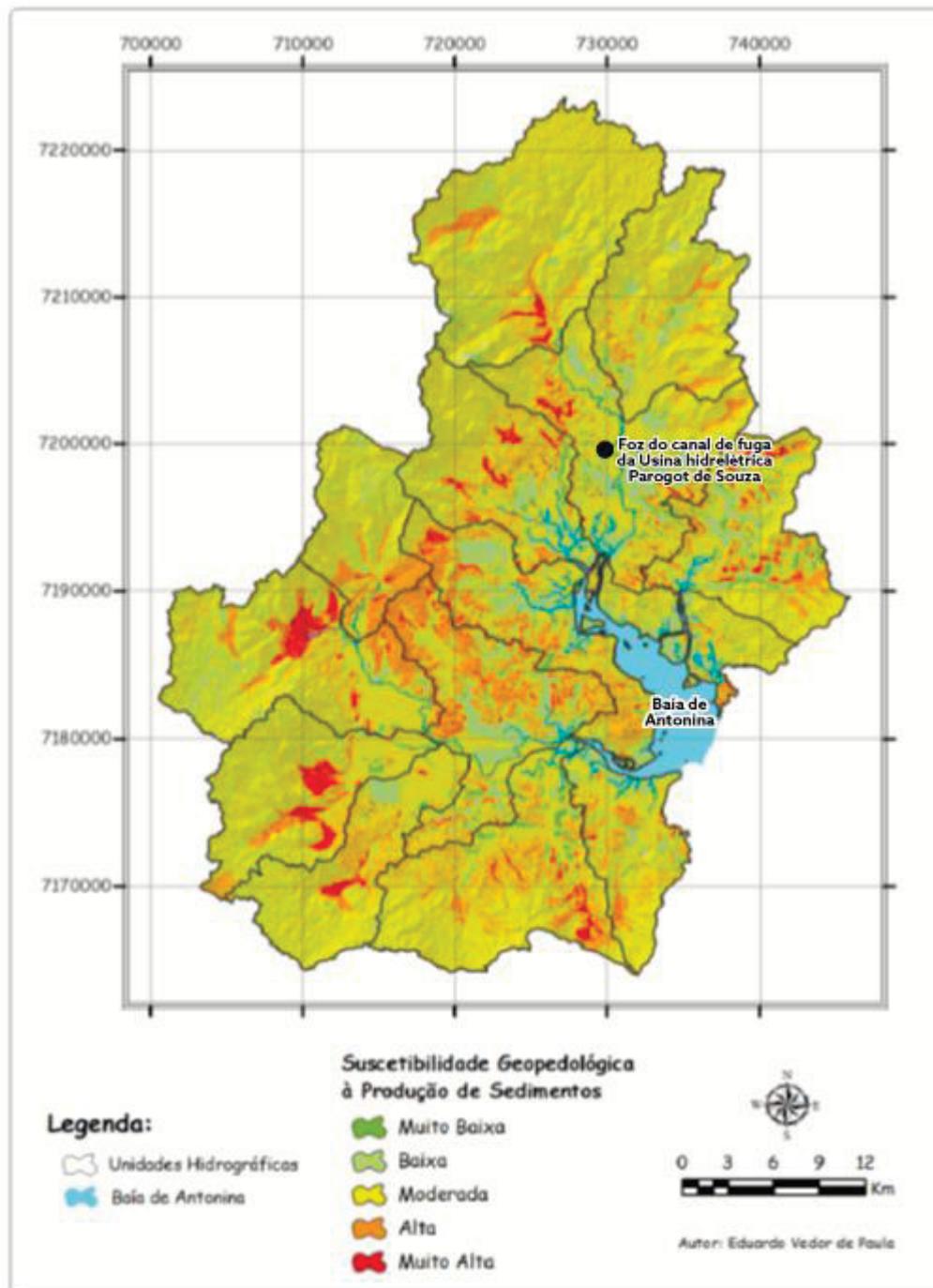
Segundo Lessa *et al.* (1998) e Noernberg (2001) o padrão de circulação estuarina para a Baía de Antonina parece favorecer a manutenção de pequenas profundidades ou, mesmo, caracterizar uma região onde predominam os processos de deposição em regiões de cabeceira estuarina. Isto pode ser evidenciado pela presença de inúmeras feições deposicionais como planícies de marés, baixios submersos, além do desenvolvimento de inúmeras pequenas ilhas arenosas colonizadas por bosques de manguezais e bancos de gramíneas ao longo de todo estuário (LESSA *et al.*, 1998).

Odreski *et al.* (2003) determinaram taxas de assoreamento para a baía de Antonina em torno dos 2,6 cm.ano⁻¹ no período compreendido entre 1901 e 1979 resultando em um volume total de aproximadamente 60 x 10⁶ m³. Cattani e Lamour (2016) determinaram taxas de 14,06 cm.ano⁻¹, entre os anos de 2003 e 2006, para a mesma porção do estuário. Neste caso, Cattani e Lamour (2016) identificaram que o assoreamento principal era oriundo da margem N do canal navegável, e que as taxas tenderam a um aumento progressivo com o passar do tempo.

Enquanto um dos fatores complicantes para esta dinâmica está ligada a Zona de Máxima Turbidez, a jusante da região de cabeceira do estuário, evidenciada por diversos autores como um potencializador dos processos de sedimentação de sedimentos finos (< 0,062 mm) no CEP (MANTOVANELLI *et al.*, 2004; NOERNBERG, 2001; ZEM, 2008) os quais podem ser oriundos da baía de

Antonina. O que pode explicar as taxas de assoreamento elevadas de até 13,45 cm/mês/km² (CATTANI e LAMOUR, 2016).

FIGURA 4: MAPA DE SUSCEPTIBILIDADE PEDOLÓGICA À PRODUÇÃO DE SEDIMENTOS DA ÁREA DE DRENAGEM DA BAÍA DE ANTONINA



(FONTE: MODIFICADA DE PAULA et al., 2010).

Souza e Lamour (em prep.) estimaram a capacidade de transporte total (carga de fundo e suspensão) de sedimentos para a desembocadura do

Complexo Estuarino de Paranaguá, a partir das correntes de maré aplicando nove equações teóricas. Os volumes de sedimentos transportados por suspensão foram estimados na ordem de $10^5 \text{ m}^3 \cdot \text{ano}^{-1}$, estuário afora. No caso dos volumes de sedimentos transportados por carga de fundo, a desembocadura foi definida como uma exportadora de sedimentos, com uma ordem de magnitude de $10^4 \text{ m}^3 \cdot \text{ano}^{-1}$. As equações de Meyer-Peter e Müller (1948) e a de Van Rijn (2007) foram as que melhor se adequaram nesta área de estudo, tendo sido definidas através de análise estatística para a região da desembocadura estuarina.

3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1. ESTUÁRIOS

Grande parte dos estuários ao redor do mundo foi formada logo após a transgressão marinha do período Holocênico, que se seguiu ao fim da última grande glaciação há cerca de 18.000 anos Antes do Presente (A.P.). Com o derretimento das coberturas de gelo, o nível relativo dos oceanos aumentou, fazendo com que antigos vales fluviais fossem afogados, o que resultou na formação da dinâmica e morfologia dos estuários (PERILLO, 1995; DYER, 1995; PRANDLE, 2009).

Segundo Gordon (1979; *apud* DALRYMPLE et al., 1992) o regime sedimentológico de um estuário tem um desequilíbrio relativo ao longo do tempo geológico. Pois quando a taxa de sedimentação tem predomínio sobre a taxa de erosão, sendo assim, considerado uma “armadilha” de sedimentos. Por isso, os estuários são caracterizados por serem armadilhas de sedimentos marinhos e fluviais, tendendo a serem preenchidos rapidamente (BOKUNIEWICZ, 1995).

Várias definições sobre estuários são utilizadas no meio físico, como a de Pritchard (1952) na qual os estuários são corpos de água costeiros semi-fechados que possuem uma conexão livre com o oceano e que contêm uma quantidade mensurável de água do mar. Cameron e Pitchard (1963) embasados nesta definição acrescentaram que a água do mar é diluída em água doce derivada da descarga fluvial.

Kjerfve (1987) apresentou outra definição de estuário considerando não somente a diluição da água, mas também os processos regionais (fatores climáticos, sedimentação recente, correntes, ondas e marés) que contribuem para a formação desses ambientes. Desse modo, um estuário pode ser definido como um ambiente costeiro que apresenta uma conexão restrita com o oceano, sendo que esta desembocadura permanece aberta pelo menos intermitentemente. Sendo assim pode ser dividido em três zonas distintas:

1) *Zona de Maré do Rio (ZR)* – porção fluvial com salinidade baixa, porém que ainda é sujeita à influência da variação das marés.

2) *Zona de Mistura (ZM)* – onde ocorre a mistura da água doce do aporte fluvial com a água do mar, a qual é caracterizada pela convergência dos

movimentos unidirecional do fluxo do rio e bidirecional das correntes de marés. Nesta zona os movimentos convergentes são quase nulos, concentrando materiais e sedimentos em suspensão de origem fluvial e marinha, formando a chamada *Zona de Máxima Turbidez*.

3) *Zona Costeira (ZC)* – região costeira adjacente onde o regime de marés e o de ondas da ZC condiciona a circulação do sistema estuarino, pois desenvolvem padrões de correntes longitudinais e transversais à desembocadura do estuário, no caso da existência de obstáculos na costa ou próximos a desembocadura (ex. recifes, deltas de maré, barras).

Desse modo, Kjerfve (1987) destaca a importância do caráter dinâmico dos limites entre as três zonas, que pôde variar no tempo em escala de horas a até milhares de anos. Todavia, esta definição ainda é inapropriada sob o ponto de vista geológico, pois pode levar a que se considere um ambiente de sedimentação fluvial como estuarino, já que processos de transporte podem carrear sedimentos marinhos até áreas onde a sedimentação é exclusivamente fluvial.

No entanto, uma definição geológica e geomorfológica foi proposta por Dalrymple et al. (1992) a qual é embasada em aspectos de sedimentação estuarina. Estes autores definem o estuário como a região onde são encontradas fácies influenciadas por processos fluviais, ondas e marés, sendo que a sua extensão é considerada no limite das fácies de maré na parte interna, e os limites das fácies costeiras na desembocadura do estuário.

Estuários classificados como planície de maré, a evolução geomorfológica é o resultado de uma interação dinâmica entre o movimento da água, transporte de sedimentos e paisagem de fundo. Na maioria dos ambientes estuarinos a maré é o mais importante fator para o transporte de sedimentos e desenvolvimento morfológico (DYER, 1995; BOKUNIEWICZ, 1995). A hidrodinâmica estuarina é governada pela interação entre a descarga de água doce, a maré e a geomorfologia (geometria e batimetria) do estuário (PRITCHARD, 1955 *apud* PERILLO, 1995). O vento também atua como uma forçante na hidrodinâmica, através da transferência de energia por cisalhamento na superfície da água e tem grande importância na circulação de estuários rasos e de grande área de inundação superficial (MIRANDA et al., 2002).

Estuários de planície de maré são caracterizados por serem rasos com pouca declividade e são muito comuns em todo o mundo, os exemplos mais clássicos são as baías de Delaware e Chesapeake, os maiores estuários na costa leste dos Estados Unidos. Estes estuários exportam sedimentos finos para a costa adjacente, e possuem um grande complexo planícies de maré e canais os quais são responsáveis pelos fluxos das correntes de maré para dentro e para fora do estuário (KNEBEL et al. 1988). Nas regiões das cabeceiras destes estuários são encontrados uma série de canais de maré separados por bancos alongados (BOKUNIEWICZ, 1995), parcialmente mesclado com depósitos de sedimentos de finos e grossos (SCHUBEL e MEADE, 1977; OOSTDAM e JORDAN, 1972) indicando uma sedimentação a partir do aporte fluvial retrabalhado pelas correntes de maré.

Segundo Dyer (1995) os sedimentos que são descarregados no estuário através do aporte fluvial, são geralmente uma mistura heterogênea de tamanhos e composição que reflete a disponibilidade destes nas áreas fonte. Como o sistema estuarino é uma região de convergência entre dois ambientes energéticos (o rio e a costa adjacente exposta às ondas), este acaba por ter uma função de amortização da energia desses fluxos tornando-se um ambiente de baixa energia. Nesta condição, os sedimentos finos (siltes e argilas) tendem a alcançar mais rapidamente o fundo e contribuir mais para a formação dos depósitos de sedimentos.

As características morfológicas e do substrato dos estuários são uma herança das variações do nível relativo do mar durante o Quaternário, das áreas-fonte, dos processos hidrodinâmicos que ocorrem nessas áreas abrigadas, dos processos de interação entre o mar aberto e o estuário e, dependendo do caso, do tectonismo. Por sua vez a natureza e a distribuição dos sedimentos de fundo nos estuários têm importante papel em diversas áreas, seja para o planejamento de canais de acesso a portos, terminais portuários, marinas, dragagens e áreas de disposição, seja para compor o substrato para a biota existente nestas regiões (LAMOUR et al., 2004).

Segundo Folk e Ward (1957), a granulometria e a sedimentologia podem ser utilizadas como uma ferramenta básica de caracterização de substrato com o propósito de interpretar os ambientes de sedimentação. No mesmo sentido, Dias e Lessa (2003) verificaram que os sedimentos de fundo de ambientes

subaquáticos refletem a interação entre a energia hidrodinâmica do ambiente, o aporte sedimentar e a natureza do substrato. Sendo assim, constituem uma informação importante para a compreensão dos processos de sedimentação e identificação de fácies sedimentares.

3.2. SEDIMENTOS ESTUARINOS

Os estuários de planície costeira, dominados por maré, são compostos de sedimentos derivados de fontes fluviais e marinhas, sendo que os tamanhos das partículas sedimentares variam de lamas a seixos (0,004 mm – 4,0 mm; WELLS, 1995). A origem destes sedimentos pode ser de materiais terrígenos (Allen, 1991), depósitos glaciais (AMOS, 1978), detritos vulcânicos (BARTSCH-WINKLER, 1988) e as areias e siltes da plataforma continental ou costa adjacente (COLLINS, 1983). Os depósitos sedimentares superficiais, no ambiente estuarino, refletem a interação entre os processos fluviais, que diminuem a intensidade em direção a desembocadura e os processos marinhos, que diminuem a intensidade em direção a cabeceira (DALRYMPLE et al., 1990).

Poucos depósitos sedimentares são tão bem definidos quanto os provenientes de processos de maré (REINECK e SINGH, 1980; NIO e YANG, 1991). Os depósitos de marés estuarinos incluem: areias em canais (formas de fundo) que são caracterizadas por estratificação cruzada (DALRYMPLE et al., 1992), ripples (CLIFTON, 1982), estruturas em espinha de peixe (DALRYMPLE et al., 1992) planícies de maré com depósitos de sedimentos finos (DALRYMPLE e MAKINO, 1989), ritmias de maré (DALRYMPLE et al., 1992, MARTINO e SANDERSON, 1993), e estruturas flaser, onduladas e lenticulares (REINECK e SINGH, 1980, WEIMER et al., 1982).

Embora cada estuário seja sedimentologicamente único, os depósitos sedimentares acima ocorrem dentro de uma estrutura que compartilha os seguintes atributos: 1) Estruturas sedimentares que podem ser intercaladas em estratos contrastantes; 2) uma dominância das areias no canal estuarino, 3) Uma dominância dos siltes e das argila em depósitos planos de maré adjacentes, 4) Ausência de fácies tripartidas, típica de estuários dominados por micromarés (range < 2 m) ou ondas, e 5) um acoplamento entre concentrações elevadas de sedimentos em suspensão e depósitos de lama fluida. Portanto, as areias são

as fácies dominantes nos canais estuarinos, bem selecionadas perto de desembocadura e mal selecionadas na cabeceira do estuário (WELLS, 1995).

De acordo com Dalrymple et al. (1992), alguns estuários têm planícies de marés extensas, caracterizadas como bancos arenosos, que ocorrem à margem dos canais nas desembocaduras fluviais. As fácies lagunares, Ilha barreira, são típicas de estuários dominados por ondas e de micromarés (NICHOLS et al., 1991). No entanto, os depósitos de lama fluida são uma característica comum em estuários dominados por maré, pois o fluxo de maré é variável; assim, os sedimentos finos podem acumular-se sobre formas de fundo e nas regiões mais profundas do estuário, durante os estofos das correntes. Finalmente, as fácies planas de maré que formam as margens do estuário e representam um ambiente de baixa energia dominado por sedimentos finos, caracterizados pelos pântanos salinos, incisos por riachos de maré e canais migratórios de marés e cobertos por manguezais (WELLS, 1995).

3.3. TIPOS DE FLUXO

O tipo de fluxo é determinado pela velocidade de deslocamento do fluido, este pode ser caracterizado por fluxo laminar e turbulento. No fluxo laminar, as partículas movem-se em camadas sub-paralelas, conhecidas como linhas de corrente. No fluxo turbulento, as partículas movem-se de maneira aleatória e imprevisível, onde são agentes de erosão e transporte mais eficientes do que fluxos laminares. As condições hidráulicas do fluido e o transporte de sedimentos associados a este fluxo são descrita através de duas equações: os números de Reynolds e de Froude (REYNOLDS, 1883; REYNOLDS, 1884; DYER, 1986).

A transição do regime de movimento laminar para turbulento de um líquido num duto depende de uma quantidade física adimensional igual ao produto da velocidade média (U) do movimento pelo diâmetro, dividido pelo coeficiente de viscosidade cinemática (ν_c). Essa quantidade passou a ser conhecida por número de Reynolds (Re), mostrando-se muito importante para correlacionar dados experimentais, uma vez que teoricamente ela compara a importância relativa das forças de inércia e viscosa sobre o movimento (REYNOLDS, 1883; SOULSBY, 1997). Canais amplos com superfície livre demonstram que esse número, com o diâmetro substituído pela profundidade (H_0), pode ser igualmente

usado para prever o regime de movimento de líquidos de densidade uniforme (MIRANDA et al., 2002), passando a ser definido por:

$$Re = \frac{\rho v D}{\mu}$$

Sendo v a velocidade média do fluxo; D o diâmetro para o fluxo; μ a viscosidade dinâmica do fluido e ρ a massa específica do fluido. Quando $Re < 2 \times 10^3$ o regime de movimento é laminar, mas quando esse número é da ordem de 10^5 ou maior, o movimento é totalmente turbulento e a mistura é intensificada. A intensidade da mistura em estuários também depende da estabilidade vertical na interface das camadas em movimento, e a turbulência pode ser gerada por diversos fatores, como a influência dos contornos sólidos, o cisalhamento vertical da velocidade, a tensão de cisalhamento do vento e ondas de gravidade superficiais e internas (DYER, 1997; MIRANDA et al., 2002). O número de Froude (Fr) é um parâmetro adimensional que relaciona a velocidade do fluxo com a taxa na qual uma onda é transmitida através da água. De uma forma simplificada, pode ser representado como:

$$Fr = \frac{U}{\sqrt{g D_h}}$$

Onde U Velocidade média da sessão do canal ; D_h profundidade hidráulica e g a aceleração da gravidade. Para $Fr < 1$, o fluxo é calmo ou subcrítico e está associado a profundidades maiores, enquanto que para $Fr > 1$, o fluxo é agitado ou supercrítico, e presente em seções mais rasas (DYER, 1986).

3.4. TRANSPORTE DE SEDIMENTOS

A hidrodinâmica de um estuário é o resultado da interação entre a morfologia estuarina, o aporte fluvial e o regime de marés. A grande variabilidade temporal e espacial destas forçantes e dos processos associados, torna o estudo dos padrões de circulação e distribuição de propriedades nos sistemas estuarinos bastante complexo em meso e microescala (KJERFVE et al., 1982). Pois durante um ciclo de maré ocorre uma forte relação entre as velocidades das correntes, o transporte e as concentrações de sedimentos em suspensão (NICHOLS, 1986; DYER, 1988; 1995; KJERFVE e WOLAVER, 1988). Ademais, o cálculo do

balanço de massas para um ambiente estuarino fornece estimativas de valores de exportação e/ou importação de materiais em um ciclo de maré, com os quais é possível detectar variações no aporte de sedimentos, na ciclagem interna e nos padrões de erosão e sedimentação associados aos ciclos de maré (KJERFVE e MCKELLAR JR., 1980; DYER, 1988).

As características das ondas de maré dos estuários criam distinções importantes na capacidade das correntes de transportar os sedimentos. Segundo Davies (1964) os estuários podem ser classificados a partir deste range de maré: Micromaré, onde as marés têm alcance inferior a 2 m; Mesomaré, entre 2 m e 4 m de alcance; Macromaré, maior que 4 m de alcance.

Segundo Dyer (1995) dentro do corpo estuarino, a maré pode ser modificada pelo atrito do leito sobre a corrente, e pelo efeito de afunilamento da convergência das margens. A convergência causa tanto uma reflexão parcial da onda, bem como pode espremê-la em uma seção transversal menor, aumentando assim a altura da onda de maré, principalmente nas regiões de cabeceira. Portanto, quando o efeito de convergência excede o efeito de fricção, o intervalo de marés aumenta para a cabeceira do estuário, antes de diminuir na seção rio adentro e perder força com a diminuição da profundidade, esta resposta é denominada hipersíncrona. Quando a convergência e a fricção são iguais, a maré é constante em todo o estuário, caracterizando a resposta síncrona das correntes. Já os estuários hipossíncronos são aqueles caracterizados pelo domínio da fricção, e onde o intervalo da maré diminui em todo o estuário.

Nos estuários podem ser observados três tipos principais de transporte de sedimentos: a carga de lavagem (*wash load*), a suspensão (*suspension*), e a carga de fundo (*bed load*) (DYER, 1995; 1997; SOUSLBY, 1997). A carga de lavagem corresponde ao movimento da fração mais fina dos sedimentos (<0,008 mm) que se movimentam virtualmente em todas as velocidades de correntes e que dificilmente são depositadas somente com a influência da força da gravidade, necessitando a atuação de vários mecanismos de agregação de partículas, como a floculação por exemplo.

O transporte por suspensão é o modo predominante em rios, canais de maré e praias arenosas, sendo definido como o movimento dos sedimentos que foram erodidos do fundo e advectados, devido à troca de *momentum* entre as correntes

de fundo e os sedimentos. Este modo de transporte torna-se mais importante em altas velocidades ($> 1 \text{ m.s}^{-1}$). Para que os grãos se mantenham em suspensão, a turbulência gerada pelo fluxo deve ser maior que a velocidade de decantação (SOULSBY, 1997). Desta forma, a granulometria é outro fator a ser considerado, principalmente em fluxos mais lentos que $1,4 \text{ m.s}^{-1}$, devido às propriedades coesivas das argilas (POSTMA, 1967; DYER, 1995, 1997; VAN RIJN, 2007).

Portanto, somente fluxos muito lentos permitirão a deposição dos sedimentos finos, enquanto que para as areias o limite dessa velocidade é maior. Desse modo, a intensidade de correntes necessária para manter os sedimentos finos em suspensão é menor do que para manter sedimentos arenosos em suspensão. Este fato influencia no transporte final dos sedimentos ao longo do estuário, no qual o transporte em suspensão é função principalmente do deslocamento residual das correntes, não estando tão intimamente relacionado às máximas velocidades das correntes como os sedimentos de maior granulometria (STERNBERG et al., 1988; DYER, 1995; 1997; POSTMA, 1967).

O transporte de sedimentos como carga de fundo (*bed load*) é o movimento horizontal dos sedimentos sobre o fundo, onde é o responsável pela conexão entre as condições hidráulicas e a morfologia de canais (GOMEZ, 1991), gerando assim diversas mudanças na morfologia do fundo de áreas costeiras. Para as areias, este tipo de transporte ocorre comumente por meio de arrasto ou rolamento das partículas e depende de um fluxo rápido para o seu transporte.

De um modo geral, o transporte de sedimentos depende diretamente da rugosidade de fundo, só se tornando significativa no caso dos fluxos combinados (ondas + correntes), não sendo importantes no caso de correntes estuarinas (VAN RIJN, 2007). A efetividade na ressuspensão e transporte de sedimentos possui caráter complexo devido a heterogeneidade de diâmetros das partículas. Sendo assim, a variação na granulometria entre os siltes e as areias, geralmente, marca a diferença entre sedimentos coesivos e não coesivos ($0,062 \text{ mm}$), os quais influenciam ativamente na capacidade das correntes de maré em efetuar o transporte (SOULSBY, 1997).

Segundo Amos et al. (2010) o transporte dos sedimentos finos como carga de fundo dentro de um estuário, geralmente acontece com as areias muito finas ($0,062 \text{ mm} - 0,125 \text{ mm}$), sendo que a partir desta fração os grãos tendem a entrar em suspensão ou serem transportados como camadas de lama fluída, que

tem sua origem relacionada à deposição de sedimentos finos no núcleo da ZMT.

Segundo Dyer (1995), o transporte de sedimentos como carga de fundo é o movimento horizontal do sedimento sobre o fundo. Para as areias, este tipo de transporte ocorre comumente por meio de arrasto ou rolamento das partículas. Já o transporte dos sedimentos finos como carga de fundo dentro de um estuário, geralmente acontece como lama fluída, que tem sua origem relacionada à deposição de sedimentos finos na ZMT.

Na porção mais interna dos estuários, a hidrodinâmica depende diretamente das variações nas formas dos estuários, as quais são resultantes do volume de sedimentos que os rios têm contribuído para preencher os vales, bem como os trazidos do mar. Deltas são formados normalmente em áreas de alta descarga sazonal, especialmente nos trópicos, em áreas de monção, alta pluviosidade e aqueles com um alto componente de derretimento da neve. Geralmente os deltas são melhor desenvolvidos em áreas onde a maré é pequena e onde as correntes não podem facilmente redistribuir os sedimentos que os rios introduzem (DYER, 1995; 1997). Geralmente os estuários dominados pela maré vazante atuam principalmente como exportadores de sedimento para o ambiente costeiro (DYER, 1977, 1995; FRENCH, 1997)

3.4.1. Tendências de Transporte de Sedimentos

A distribuição granulométrica das assembleias sedimentares é dependente dos mecanismos de transporte, e de como os mesmos selecionam e depositam os grãos (McCAYE, 1978). As variações espaciais dos parâmetros estatísticos granulométricos dos sedimentos que ocorrem em um mesmo depósito sedimentar no ambiente praias podem ser denominadas como tendências granulométricas (GAO, 1995).

Deste modo, a interpretação das relações texturais dos sedimentos desde sua fonte até seu depósito requer três pressupostos: i. O depósito é produto de uma única fonte sedimentar; ii. A probabilidade de os processos de transporte sedimentar mover os grãos mais finos e mais leves é maior que a de mover os grãos mais grossos e mais pesados; e iii. A probabilidade de os grãos mais grossos e pesados serem depositados da massa sedimentar em transporte é maior do que a dos grãos mais finos e leves (McLAREN, 1981).

Baseado no conceito que as mudanças espaciais nos parâmetros granulométricos, poderiam ser utilizadas para indicar transporte de sedimentos, pode-se concluir que o método proposto por McLaren denominado *Sediment Trend Analysis* (STA) é um modelo unidimensional, enquanto que Gao e Collins (1992) e Le Roux (1994) aplicaram um modelo bidirecional ponto a ponto. Todos estes três modelos estão embasados em quatro premissas: i. base de dados; ii. Definição do modelo de tendência de transporte mais adequado para o seu estudo; iii. Definição dos vetores; iv. Aplicação dos testes de significância para os vetores.

Esses métodos foram amplamente divulgados no meio científico mesmo com várias ressalvas, diversos autores aplicaram em diferentes ambientes como rios (McLAREN e REN, 1995; MOHD-LOKMAN et al., 1998; ASSELMAN, 1999), praias (MASSELINK, 1992; McLAREN, 1993; GUILLEN e JIMENEZ, 1995; PEDREROS et al., 1996; MICHEL et al., 2000; DELGADO et al., 2002; ALVES e LAMOUR, 2011), terminais portuários (GAO e COLLINS, 1992), estuários (McLAREN e LITTLE, 1987; WU e SHEN, 1999; MALLET et al., 2000; DUCK et al., 2001; PASCOE et al., 2002; FRIEND et al., 2006; LAMOUR, 2007; CARNEIRO e LAMOUR, em prep.), áreas da plataforma continental (LANCKNEUS et al., 1992; GAO e COLLINS, 1994a; GAO et al., 1994; EHRHOLD, 1999; VANWESENBECK e LANCKNEUS, 2000; LEBOT et al., 2001; LUCIO et al., 2002; GARNAUD, 2003; DUMAN et al., 2004; DUC et al., 2007, DUMAN et al., 2006; VEIGA et al., 2005; LAMOUR, 2007), cânions submarinos (LIU et al., 2002, 2004) e outros ambientes marinhos (McLAREN et al., 1993; ORPIN e WOOLFE, 1999; JIA et al., 2003).

Segundo Poizot et al. (2008), para estudos das tendências de transporte em estuários muitas vezes, é crucial decidir qual tipo de tendência usar. Em geral, deve-se ter em mente que o processo analise granulométrica não resulta necessariamente em sedimentos mais finos e melhores selecionados durante o transporte (BARTHOLOMÄ e FLEMMING, 2007). De acordo com os mesmos autores, são necessárias medidas complementares para mostrar se a variabilidade do tamanho do grão está realmente associada a uma modificação da energia hidrodinâmica ou a processos de retrabalho dos sedimentos. Se houver informações adicionais obtidas por outros métodos, devem ser consideradas para saber que tipo de tendência se adequa à direção observada

ou inferida (LE ROUX e ROJAS, 2007). Nesse caso, fica claro que, outros métodos, como o sonar de varredura lateral ou os rastreadores radioativos, fornecem informações valiosas sobre a dinâmica sedimentar, sendo assim a abordagem STA não é realmente útil. Sem dados complementares, os tipos de tendências estudados de forma independente devem ser escolhidos por razões estatísticas ou, ainda melhor, numa base geoestatística.

Mesmo com consideráveis estudos realizados sobre o tema, e várias aplicações satisfatória desses métodos para ambientes sedimentares, Poizot et al. (2008), indicam quais os principais pontos sobre estas teorias que podem causar incertezas. Segundo estes autores, os principais parâmetros a serem analisados são para o ambiente estuarino são:

i) propriedades físicas dos sedimentos, quanto a sua porosidade e densidade (McLAREN, 1981).

ii) modificações mecânicas e químicas das partículas (durante e depois do transporte), principalmente relacionado aos processos de floculação de sedimentos finos ($<0,062$ mm) por apresentar depósitos mal selecionados de “flocos” (KRANCK e MILLIGAN, 1991). Outro processo a ser considerado é a fragmentação das partículas em ambientes de alta energia ou bioturbação por organismos bentônicos (PALANQUES et al., 2001).

iii) natureza dos sedimentos (relictos ou modernos), importante que as amostras tenham a mesma escala de tempo, pois no caso de janelas estratigráficas o modelo matemático não corresponde ao real transporte (GAO E COLLINS, 1992; DUC et al., 2007)

iv) espaçamento da amostragem, pela própria dependência das amostras nas análises estatística. McLaren et al., (2007) indica que um espaçamento ideal para estuários é de 500 m entre as amostras. Entretanto LeRoux e Rojas (2007), indicam que o range adequado para o espaçamento é de 40-250 m, onde o método terá uma melhor confiabilidade.

v) condição física da amostragem, os sedimentos vão responder aos processos hidrodinâmicos atuais (eventos de tempestadas; alta precipitação; *swell*; HARTMANN, 2007).

3.5. MODELOS NUMÉRICOS DE TRANSPORTE DE SEDIMENTOS

Segundo Beven (1993), todos os modelos e teorias são apenas aproximações da realidade e possuem parâmetros que devem ser calibrados para situações particulares às quais o modelo numérico é aplicado. Yue et al. (2010) afirma que um modelo é uma abstração da realidade, uma forma de descrição dos elementos essenciais do problema. Nesse sentido, Jorgensen (1999) observa que os modelos não são capazes de reproduzir completamente a realidade pois um ecossistema consiste de muitos componentes interagindo e é impossível ser capaz de separar uma relação e examiná-la cuidadosamente para revelar seus detalhes, porque a relação é diferente quando acontece na natureza com interações com muitos outros processos, comparando quando se examina ela em laboratório. Isso implica que pode ser possível analisar algumas relações de maneira separada e simples, mas quando essas partes são juntadas, elas formam um todo que se comporta de maneira diferente da soma das partes.

O transporte de sedimentos depende das propriedades dos grãos, das características do fundo, propriedades do fluido e do escoamento. A quantidade de sedimentos em suspensão depende muito da granulometria do material transportado (DYER, 1995). Para a dinâmica estuarina, o transporte por arrasto tem uma importância nos aspectos de determinar os processos de erosão morfológica e deposição. O transporte por suspensão tem importância no assoreamento de reservatórios e sedimentação em tomadas de água (VAN RIJN, 2007).

Nos dias atuais, existe uma ampla quantidade de modelos para uso em simulações de transporte de sedimentos. Esses modelos diferem quanto à sua complexidade: consideração de processos e dados necessários para calibração e uso dos modelos. No geral, o modelo mais apropriado dependerá do uso e das características que são consideradas para o objetivo do qual foi proposto.

Modelos numéricos aplicados a processos estuarinos envolvem a resolução das equações diferenciais governantes da quantidade de movimento (equações de NAVIER-STOKES) e da conservação da massa (ou equação da continuidade) em direções ortogonais para duas ou três dimensões e a equação do transporte de massa para cada constituinte de qualidade da água ou processo de transporte de sedimentos.

A seleção e aplicação de modelos morfológicos estão fortemente relacionadas com o tipo e escala do problema a ser estudado. Quando um sistema natural é

fortemente perturbado, como no caso de fechamento de canais, construção de barragens, portos ou aterramentos, as consequências morfológicas podem ser estudadas com base na previsão dos modelos. Não apenas os impactos causados por fatores da interferência humana, mas também os de processos naturais podem ser estudados e simulados pela modelagem morfológica (VAN RIJN, 1993).

O Sistema de Modelagem Delft-3D foi desenvolvido pelo WL Delft Hydraulics localizado na Holanda. Compõem o sistema os módulos: hidrodinâmicos (FLOW), de onda (WAVE), transporte de sedimentos (SED), morfologia (MOR), qualidade da água (WAQ), monitoramento da partícula (PART) e eutrofização (Eco). Estes módulos possuem ferramentas de pré-processamento (RGFGRID – gerador de grade e QUICKIN – gerador de batimetria), processamento e pós-processamento (GPP e QUICKPLOT), o que facilita o trabalho de implementação do modelo na região de interesse.

A prática da modelagem constitui-se basicamente de quatro etapas: concepção do modelo, análise de sensibilidade, calibração e validação do modelo, executadas nesta ordem e de forma iterativa. Estas etapas podem ser descritas por: (1) Concepção do modelo à Definição conceitual do modelo baseado no propósito do modelo, definição da ferramenta numérica utilizada, definição da dimensão do modelo referente às características dos processos físicos a serem estudados, dos dados de entrada necessários (forçantes), definição inicial dos parâmetros numéricos e físicos do modelo. (2) Análise de sensibilidade à consiste na verificação da relação entre a saída do modelo e a alteração de determinados parâmetros (numéricos e físicos) de entrada do modelo (SOWA/RIZA, 1999). (3) Calibração à etapa que objetiva obter um grau de similaridade prévio entre resultados do modelo e dados medições de campo através de variações sistemáticas de parâmetros incertos seguida de análise de erros residuais (SOWA/RIZA, 1999). (4) Validação à comparação dos dados de saída do modelo com dados independentes de medições de campo (não utilizados na etapa de calibração) a fim de verificar a qualidade do modelo, ou seja, se o modelo é capaz de reproduzir ocorrências passadas com a precisão requerida e se é capaz de responder às questões de interesse (SOWA/RIZA, 1999).

Nos dias atuais, Neves (2007) observa que os modelos numéricos são a parte fundamental nos estudos de impacto ambiental, sendo a mais importante ferramenta de suporte à decisão dos gestores. Este autor, ainda cita que para um modelo ser considerado uma ferramenta desse tipo, ele deve ser capaz de produzir resultados que descrevam uma situação de referência e cenários hipotéticos. Na maioria das vezes é a comparação entre um grupo de resultados que permite aos tomadores de decisão exercerem sua função da melhor maneira.

4. GEOMORFOLOGIA E SEDIMENTOLOGIA DA BAÍA DE ANTONINA: CABECEIRA DE UM COMPLEXO ESTUARINO SUBTROPICAL NO SUL DO BRASIL

4.1. INTRODUÇÃO

Historicamente os estuários são regiões costeiras interessantes para o estabelecimento de concentrações urbanas, complexos industriais e portos (PRANDLE, 2009; PERILLO et al., 2005). No geral, os empreendimentos visam a importância econômica e estratégica onde os parâmetros ambientais são ignorados, devido à carência de estudos (PERILLO et al., 2005) de longo prazo, assim como da inexistência de bancos de dados integrados, que contemplem os diversos processos naturais que ocorrem nos seus limites.

Por este motivo, estes ambientes costeiros têm enfrentado pressões antrópicas contemporâneas de forma crescente devido ao desenvolvimento acelerado das concentrações humanas em nos ambientes costeiros (MARTINEZ et al., 2007). Essas pressões incluem o enriquecimento de nutrientes, aumento das cargas de carbono orgânico, contaminação química, a exploração da pesca, espécies invasoras, desvios de fluxos fluviais para construção de barragens e dragagem (KENNISH, 2002), além das ameaças pelas mudanças climáticas (BELLARD et al., 2012; BYRNE, 2011; GILLANDERS et al., 2011; HARLEY et al., 2006; IPCC, 2007).

Estuários são corpos aquosos costeiros que podem ser definidos como feições de transição entre o continente e o oceano, onde são considerados o grau de diluição de água doce (PRITCHARD, 1952; CAMERON; PITCHARD, 1963), a sedimentação progressiva, as características geomorfológicas (DALRYMPLE et al., 1992), a sua gênese geológica e os processos regionais (fatores climáticos, sedimentação recente, correntes, ondas e marés) (KJERVE, 1987). Diversos autores (DYER, 1989; 1995; 1997; WIDDOWS et al., 2000; UNCLES et al., 2006) descrevem a sua função de dissipação da energia no ambiente costeiro, apaziguando a confluência entre dois ambientes bastante energéticos, como os rios e a costa exposta às ondas, resultando em um ambiente de baixa energia, o que propicia a deposição dos sedimentos.

Dalrymple et al. (1992) sugerem que os estuários são caracterizados pelas fácies sedimentares depositadas nos espaços criados ao longo do tempo geológico, onde o preenchimento sedimentar ocorreu progressivamente, respondendo dinamicamente às características regionais. Portanto, o ambiente resultante é uma consequência da combinação da ação dos processos hidrodinâmicos, sobre todo o estuário ou partes específicas, implicando em mudanças geomorfológicas associadas aos processos de transporte dos sedimentos e intervenções antrópicas (BOKUNIEWICZ, 1995; DYER, 1995; PERILLO, 1995; BOYD et al., 2006; PRANDLE, 2009; PERILLO; SYVITSKI, 2010).

Nas suas regiões de cabeceira o aporte sedimentar a partir das bacias de drenagem, geralmente resulta em uma mistura heterogênea de tamanhos e composições de partículas, as quais refletem a disponibilidade das áreas fonte, assim como o selecionamento executado ao longo do transporte. As características energéticas destes ambientes permitem a deposição de siltes e argilas, principalmente nas regiões de mistura das massas d'água marinha e continental, como também nas suas margens na forma de planícies de maré. Por sua vez, areias e grânulos geralmente são depositados em forma de deltas nas desembocaduras fluviais e bancos no interior dos estuários (DALRYMPLE, et al., 1992, WELLS, 1995; DYER, 1995; McMANUS, 1998; PRANDLE et al., 2006). Contudo, está lógica pode variar dependendo do aporte e das taxas de sedimentação, pois podem ocorrer períodos de erosão em ambientes normalmente sujeitos a deposição ou mesmo a migração das Zonas de Máxima Turbidez, o que permite a deposição de sedimentos finos em diferentes partes do estuário como em canais (McMANUS, 1998).

Deste modo, o objetivo deste trabalho foi determinar o contexto geomorfológico e sedimentológico da Baía de Antonina, pela integração espacial de parâmetros ambientais visando a identificação os ambientes de deposição e o seu papel na dinâmica sedimentar do Complexo Estuarino de Paranaguá.

4.2. MATERIAIS E MÉTODOS

4.2.1. Obtenção dos dados e análise estatística

As análises ambientais deste trabalho foram realizadas com o apoio de dois conjuntos de dados diferentes (TABELA 1): 1) Primários – sedimentos de fundo

(2014); 2) Secundários - Batimetria, Velocidades de correntes de maré e sedimentos de fundo (2009-2012).

TABELA 1: RESUMO DOS BANCOS DE DADOS USADO NESTE ESTUDO. *BANCO DE DADOS SECUNDÁRIO; ** BANCO DE DADOS PRIMÁRIO.

| Dados | Fonte dos dados | Ano | Espaçamento |
|----------------------------|---|---|------------------|
| Levantamentos batimétricos | Paranaguá Pilotos (Cattani e Lamour, 2016) | 2003, 2006, 2008, 2009, 2010, 2011, 2012 e 2013 | Entre 5 m e 15 m |
| Modelagem Batimétrica | Modelagem PLDM (Gonçalves et al., 2005) Cartas náuticas DHN 1820 (Brasil, 1976) 1822 (Brasil, 1991) e 1824 (Brasil, 1995) integradas por Noernberg et al., (1997) | | 50 m |
| Modelagem Hidrodinâmica | Modelagem PLDM (Gonçalves et al., 2005) Medições pontuais na superfície ao longo do estuário realizadas por Marone et al., (1997) | | 50 m |
| Sedimentos de Fundo (2°)* | Projeto Fundação Araucária - 152 pontos (Lamour e Cattani, em prep.) | 2009 - 2012 | 500 m |
| Sedimentos de Fundo (1°)** | Presente trabalho -156 amostras | 2014 | 250 m |

Os sedimentos de fundo consistiram em 156 amostras coletadas com draga busca-fundo no ano de 2014, com espaçamento de 250 m entre si. As análises granulométricas foram executadas pelo método de dispersão a laser no equipamento (*Bluewave* - MICROTRAC), que estabeleceu com *software* próprio os parâmetros estatísticos granulométricos pelo método descrito por Folk e Ward (1957).

Acessoriamente, os teores de carbonatos e matéria orgânica contidos nas amostras foram quantificados por ataque químico, com a adição de ácido Clorídrico (HCl) com concentração de 10%, e peróxido de hidrogênio (H₂O₂) 30 volumes, respectivamente. Os teores foram estabelecidos pela comparação dos pesos inicial e final das parcelas analisadas (GROSS, 1971).

O estabelecimento das fácies sedimentológicas se deu pelo agrupamento das amostras semelhantes pela Análise de Agrupamento (*Cluster Analysis*; VIEIRA et al., 2008) através do *software* R (www.r-project.org) e *MultiVariate Statistical Package for Windows* (MVSP) (KOVACH, 2005). Neste trabalho as variáveis utilizadas foram as porcentagens de sedimentos finos (siltes+argilas) e grossos (areias), diâmetros médios, graus de seleção, assimetrias e curtose, bem como os teores de carbonatos e de matéria orgânica contidos nas amostras, verificando influências mútuas entre si.

Os dados de batimetria e velocidades das correntes de maré foram gerados por modelagem matemática (PLDM; GONÇALVES et al., 2005). Os

levantamentos batimétricos do canal navegável foram realizados pela empresa Paranaguá *Pilots* e consistem de 55 batimetrias sequenciais entre os anos de 2003 e 2013. Os sedimentos de fundo consistem em 152 amostradas, coletadas com draga busca-fundo em um espaçamento equidistantes de 500 m entre si, e foram analisadas quanto a sua granulometria através das técnicas de pipetagem e peneiramento conforme os princípios descritos por Suguio (1973). Neste caso, os parâmetros estatísticos da distribuição granulométrica (diâmetro médio, grau de seleção, assimetria e curtose) das amostras foram calculados pelo método descrito por Folk e Ward (1957) com o auxílio do *software Sysgran 3.0* (CAMARGO, 2006).

4.2.2. Análise espacial

A caracterização geomorfológica da Baía de Antonina, através da análise espacial dos dados, foi efetuada com base nos dados secundários (LOGeo - batimetria, declividade, velocidade das correntes de maré e fácies granulométricas). A integração dos bancos de dados foi realizada com o *software* ArcGIS (ESRI), com o qual foi delimitada uma área de abrangência, considerando os limites geográficos da Baía de Antonina.

Na caracterização geomorfológica e sedimentológica da Baía de Antonina foi gerada uma grade regular (*shapefile*) sobre a área de estudo, a qual abrangeu todos os espaçamentos predefinidos. Para a integração dos dados na análise espacial, um novo espaçamento de 150 m foi escolhido para a malha, considerando de forma empírica uma resolução intermediária entre as malhas amostrais dos dados secundário a serem integrados, o que resultou em $4,2 \times 10^7$ m².

A adequação da resolução espacial dos dados secundários de 50 m (batimetria e velocidade das correntes de maré) para 150 m foi efetuada pela extração de centroides (*shapefile*), gerando assim uma nova tabela de atributos. A partir destes dados foi feita uma interpolação para os dados batimétricos na plataforma, pelo método de estrutura de grade triangular (TIN - *Triangular Irregular Network*). Tal decisão considerou a modelagem de alta precisão de pequenas áreas que não variam no tempo e no espaço, tais como em aplicações de engenharia e modelagens, onde são necessários cálculos de área planimétrica, de superfície e de volume (BOOTH, 2001).

A dependência espacial gerada pelos dados de velocidades das correntes de maré e sedimentos de fundo gerou a necessidade de outro tipo de interpolador que no caso foi o *Inverse Distance Weighted* (IDW). Robinson *et al.* (2004) afirmam que o método IDW preserva a variabilidade local dos pontos observados, pois encaixa os dados conhecidos com precisão, preservando as anomalias locais na grade de interpolação.

A declividade da área foi obtida através de técnicas de geoprocessamento pela extensão *Spatial Analyst* com a ferramenta *slope*, onde foi indicado o tamanho de célula de 150 m. Os dados batimétricos originais foram utilizados para calcular a taxa máxima de mudança batimétrica entre dois pontos vizinhos mais próximos, gerando um produto rasterizado para área de estudo.

Após a adequação das malhas, todos os dados foram vetorizados e originando novas tabelas de atributos (.dbf). Estas planilhas foram integradas em uma única planilha através da ferramenta *Spatial Join*, a qual foi usada para unificar os conjuntos de dados com relação a um predicado espacial, no caso deste estudo, a grade de *pixels*. Posteriormente, os dados integrados foram acessados no *software* de geoprocessamento para a confecção dos mapas.

A caracterização geomorfológica foi efetuada com a divisão do ambiente estuarino em três classes distintas a partir de trabalhos geomorfológicos em estuários (PERILLO, 1995; BOKUNIEWICZ, 1995; DALRYMPLE e RHODES, 1995; AMOS, 1995; LUTERNAUER, et al., 1995; DYER, 1995) sendo: canais, áreas rasas (planícies de maré e desembocaduras fluviais) e zonas intermediárias (como regiões que apresentavam características semelhantes em determinados momentos tanto com canais quanto com as áreas rasas). Os canais foram caracterizados como áreas mais profundas que 6 m e com declividades maiores que 0,5°. As áreas rasas no ambiente estuarino foram caracterizadas com profundidades menores que 2 m e declividades inferiores a 0,1° e que são constantemente inundadas pelas alterações no nível das marés. As zonas intermediárias foram classificadas como uma região de transição entre as áreas rasas e canais, as quais podem apresentar características semelhantes as feições geomorfológicas. Posteriormente, esses dados foram integrados aos dados de sedimentos de fundo e velocidade das correntes de maré, caracterizando os ambientes distintos quanto as fácies sedimentológicas e hidrodinâmica.

4.2.3. Cálculo dos volumes

A obtenção dos dados de evolução batimétrica e taxas de sedimentação da área de estudo, foram obtidos considerando os dados batimétricos que recobrem a região do canal navegável, no setor Cabeceira do estuário (CBE; CATTANI; LAMOUR, 2016). Os mapas batimétricos foram gerados a partir de modelos digitais de elevação (MDE's), construídos com base nas estruturas TIN que corresponderam a uma estrutura vetorial nó-arco representando uma superfície de faces triangulares interligadas (longitude, latitude e profundidade). Posteriormente, foram realizadas as comparações pertinentes para cada, focando a evolução batimétrica de cada setor.

Os cálculos dos volumes para cada superfície batimétrica foram efetuados considerando a cavidade formada pelo canal, em relação a uma superfície de cota zero. Estes valores foram posteriormente comparados em pares sequenciais, de forma a mensurar possíveis diferenças entre os volumes sedimentares assoreados e/ou erodidos. Posteriormente, estes valores foram divididos pelo número de meses transcorridos entre levantamentos resultando nas suas respectivas taxas.

4.3. RESULTADOS

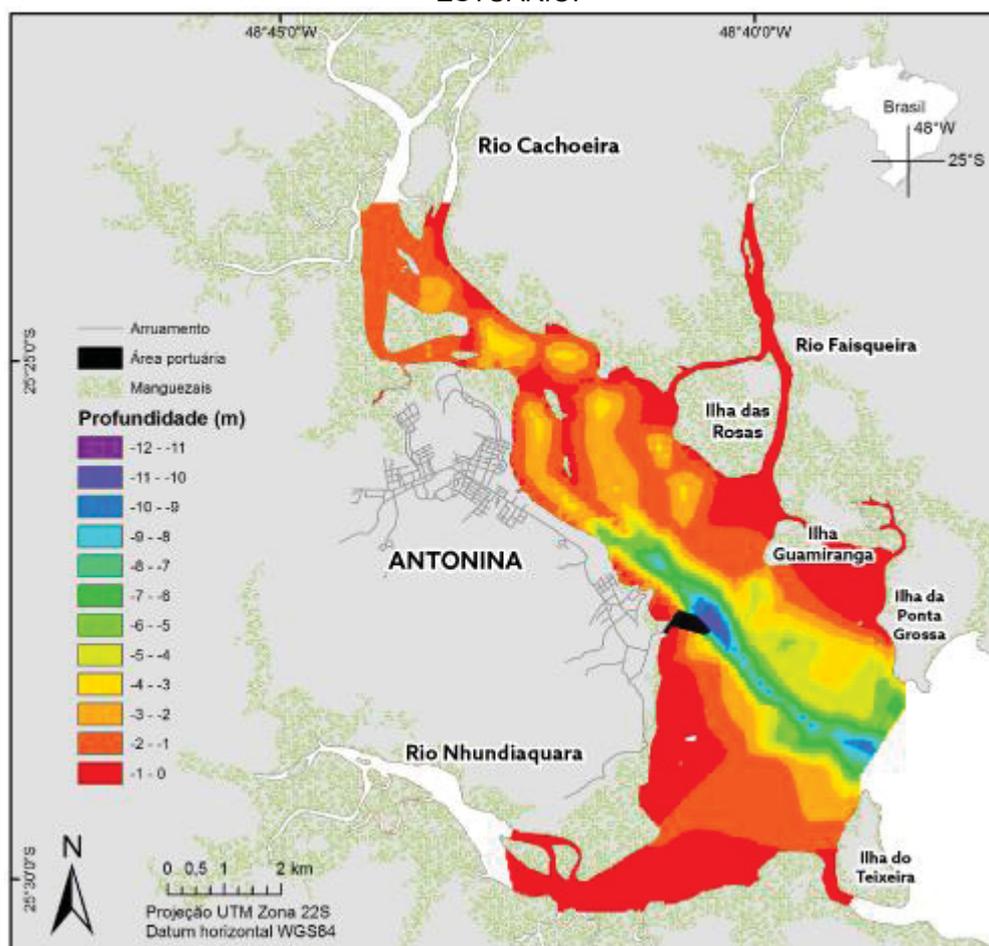
4.3.1. Geomorfologia de fundo

A profundidade média observada na Baía de Antonina foi de 1,9 m com declividades médias menores que $0,25^\circ$, em uma área total de $\approx 4,2 \times 10^7 \text{ m}^2$, indicando que este estuário não possui variações significativas na batimetria. As menores profundidades estão concentradas junto as suas margens totalizando mais da metade da área total da cabeceira estuarina (FIGURA 5). Quando integrados os conjuntos de dados de batimetria menores que 2 m e as declividades inferiores a $0,5^\circ$ corresponderam a quase 62% da área total, as quais foram identificadas como planícies de maré (lamosas e arenosas) englobando as áreas de desembocaduras fluviais segundo a classificação de Dalrymple et al. (1992).

As profundidades classificadas como médias, variaram entre 2 e 8 m, as quais se distribuíram generalizadamente por toda a região central do segmento estuarino. As maiores profundidades denotaram canais naturais estendendo-se

entre as adjacências da ilha do Teixeira e a porção inferior da cidade de Antonina, com profundidades variando entre os 8 e os 11 m. Apesar das diferenças batimétricas, as variações não foram um padrão marcante, podendo assim ser considerada a baía de Antonina como um estuário com fundo com contornos suaves, aproximando-se em muitos casos de uma superfície plana.

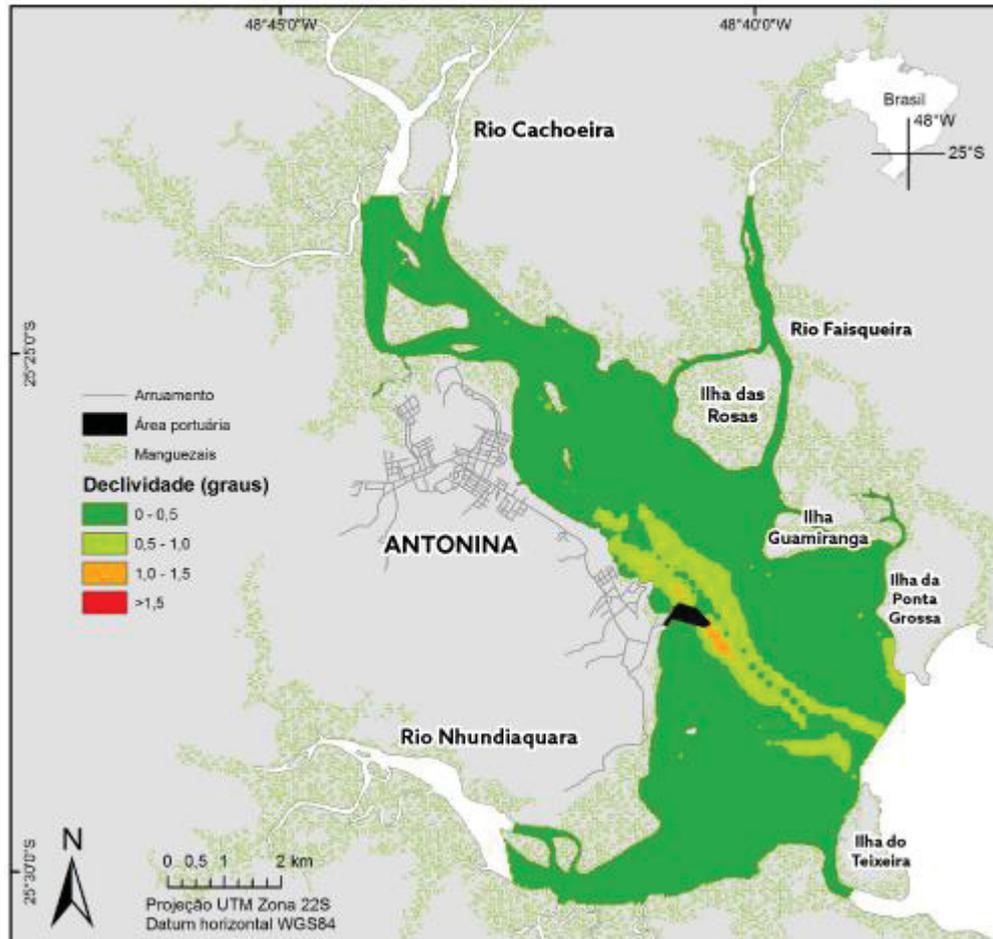
FIGURA 5: MAPA BATIMÉTRICO DA BAÍA DE ANTONINA, COM AS ÁREAS RASAS ASSOCIADAS AS SUAS MARGENS E AS ÁREAS PROFUNDAS ASSOCIADAS AO EIXO DO ESTUÁRIO.



Na porção estuarina disposta nas imediações da cidade de Antonina, foram observadas profundidades variando entre 10 e 11 m associadas às maiores declividades observadas, entre 1° a 1,5° totalizando uma área $\approx 0,02 \times 10^7 \text{ m}^2$, 0,06% da área total (FIGURA 6). Estas características podem ter sido derivadas da ação antrópica executada pelos trabalhos de dragagem da área de manobra (“bacia de evolução”) dos portos instalados na região. Na região a NW da cabeceira do estuário (Rio Cachoeira), foram observadas áreas com

profundidades de até 4 m, relacionadas com as desembocaduras fluviais, as quais podem condicionar as vias de aporte terrígeno.

FIGURA 6: MAPA DE DECLIVIDADE DA BAÍA DE ANTONINA, COM AS ÁREAS COM MAIOR DECLIVIDADE ASSOCIADOS AO EIXO CENTRAL DO ESTUÁRIO.

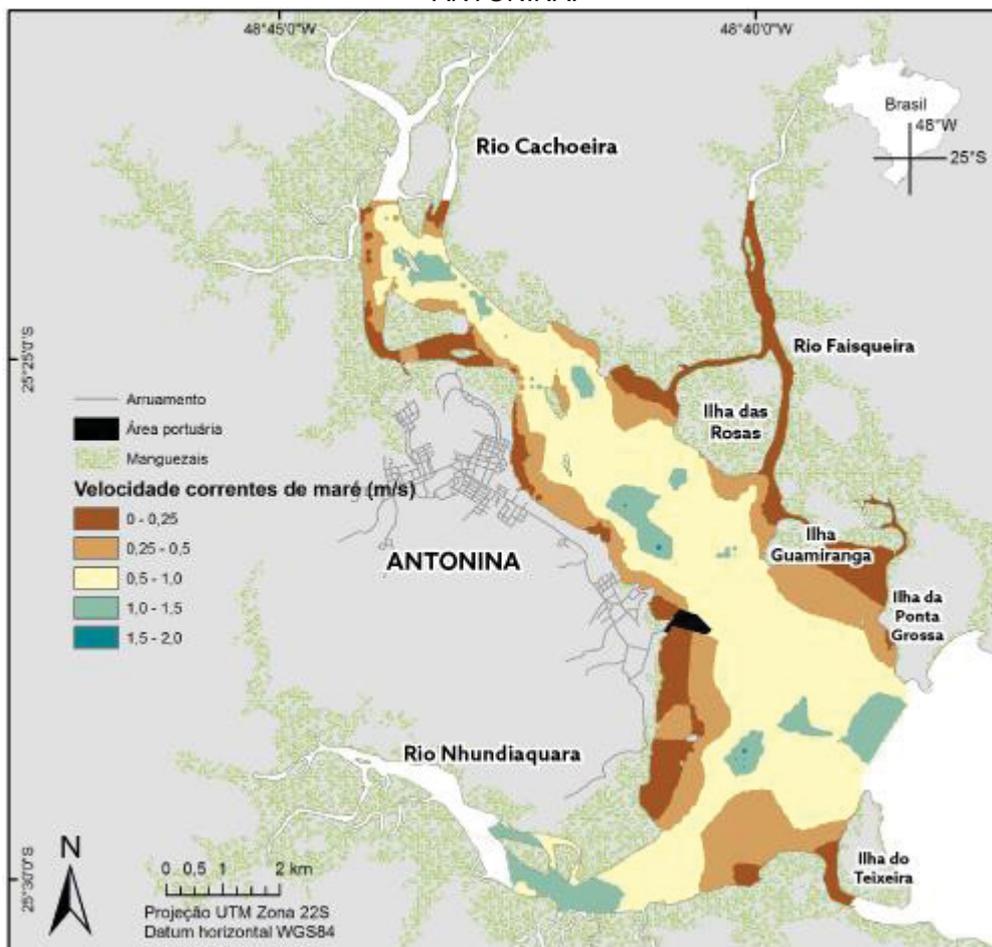


4.3.2. Hidrodinâmica

As velocidades das correntes de maré médias foram de $0,6 \text{ m.s}^{-1}$ (FIGURA 7), atingindo maiores velocidades entre 1 e $1,8 \text{ m.s}^{-1}$ na região da desembocadura do rio Nhundiaquara e próximo a região da Ponta da Pita, o que correspondeu a aproximadamente 2,6% da área total do estuário onde está corrente atua. As menores velocidades de correntes de maré ($< 0,5 \text{ m.s}^{-1}$) estão associadas às margens do estuário, que totalizaram quase metade da área total. Segundo Luternauer et al. (1995), essas condições de hidrodinâmica branda, indicam áreas propícias a deposição de sedimentos principalmente finos ($< 0,062 \text{ mm}$; siltes e argilas).

Os valores de maiores velocidades de correntes de maré (1 m.s^{-1}), estão associadas as áreas profundas do estuário, principalmente na região entre as ilhas do Teixeira e Ponta Grossa, totalizando 19% da área total do estuário. As regiões com profundidades menores que 2 m que apresentaram velocidades de correntes de maré superiores a 1 m.s^{-1} , foram relacionadas, principalmente a foz dos rios Nhundiaquara e Cachoeira, pela descarga fluvial a partir das bacias de drenagem.

FIGURA 7: MAPA DAS VELOCIDADES DAS CORRENTES DE MARÉ DA BAÍA DE ANTONINA.

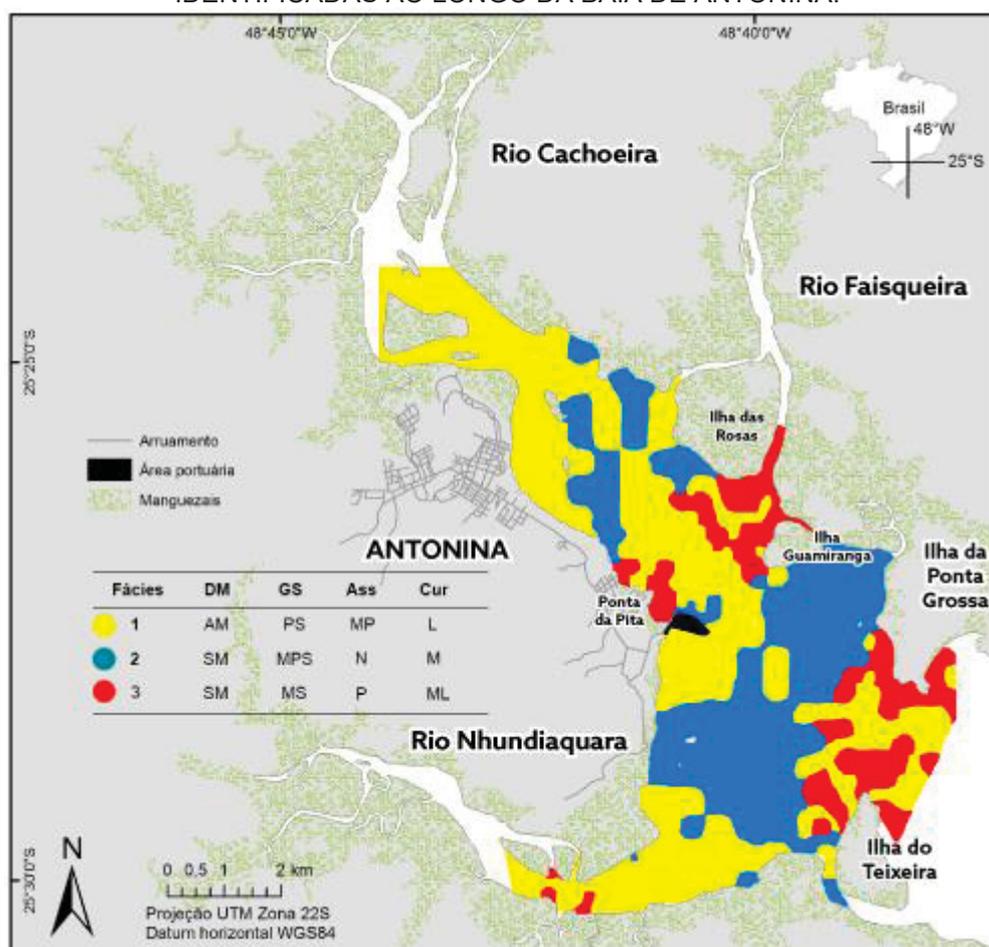


4.3.3. Sedimentologia

A análise do dendograma permitiu o agrupamento das amostras de sedimentos de fundo em três grupos distintos, pelas características granulométricas e suas porcentagens de CO_3 e matéria orgânica contidas, separando assim fácies sedimentares que se distribuíram na Baía de Antonina (FIGURA 8).

A Fácies #1, compreendeu areias médias, pobremente selecionadas, em curvas leptocúrticas com assimetria muito positiva, associadas as desembocaduras dos rios Cachoeira e Nhundiaquara e porção média do estuário. Os teores médios de CO_3 foram de 3,71% matéria orgânica de 3,34%, parcelas grossas de 68,1% e finas de 31,9%, cobrindo uma área de $2,4 \times 10^7 \text{ m}^2$ o que corresponde a 58,4 % da total.

FIGURA 8: MAPA DE DISTRIBUIÇÃO DAS TRÊS FÁCIES GRANULOMÉTRICAS IDENTIFICADAS AO LONGO DA BAÍA DE ANTONINA.



A Fácies #2, apresentam predomínio dos siltes médios, muito pobremente selecionados, com grau de assimetria negativas em curvas de curtose mesocúrticas. A distribuição destas características recaiu principalmente ao noroeste da desembocadura do rio Nhundiaquara e Faisqueira e na margem N do estuário, próximo a Ilha das Rosas. Os teores médios de CO_3 e matéria orgânica observados foram de 7,91% e 10,64%, respectivamente. Acessoriamente, as porcentagens médias de sedimentos finos contidos foi de

91,2% e 8,8% de grossos, em uma área total de $1,4 \times 10^7$ m² representando 34,3% da total.

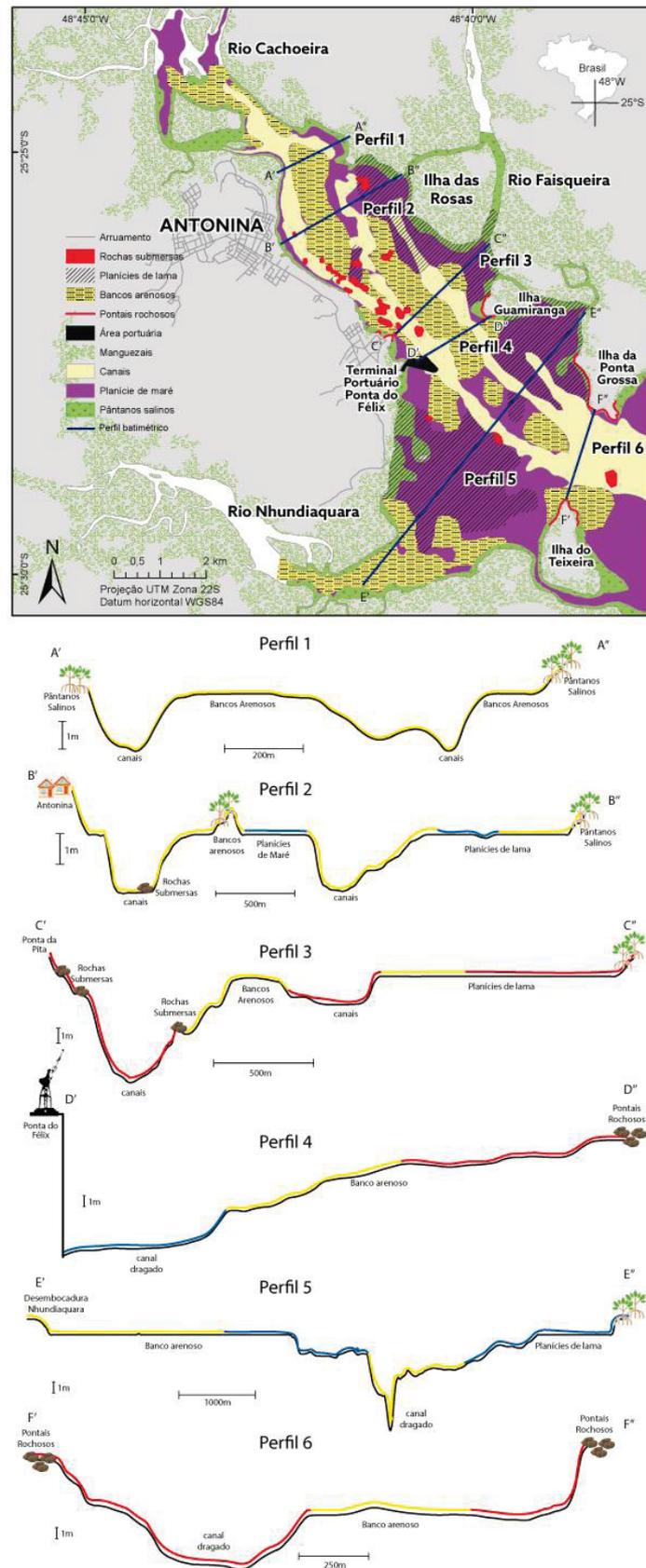
A Fácies #3 apresentou siltes médios moderadamente selecionados, com assimetria positiva em curvas muito leptocúrticas recobrando as áreas próximo a desembocadura do rio Faisqueria e a porção próximo as Ilhas da Ponta Grossa e Teixeira. As porcentagens médias de matéria orgânica e CO₃ foram de 10,06% e 7,49%, respectivamente, enquanto que os teores de finos foram de 67,6% e 32,4% de grossos, distribuídos em uma área de $0,3 \times 10^7$ m² (7,3%).

4.3.4. Paisagens de fundo

A diferenciação das fácies sedimentares permitiu a identificação de variações no ambiente de sedimentação, relacionadas principalmente com a profundidade e com a circulação hidrodinâmica. Entretanto, para a desembocadura do Rio Nhundiaquara a caracterização sedimentológica indicou uma projeção maior da atuação deste ambiente do que o inferido pelos parâmetros batimétricos e hidrodinâmicos, como observado no perfil 5 (FIGURA 9). A desembocadura do Rio Cachoeira apresenta dois canais bem definidos, divididos por áreas de planícies de maré e predomínio da Fácies #1 (Perfil 1, FIGURA 9), esse padrão se mantém ao longo da cabeceira estuarina até o Perfil 3, com mudanças nas características granulométricas nas áreas dos canais para a Fácies #2.

As áreas rasas apresentaram duas Fácies distintas, as Fácies #1 com uma área de $1,55 \times 10^7$ m² (36,9%), disposta principalmente nas desembocaduras dos rios Cachoeira e Nhundiaquara e porção adjacente a cidade de Antonina. Na porção N e próxima a desembocadura do rio Nhundiaquara o predomínio mais evidente é da Fácies #2 com $0,91 \times 10^7$ m² (21,9%) de área. Os canais apresentaram predomínio das Fácies #2 (FIGURA 8) com área de $0,6 \times 10^7$ (1,6%) distribuído ao longo dos canais no estuário. Deve-se enfatizar também que nesta caracterização sedimentológica os canais foram submetidos a condicionantes antrópicos, na forma de dragagens realizadas nas áreas de interesse portuário como observado no Perfil 4.

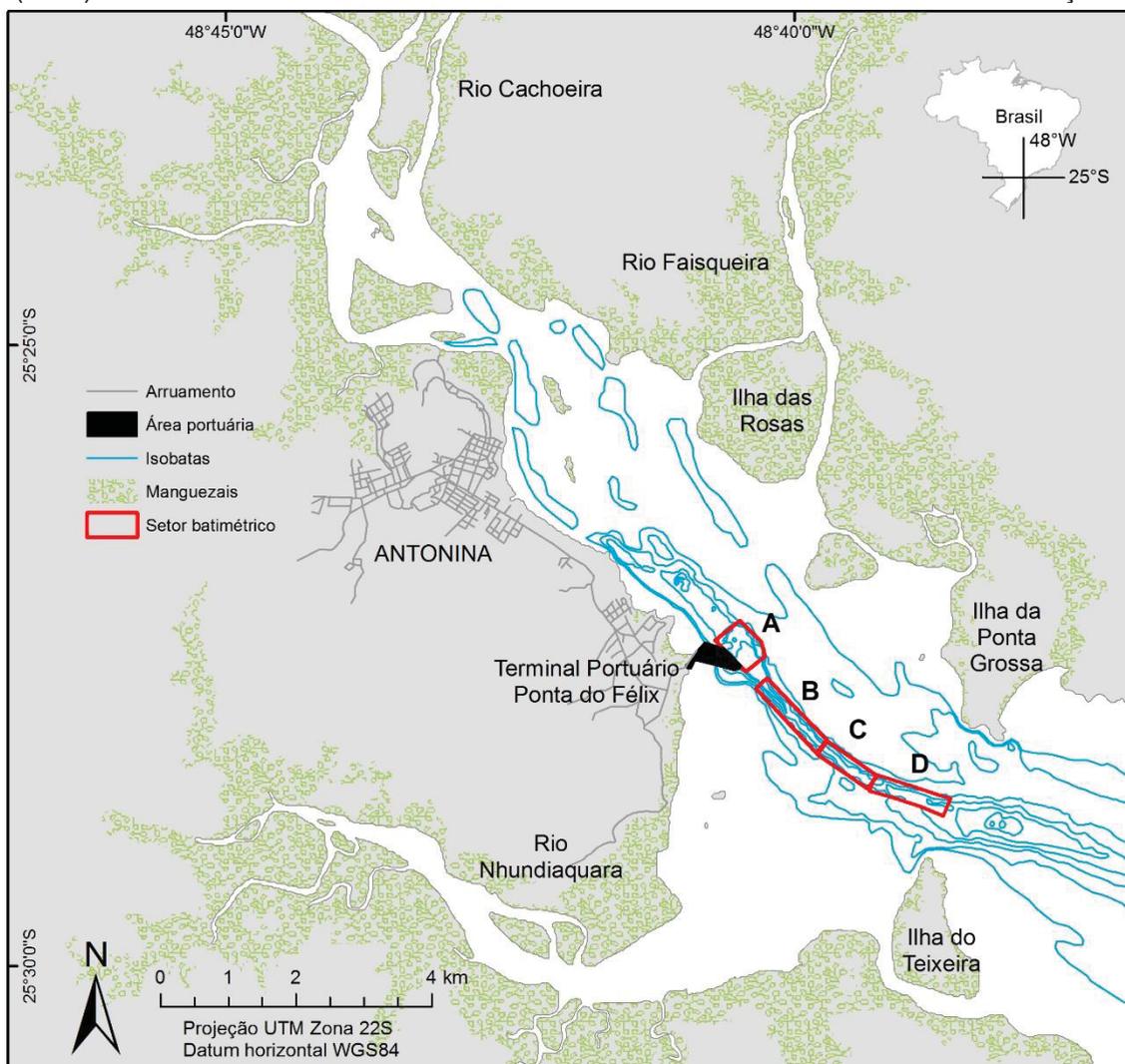
FIGURA 9: CARACTERIZAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DA BAÍA DE ANTONINA COM OS PERFIS BATIMÉTRICOS E AS FÁCIES GRANULOMÉTRICAS CORRESPONDENTES.



4.3.5. Evolução batimétrica e taxas de assoreamento

Cattani e Lamour (2016) analisaram diferentes parâmetros ambientais que influenciam nos potenciais de sedimentação ao longo do Complexo Estuarino de Paranaguá (salinidade, temperatura, turbidez e densidade da água, clorofila e material particulado em suspensão na coluna de água e granulometria). Estes autores segmentaram o eixo E-W do CEP em setores de forma a atender às variações de tais parâmetros, dos quais este trabalho utilizou o compartimento Cabeceira do Estuário (CBE), que engloba os limites da baía de Antonina (FIGURA 10).

FIGURA 10: MAPA DE LOCALIZAÇÃO DO SETOR CBE SEGUNDO CATTANI E LAMOUR (2016) COM SEUS RESPECTIVOS COMPARTIMENTOS E TENDÊNCIAS DE DEPOSIÇÃO.

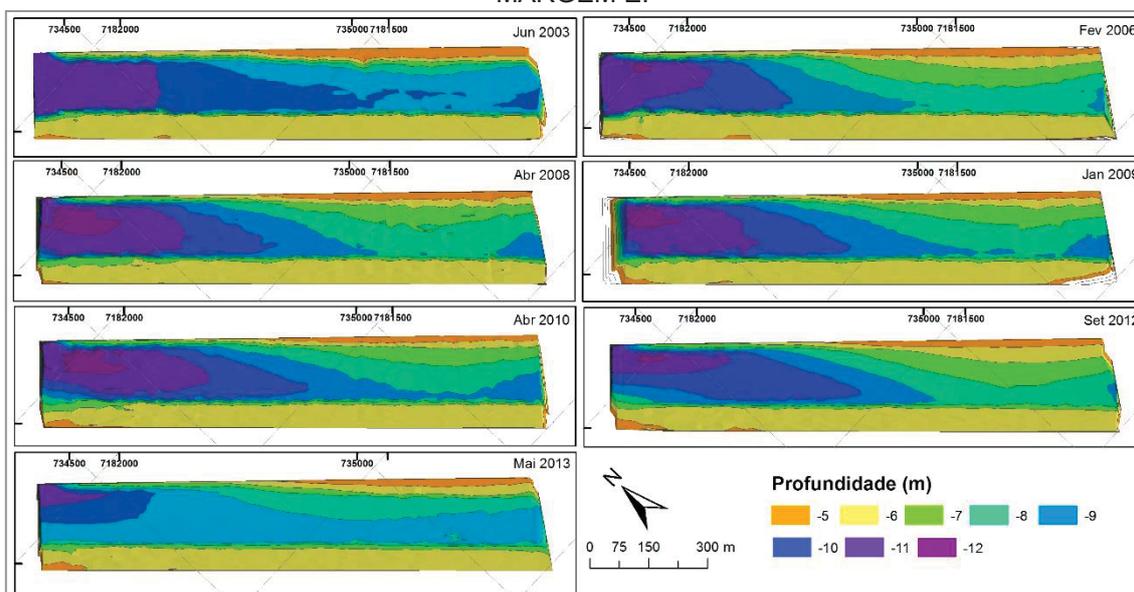


O setor de cabeceira do estuário (CBE) possui extensas áreas rasas, com influência de descargas fluviais e correntes de maré (MANTOVANELLI, 1999;

PAULA, 2010; MARONE et al., 2007). A área total dos levantamentos batimétricos foi de $1,8 \times 10^3 \text{ m}^2$ em uma extensão de 6,7 km divididos em quatro compartimentos (CBE A, B, C e D). Neste setor a tendência de assoreamento observada ocorreu preferencialmente pelas margens NE para todo o conjunto de dados.

Os compartimentos CBE A ($\approx 0,3 \times 10^3 \text{ m}^2$), CBE B ($\approx 3,1 \times 10^5 \text{ m}^2$) e CBE D ($\approx 3 \times 10^5 \text{ m}^2$) apresentaram avanço progressivo da margem NE em direção a porção central do canal (FIGURA 10), onde os nove levantamentos batimétricos apresentaram variações de acréscimo e redução das profundidades. As maiores alterações na morfologia de fundo destes compartimentos ocorreram entre maio de 2003 e fevereiro de 2006, onde foram observados aumentos nas profundidades, principalmente na porção sua SW com volume de $2,4 \times 10^5 \text{ m}^3$ de sedimentos removidos.

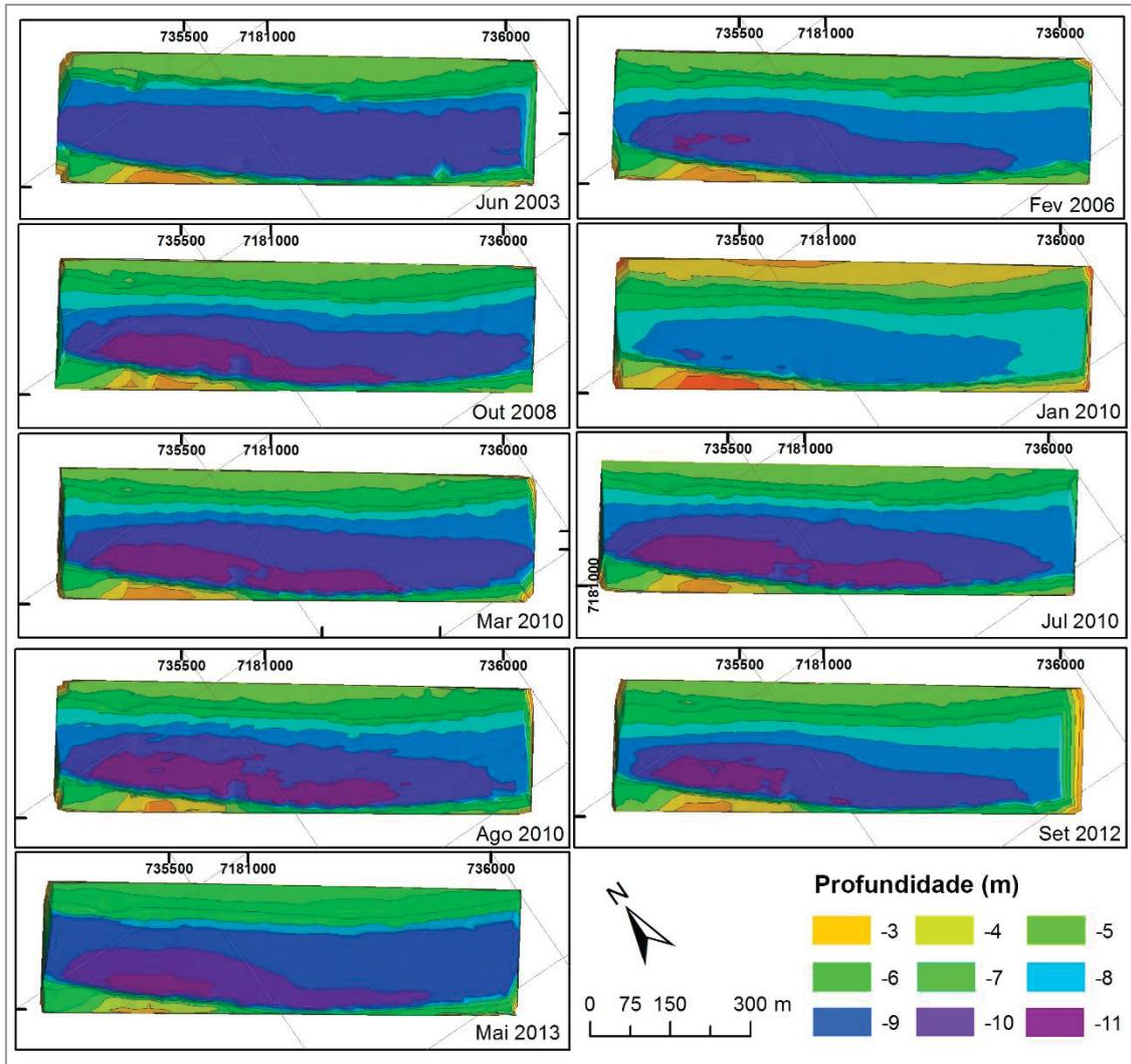
FIGURA 11: MAPA BATIMÉTRICO DO COMPARTIMENTO CEB B, COM AS VARIAÇÕES BATIMÉTRICAS ENTRE OS ANOS DE 2003 E 2012. COM MAIOR ASSOAREAMENTO NA MARGEM E.



Para os levantamentos batimétricos compreendidos entre os anos de 2003 e 2013 (FIGURA 12), no compartimento CBE C ($\approx 2,3 \times 10^5 \text{ m}^2$), a profundidade média encontrada foi de 8 m, com máximas de 11 m na extremidade NE e mínimas de 3 m nas margens do canal, com uma leve curvatura para SW. Na porção central foi observado um suave avanço da borda NE em direção ao quadrante SW, que correspondeu a um volume de $2,8 \times 10^5$

m^3 de sedimentos depositados entre os levantamentos de outubro de 2008 e janeiro de 2010. Posteriormente em março de 2010 foi observada uma retirada de $2,8 \times 10^5 \text{ m}^3$.

FIGURA 12: MAPA BATIMÉTRICO DO COMPARTIMENTO CEB C, COM AS VARIAÇÕES BATIMÉTRICAS ENTRE OS ANOS DE 2003 E 2012. COM MAIOR ASSOREAMENTO NA MARGEM NE.



Entre os levantamentos de fevereiro e setembro o compartimento CBE D 2012 teve aprofundamento de 8 m para 10 m de profundidade ao longo de todo compartimento e volume de sedimentos retirados de $3,3 \times 10^5 \text{ m}^3$, assim como no compartimento CBE C. Entretanto, no período de setembro de 2012 a maio de 2013 novamente ocorreu deposição ao longo de todo compartimento diminuindo a profundidade em 1 m e volume depositado de $2,5 \times 10^5 \text{ m}^3$ de sedimentos.

Desta forma, as taxas de assoreamento estipuladas para as regiões profundas da baía de antonina, entre os anos de 2010 e 2012 foram para a área a área CBE A de $25,41 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{mês}$ ($28,74 \text{ cm}/\text{mês}/\text{km}^2$; TABELA 2), CBE B de $26,9 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{mês}$ ($8,54 \text{ cm}/\text{mês}/\text{km}^2$) e CBE C com taxas de $18,79 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{mês}$ ($39,19 \text{ cm}/\text{mês}/\text{km}^2$) de sedimentos depositados. Sendo que estas altas taxas estão associadas ao intervalo entre os anos 2010 e 2012. Entretanto, a média das taxas de assoreamento para as demais áreas e períodos foi em torno de $9,61 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{mês}$ ($7,95 \text{ cm}/\text{mês}/\text{km}^2$).

TABELA 2: TABELA INDICANDO OS LEVANTAMENTOS BATIMÉTRICOS PARA O SETOR CBE COM OS VOLUMES E RESPECTIVAS TAXAS DE SEDIMENTAÇÃO.

| Levantamento batimétrico | Compartimento | Volume ($\times 10^5 \text{ m}^3$) | Taxa ($\times 10^3 \text{ m}^3/\text{mês}$) | Taxa ($\text{cm}/\text{mês}/\text{km}^2$) |
|--------------------------|---------------|--------------------------------------|---|---|
| Mai/03 - Jun/03 | CBE A | -2,48 | -248,69 | -279,11 |
| Jun/03 - Nov/08 | CBE A | 3,72 | 5,73 | 6,43 |
| Nov/08 - Nov/10 | CBE A | -0,20 | -0,86 | -0,97 |
| Nov/10 - Abr/11 | CBE A | -1,07 | -21,51 | -24,28 |
| Abr/11 - Set/11 | CBE A | 0,08 | 1,76 | 1,99 |
| Set/11 - Jan/12 | CBE A | 1,01 | 25,41 | 28,74 |
| Jan/12 - Set/12 | CBE A | 0,64 | 8,02 | 9,00 |
| Set/12 - Fev/13 | CBE A | 0,02 | 0,44 | 0,49 |
| Jun/03 - Fev/06 | CBE B | 1,67 | 5,23 | 1,67 |
| Fev/06 - Abr/08 | CBE B | -0,87 | -3,37 | -1,07 |
| Abr/08 - Jan/09 | CBE B | 0,50 | 6,28 | 2,00 |
| Jan/09 - Abr/10 | CBE B | -0,77 | -5,19 | -1,66 |
| Abr/10 - Set/12 | CBE B | 1,07 | 26,90 | 8,54 |
| Set/12 - Mai/13 | CBE B | -0,41 | -5,24 | -1,68 |
| Jun/03 - Fev/06 | CBE C | 0,80 | 2,51 | 5,21 |
| Fev/06 - Out/08 | CBE C | -0,82 | -2,59 | -5,42 |
| Out/08 - Jan/10 | CBE C | 2,81 | 18,79 | 39,19 |
| Jan/10 - Mar/10 | CBE C | -2,86 | -143,39 | -296,56 |
| Mar/10 - Jun/10 | CBE C | -0,13 | -4,54 | -9,53 |
| Jun/10 - Ago/10 | CBE C | 0,05 | 2,83 | 5,84 |
| Ago/10 - Set/12 | CBE C | 11,78 | 6,93 | 14,34 |
| Set/12 - Mai/13 | CBE C | -6,42 | -8,02 | -16,56 |
| Jun/03 - Fev/06 | CBE D | 1,11 | 3,49 | 0,38 |
| Fev/06 - Out/08 | CBE D | -0,67 | -2,11 | -0,23 |
| Out/08 - Jul/10 | CBE D | 0,11 | 0,53 | 0,06 |
| Jul/10 - Fev/12 | CBE D | 0,83 | 4,39 | 0,48 |
| Fev/12 - Set/12 | CBE D | -3,38 | -48,37 | -5,20 |
| Set/12 - Mai/13 | CBE D | 2,54 | 31,77 | 3,45 |

4.4. DISCUSSÃO

Diversos autores (DELLAPENNA et al., 2003; SILVA, 2002; LAMOUR et al., 2004; CORRÊA, 2005; DIAS, 2005; ZEM, 2005; VIEIRA et al., 2008; CARNEIRO; LAMOUR; 2011) observaram semelhanças na disposição das zonas de deposição de sedimentos de fundo em estuários. Estes estudos indicaram que as áreas mais profundas e que possuem uma maior ação hidrodinâmica, como canais e áreas relacionadas as desembocaduras fluviais nas cabeceiras estuarinas, apresentam sedimentos grossos (areias) e bem selecionados. As zonas à jusante e mais rasas, com hidrodinâmica branda, caracterizam-se pela deposição de sedimentos finos (siltes e argilas), marcados pela piora do grau de seleção e com teores elevados de matéria orgânica.

Além disso, estes autores concluíram que os sedimentos muito pobremente selecionados sugerem a atuação de diferentes processos de sedimentação, com influência de fatores como períodos de maior vazão dos cursos de água, amplitude de marés e velocidade das correntes de maré. Nesse trabalho, as três fácies granulométricas identificadas através das análises estatísticas granulométricas, seguiram o mesmo comportamento, já que os sedimentos finos, muito pobremente selecionados e com teores altos de matéria orgânica, estão associadas as áreas rasas com hidrodinâmica mais branda, associados as margens NE da cabeceira do estuário e porções da desembocadura fluvial do Rio Faisqueira. No mesmo sentido, os sedimentos mais grossos estão associados às áreas mais profundas com as maiores velocidades das correntes de maré, nos canais naturais e dragado. Este padrão também foi predominantemente observado nas áreas de desembocadura dos cursos fluviais (Rio Cachoeira e Nhundiaquara) com sedimentos muito pobremente selecionados, indicando alto fluxo devido às descargas fluviais e a heterogeneidade dos sedimentos de aporte terrígeno.

A geomorfologia dos estuários caracterizados como de planície de maré, são rasos e consiste em uma complexa rede de canais e áreas rasas, sendo que nos canais são observados correntes de maré mais intensas (na ordem de até 1 m.s^{-1}) com competência para carrear sedimentos (KNEBEL et al., 1988) por carga de fundo. Além de que vários tipos de feições geomorfológicas podem existir devido as interações entre as forçantes hidrodinâmicas que atuam neste ambiente (YANG et al., 2008)

Por sua vez, as velocidades de correntes criam condições de deposição de sedimentos em áreas rasas nos ambientes estuarinos, como as planícies de maré (DYER, 1995). Sendo assim, as áreas caracterizadas como planícies de maré para as baías de Antonina e Paranaguá, quando integradas com os dados de velocidade de correntes de maré apresentaram uma relação positiva, principalmente para a margem NE da Baía de Antonina. Esta região apresentou baixas profundidades, praticamente planas recobertas por sedimentos finos. No entanto, os cursos fluviais que deságuam nas baías, em momentos de maior vazão, depositam sedimentos mais grossos, devido à perda de competência de transporte sedimentar por parte do fluxo, ao ingressar no estuário (SUGUIO 1980). Nessas condições, grande parte dos grãos grossos nas planícies de maré ficam retidos, caracterizando esses grãos como mal selecionados, essa tendência de deposição é observada neste trabalho nas desembocaduras dos rios Cachoeira e Nhundiaquara.

Na região da Baía de Antonina, foi verificada uma tendência geral de assoreamento a partir da sua margem NE, onde verifica-se a foz das principais redes de drenagem da região. Odreski et al. (2003) evidenciou possíveis mudanças nos padrões de sedimentação desta área pela transposição da bacia de drenagem do Capivari para o Cachoeira. Este fato pode ter modificado de forma significativa as taxas de sedimentação para este setor, as quais foram altas segundo Cattani e Lamour, (2016). Todo potencial de produção de sedimentos nas bacias de drenagem na cabeceira do estuário totaliza $\approx 250 \text{ ton.km}^{-2}.\text{ano}^{-1}$ (PAULA, 2010), sendo esses redistribuídos e depositados pelos setores DES e ZMT. Os sedimentos de fundo para a cabeceira do estuário apresentam predomínio de sedimentos finos (LAMOUR et al., 2004). Entretanto nas regiões de desembocadura dos rios como Nhundiaquara e Cachoeira (Baía de Antonina) este padrão não é seguido, pois apesar de ter baixa declividade e profundidade reduzida, os fluxos atuantes são predominantemente fluviais e os sedimentos são caracterizados como areias grossas a médias (LAMOUR et al., 2004). Este ambiente por possuir uma vasta área que apresenta baixas profundidades (ODRESKI, 2002) e baixas velocidades de correntes que criam condições de deposição de sedimentos em planícies de maré (DYER, 1995) as quais, segundo (PERILLO, 1995), são áreas mais propícias a agregar sedimentos desta espécie.

Essa mudança na bacia de drenagem, segundo Assis (2012), fez com que para o período de 1996 - 2005 a região de planície apresentou mudanças morfológicas significativas. A transposição fez com que a vazão do Rio Cachoeira se multiplicasse em duas vezes, indicando uma maior competência de transporte para o interior do estuário. Através dos perfis batimétricos e das fácies granulométricas foi possível identificar uma influência da desembocadura fluvial até a região do Terminal portuário Ponta do Félix, com sedimentos mais grossos e feições geomorfológicas de canais e planícies de maré (bancos arenosos), e deposição dos sedimentos mais finos logo após a Ilha Guamiranga. Essa região apresentou as maiores taxas de sedimentação nos compartimentos CBE B e CBE C.

Os processos de transporte e sedimentação, bem como a formação das feições de fundo são influenciados pela descarga fluvial, assim como pelas correntes de maré, demonstrando a complexidade hidrodinâmica de estuários (YANG et al., 2008). Isto pode ser evidenciado nas fácies granulométricas e na caracterização geomorfológica realizada para a área de estudo. Embora a caracterização geomorfológica delimite as áreas de planícies de maré e desembocaduras fluviais por parâmetros batimétricos, as fácies sedimentares rompem esses limites, indicando um avanço das desembocaduras fluviais sobre o corpo do estuário.

O Rio Faisqueira possui a menor bacia de drenagem, quando comparada com os demais que desaguam na Baía de Antonina, evidentemente, seu regime hidráulico é menos energético os rios Cachoeira e Nhundiaquara (MANTOVANELLI, 1999), possibilitando a ação direta das correntes de maré dentro do seu canal, distribuindo os sedimentos longitudinalmente, e conseqüentemente, impedindo a formação de um delta na sua desembocadura. Já o Rio Nhundiaquara atravessa uma maior área de planície e seu trecho final possui canal relativamente mais amplo que os demais, indicando altas velocidades de fluxo e capacidade de transporte de carga de fundo, entretanto as frações de sedimentos mais grossos não se projetam para o corpo do estuário como ocorrem com os sedimentos finos, quando comparado com o Rio Cachoeira.

As maiores profundidades estão associadas às áreas com as velocidades de correntes mais intensas, indicando competência do fluxo em carrear sedimentos

em ambientes estuarinos (DYER, 1995; UNCLES, 2006). Neste caso, os resultados encontrados de regiões profundas para a baía de Antonina, estão associados a mudanças na geometria do estuário, onde ocorre um estreitamento entre as margens, entre as Ilhas do Teixeira e Ponta Grossa, onde o fluxo das correntes de maré é intensificado (MARONE et al., 1997) permitindo o carreamento dos sedimentos.

As maiores declividades estão associadas ao canal navegável e as bacias de evolução do porto, devido às escavações por obras de dragagens, onde as margens apresentam uma maior inclinação. Sendo assim, o aprofundamento dos canais e das bacias de evolução geralmente diminui a interação da onda de maré com o fundo, incrementando a incursão da maré estuário acima, podendo assim resultar no aumento da amplificação da maré em áreas rasas e, conseqüentemente, no decréscimo da variação da altura da onda de maré ao longo do estuário, relatado por Marone e Jamiyanaa (1997).

Segundo Perillo (1995), a tendência de preenchimento em longo prazo de estuários de planície costeira se dá pelo aporte fluvial, com migração das planícies de maré em direção ao centro dos canais. Entretanto, as variações em curto prazo (ciclos anuais) das taxas de sedimentação, podem revelar períodos de erosão em ambientes que normalmente sujeitos a deposição, e padrões de migração das Zonas de Máxima Turbidez, o que permitem a deposição de sedimentos finos em diferentes partes do estuário (McMANUS, 1998). Sendo assim, as tendências de preenchimento para a Baía de Antonina pelas taxas de sedimentação se dá a partir da margem NE para a região central do estuário, enquanto que pelo aporte fluvial está relacionada a cabeceira e margem S.

Esses diferentes padrões de sedimentação estão associados as correntes de maré, indicando competência do fluxo em carrear sedimentos em ambientes estuarinos (CATTANI; LAMOUR, 2016). Os locais expostos a maior movimentação das correntes de maré não permitem a decantação das partículas finas em suspensão, desta maneira, as plumas de sedimentos ou são exportadas para fora do estuário, ou acabam por serem depositadas em áreas de menor hidrodinâmica, nas planícies de marés.

5. ESTIMATIVA DO TRANSPORTE TOTAL DE SEDIMENTOS NA BAÍA DE ANTONINA

5.1. INTRODUÇÃO

Os estuários são a principal via de fluxos dos materiais oriundos do continente para o oceano, apesar dessa função poder ser afetada por mudanças rápidas como variações climáticas globais e alterações antrópicas (CROSSLAND et al., 2005; JARVIE et al., 2012; STATHAM, 2012). A diversidade geomorfológica estuarina, juntamente com o aporte de água das bacias de drenagem (descarga fluvial) e o regime das correntes de marés resultam em padrões distintos de circulação e estratificação no sistema, por exemplo, altamente estratificados, parcialmente misturados e bem misturados (DYER, 1997; MIRANDA et al., 2002). A circulação, por sua vez, é um dos fatores mais importante no controle da distribuição do aporte de material no estuário, o qual irá determinar se o sistema é uma fonte ou uma armadilha de sedimentos para ou da costa adjacente (DYER, 1995; RALSTON et al., 2012; SCHETTINI et al., 2013; SCHETTINI et al., 2017).

As características de circulação nos estuários podem ser modificadas por atividades antrópicas, que incluem mudanças diretas na bacia estuarina, tais como a recuperação de terras, através de aterros, para uso urbano ou industrial, aprofundamento e alargamento de canais por dragagem, estabilização de desembocaduras estuarina e fluviais, entre outros. As alterações na geometria podem alterar o prisma das marés e as taxas de trocas de material no sistema (MEYERS et al., 2013; PAIVA et al., 2016). Por sua vez o aprofundamento da bacia estuarina, diminui a dissipação da energia das marés, a qual causa mudanças na mistura vertical e no transporte de sedimentos (NIJS et al., 2010; VAN MAREN et al., 2015). Alterações na bacia de drenagem, também podem afetar processos estuarinos, relacionados principalmente ao aporte continental. A destruição de florestas intocadas para agricultura e mineração pode aumentar o suprimento de sedimentos, enquanto que a construção de barragens diminui o suprimento de sedimentos (SYVITSKI; KETTNER, 2011), tais mudanças no aporte de água doce, especialmente em regiões subtropicais, podem afetar a dinâmica estuarina.

A dinâmica de sedimentos em um estuário é de grande importância para a compreensão da sedimentação em canais de navegação, formação e migração de feições de fundo (dunas, bancos e ondas de areia, etc) e alteração no posicionamento da linha de costa, desempenhando funções em vários aspectos da engenharia estuarina e costeira (DYER, 1995; PRANDLE, 2009; PERILLO et al., 2005). Contudo, a alta produtividade biológica e o caráter de águas abrigadas, motivaram o desenvolvimento de centros urbanos (PRANDLE, 2009; PERILLO e SYVITSKI, 2010) nas regiões costeiras. No geral, o transporte de sedimentos nos estuários é amplamente afetado pela descarga dos rios, a sua carga de sedimentos e a mistura de águas produzida pelas marés (DYER, 1995; 1997), assim, as bacias de drenagem nas adjacências dos estuários aportam sedimentos terrígenos, os quais alteram a geomorfologia do sistema costeiro.

A grande variabilidade temporal e espacial das forçantes e dos processos a eles associados, torna o estudo dos padrões de circulação e distribuição de propriedades nos sistemas estuarinos complexo (KJERFVE et al., 1982). Durante um ciclo de maré ocorre uma forte relação entre as velocidades das correntes, o transporte e as concentrações de sedimentos em suspensão (NICHOLS, 1986; DYER, 1988; KJERFVE; WOLAVER, 1988). Sendo que o cálculo do balanço de massas para um ambiente estuarino fornece estimativas de valores de exportação e/ou importação de materiais em um ciclo de maré, com os quais é possível detectar variações no aporte de sedimentos, na ciclagem interna e nos padrões de erosão e sedimentação associados aos ciclos de maré (KJERFVE; MCKELLAR JR., 1980; DYER, 1988).

A Baía de Antonina se insere neste contexto, pela sua posição geográfica na cabeceira do Complexo Estuarino de Paranaguá (FIGURA 1), onde são desenvolvidas atividades portuárias desde o século XVI. Ademais, esta área do litoral brasileiro abriga comunidades tradicionais que dependem da pesca artesanal, e áreas de preservação dos últimos remanescentes da floresta de mata atlântica do litoral brasileiro. Para tanto conhecer os processos hidrodinâmicos, evolução das paisagens de fundo e de transporte de sedimentos é fundamental para tomadas de decisões nestes ambientes tão complexos. O objetivo deste trabalho foi caracterizar o regime hídrico na cabeceira do estuário, calculando o transporte sedimentar total na Baía de Antonina de forma a

determinar a descarga líquida e a capacidade de aporte sedimentar das bacias de drenagem, as quais influenciam o transporte total ao longo do corpo aquoso.

5.2. MATERIAIS E MÉTODOS

5.2.1. Dados primários

As correntes foram amostradas em três transectos perpendiculares, que foram executados em período chuvoso (verão austral), quando diversos autores (MANTOVANELLI, 1999; ZEM, 2008; PAULA, 2010) descrevem que as correntes de maré e o aporte fluvial são intensificados no estuário. As localizações geográficas, como indicadas na Tabela 3, consideraram as desembocaduras fluviais e as áreas de menor seção, onde os fluxos e a descarga de sedimentos tendem a serem mais intensos.

TABELA 3: COORDENADAS GEOGRÁFICAS DOS TRANSECTOS AMOSTRADOS PARA OS DADOS DE CORRENTES E DOS PONTOS DE AMOSTRAGEM DO TRANSPORTE DE SEDIMENTOS.

| Transecto | Amostragem | Ponto | X | Y |
|------------------|-----------------------|--------|----------|-----------|
| Ponta da Pita | Correntes de maré | Início | 733015,8 | 7183024,9 |
| | | Final | 735138,8 | 7183948,6 |
| | Transporte sedimentos | Fixo | 733407,1 | 7183287,9 |
| Ilha do Teixeira | Correntes de maré | Início | 736770,2 | 7179421,1 |
| | | Final | 737447,5 | 7181342,0 |
| | Transporte sedimentos | Fixo | 736923,6 | 7179968,3 |
| Nhundiaquara | Correntes de maré | Início | 731843,6 | 7177227,2 |
| | | Final | 731780,1 | 7177804,0 |
| | Transporte sedimentos | Fixo | 731817,2 | 7177401,8 |

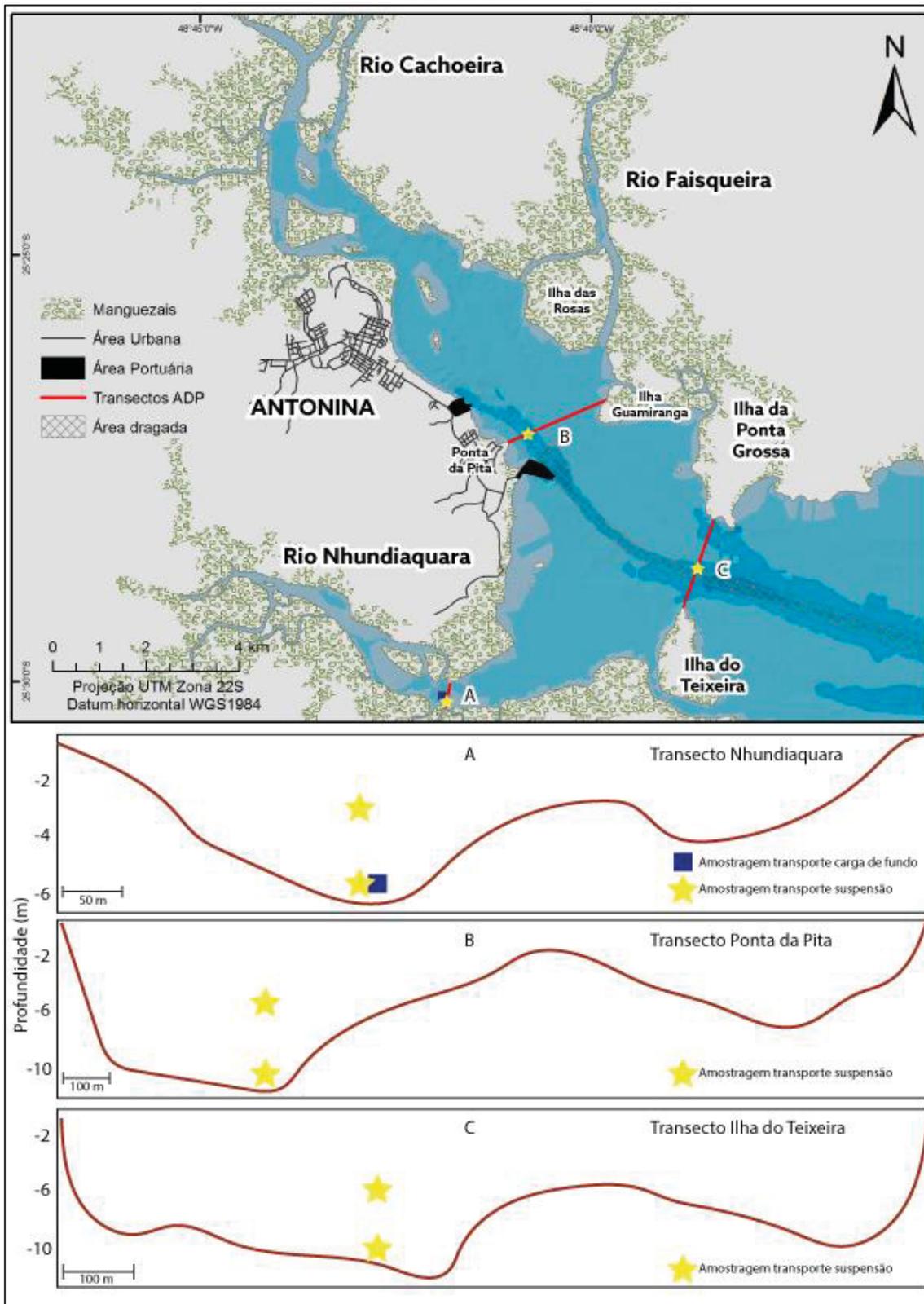
O método utilizado para descrever o comportamento hidrodinâmico da Baía de Antonina foi o Euleriano, o qual consiste em adotar um intervalo de tempo (Ciclo de Maré) e escolher uma seção (três transectos na Baía de Antonina), para assim, considerar as partículas que passam por este espaço neste tempo determinado. As medições dos valores de velocidade e direção das

correntes de maré foram realizadas com um *Acoustic Doppler Profiler* (ADP), cuja frequência de funcionamento é de 1MHZ, podendo-se obter as amostras num intervalo de 1 a 40 metros de profundidade. Neste caso o equipamento foi ajustado para a obtenção de dados na coluna de água de até 13 metros a cada 0,25 metro de espaçamento. A velocidade da embarcação utilizada nas campanhas foi de aproximadamente 2,72 nós ($1,4 \text{ m.s}^{-1}$), tendo as informações gravadas a cada 5 segundos.

As amostragens foram realizadas nos meses de janeiro, Fevereiro e Março de 2015, durante seis dias, sendo três dias no período de maré de sizígia e três no de quadratura (um dia por transecto). Segundo Instituto SIMEPAR a precipitação acumulada para a região de Morretes e Antonina no período da amostragem foi de 617 mm. Todas as amostragens são referentes a um período de 10 horas, com obtenção dos dados a cada hora nos períodos de meia maré, quando o fluxo está mais intenso, tanto nos períodos de maré vazante quanto de enchente. Sendo assim, foram realizadas seis amostragens por secção do estuário para cada ciclo de maré.

Com os dados do ADP, foram obtidas as velocidades e direções das correntes e a estimativa da batimetria, permitindo calcular a vazão da secção. Os *softwares* utilizados para analisar, processar e exportar esses dados, foram o River Survey Versão 4.3, o View ADP v.3.92 e o Matlab R2013a. Neste caso, a velocidade e a direção das correntes medidas em campo foram obtidas em cm.s^{-1} e graus, respectivamente. Para a representação dos dados, as velocidades das correntes foram decompostas em componentes u e v , sendo que u refere-se a componente longitudinal ao canal, o qual indica movimento das marés enchente (valores negativos) e vazante (valores positivos), e a v a transversal.

FIGURA 13: MAPA DE LOCALIZAÇÃO E PERFIL BATIMÉTRICO DOS TRANSECTOS ADP E DAS AMOSTRAGENS PARA TRANSPORTE DE SEDIMENTOS POR SUSPENSÃO E CARGA DE FUNDO.



A estimativa da capacidade de transporte sedimentar por carga de fundo consistiu no fundeio de uma armadilha de sedimentos (*Helley-Smith*) adaptada

com uma malha de 0,063 mm. Tal equipamento foi submergido a cada hora por 5 minutos, seguindo o método descrito por Lamour e Cattani (em prep.), imediatamente após a realização das medições das velocidades e direções das correntes de maré. Os pontos amostrados foram fixos para cada transecto (TABELA 3; FIGURA 13), totalizando seis amostragens para cada ciclo de maré. Os sedimentos amostrados foram armazenados em sacos plásticos para posterior análise sedimentológica em laboratório.

O transporte de sedimentos em suspensão foi estimado a partir da amostragem de água com garrafa de *Niskin* (horizontal) com 5L de capacidade a cada hora, em duas profundidades distintas para cada transecto (meio e fundo). As amostras foram armazenadas em garrafas de plástico de 1L previamente descontaminadas com água deionizada, e refrigeradas até a chegada ao laboratório para a realização das análises. Assim como nas demais amostragens, foram realizadas nos mesmos pontos fixos das amostragens com a armadilha de sedimentos (TABELA 3; FIGURA 13), totalizando 12 amostragens para cada ciclo de maré.

Os dados de sedimentos de fundo consistiram em 156 amostras com espaçamento de 250 m entre si, tendo sido amostradas no ano de novembro de 2014. Os quais foram obtidos com draga busca-fundo modelo *Petersen* e armazenados em recipientes plásticos para posterior análise laboratorial.

5.2.2. Análise laboratoriais e estatística dos dados

As amostras de sedimentos (armadilha de sedimentos e draga busca-fundo) foram submetidas a análise granulométrica pelo método de dispersão a laser no equipamento (*Bluewave* - MICROTRAC). As suas características granulométricas foram obtidas, a exemplo das demais, pelo método descrito por Folk e Ward (1957), contudo foram calculados pelo *software* do fabricante do equipamento de análises.

Os teores de carbonatos e matéria orgânica contidos nas amostras foram quantificados através de parcelas dos sedimentos originais, as quais foram submetidas ao ataque químico pela adição de ácido clorídrico (HCl) com concentração de 10% para os carbonatos, e peróxido de hidrogênio (H₂O₂) 30 volumes, para matéria orgânica. A quantificação dos teores de carbonatos e material orgânico foi feita pela comparação dos pesos inicial e final do ataque

químico conforme Gross (1971). Estes resultados, assim como descrito no capítulo 4 desta tese, possibilitaram o estabelecimento de fácies sedimentológicas pela Análise de Agrupamento (*Cluster Analysis*; VIEIRA et al., 2008) através do software R (www.r-project.org) e *MultiVariate Statistical Package for Windows* (MVSP), segundo o método de KOVACH (2005).

A determinação da concentração dos sólidos em suspensão foi efetuada por meio de filtração das amostras de água, separando-se a fração particulada maior que 0,0012 mm através de membranas de fibra de vidro. O método empregado para determinação da concentração de material particulado em suspensão foi o gravimétrico adaptado de Strickland e Parsons (1972).

Os materiais utilizados no processo de filtração dos sólidos em suspensão foram filtros GF-3, de 47 mm de diâmetro e porosidade e de 0,0012 mm, kit de filtração e bomba a vácuo. Previamente, os filtros foram lavados com água deionizada para a retirada dos sais, e secos em estufa 60°C por 2 horas, que posteriormente foram pesados em balança analítica com precisão de 10^{-5} . Para cada grupo de dez filtros pesados, foram pesados também três filtros padrão (filtros limpos) para serem usados como referência, visando avaliar a precisão da balança e identificar eventuais variações dos valores devido a uma possível absorção de umidade pelos filtros durante as pesagens. As amostras foram homogeneizadas, separadas em alíquotas de 100 ml e filtradas, sendo anotados os volumes de amostra filtrada correspondentes a cada filtro utilizado.

Posteriormente, os filtros foram colocados em estufa a 60°C para secagem, que depois de secos foram levados ao dessecador (por 2 horas) e novamente pesados, junto com o padrão, conforme descrito acima. Posteriormente os filtros foram calcinados em mufla, à 450°C, por 1 hora, para a retirada de todo material orgânico existente nas amostras. Depois de calcinados e resfriados, os filtros foram novamente pesados, com o intuito da obtenção da concentração dos sólidos em suspensão.

5.2.3. Cálculo de transporte

A partir dos dados hidrodinâmicos e granulométricos, foram calculados os parâmetros críticos de transporte necessários para a determinação das taxas teóricas do transporte total de sedimentos (carga de fundo e suspensão), conforme os cálculos propostos por diversos autores (MEYER-PETER e

MÜLLER, 1948; BAGNOLD, 1963; YALIN, 1963; WILSON, 1966; ASHIDA e MICHIE, 1972; VAN RIJN, 1984; MADSEN, 1991; NIELSEN, 1992; CÁMENEN e LARSON, 2005; VAN RIJN, 2007) descritos por Soulsby (1997). Vários trabalhos que tratam sobre o início do movimento são baseados no trabalho de Shields (1936) (LAVELLE e MOFJELD, 1987, BUFFINGTON e MONTGOMERY, 1997, BUFFINGTON, 1999, MARSH et al., 2004). Os cálculos da velocidade crítica de cisalhamento (u_{*cr}) para sedimentos não coesivos utilizados neste trabalho também foram embasadas nas equações descritas por Soulsby, 1997). A velocidade de cisalhamento crítica é definida por:

$$u_{*cr} = \sqrt{\frac{\tau_{cr}}{\rho_w}}$$

u_{*cr} Velocidade crítica de cisalhamento (m.s⁻¹)

τ_{cr} Tensão crítica de cisalhamento (N.m⁻²)

ρ_w Densidade da água (kg.m⁻³)

As taxas teóricas de transporte por carga de fundo foram obtidas através da aplicação das equações descritas por Van-Rijn (VR; 2007) e Meyer-Peter e Müller (MM; 1948), descritas em Souza (2012) como as adequadas para a desembocadura do CEP. Este procedimento teórico foi padronizado através de uma rotina matemática desenvolvida e executada utilizando o *software* MATLAB R2013a. Para as taxas teóricas de transporte em suspensão foram testados quatro formatos do perfil de concentrações de sedimentos em suspensão na coluna de água, para verificar qual melhor se adequa aos dados de campo:

$$C(z) = C_a (z/z_a)^{-b} \text{ (Perfil Power-Law)}$$

$$C(z) = C_a \left[\frac{z}{z_a} \frac{h-z_a}{h-z} \right]^{-b} \text{ (Perfil de Rouse)}$$

$$C(z) = C_a \left[\frac{z}{z_a} \frac{h-z_a}{h-z} \right]^{-b} \text{ para } z_a < z < h/2 \text{ (Perfil de Van Rijn, 1984)}$$

$$C(z) = C_a \left(\frac{z_a}{h-z_a} \right)^{b'} \exp \left[-4b' \left(\frac{z}{h} - \frac{1}{2} \right) \right] \text{ para } h/2 < z < h$$

$$\text{com: } b' = \frac{b}{B_1} + B_2$$

$$B_1 = 1 + 2\left(\frac{W_s}{u_*'}\right)^2 \text{ para } 0,1 < W_s/u_*' < 1$$

$$B_1 = 2 \text{ para } W_s/u_*' \geq 1$$

$$B_2 = 2,5\left(\frac{W_s}{u_*'}\right)^{0,8} \left(\frac{C_a}{0,65}\right)^{0,4} \text{ para } 0,01 \leq W_s/u_*' \leq 1$$

$$B_2 = 0 \text{ para } W_s > u_*' \text{ ou } z_a > 0,1h$$

Para todas as equações, $b = W_s/\kappa u_*'$ e corresponde ao número de Rouse.

Também foram testadas três fórmulas para o cálculo de C_a e z_a , sendo:

$$C_a = \frac{0,00156T_s}{1 + 0,0024T_s}$$

$$z_a = \frac{26,3\tau_{cr}T_s}{\rho g(s-1)} + \frac{d_{50}}{12} \text{ (SMITH e McLEAN, 1977; SM)}$$

$$C_a = \frac{0,015d_{50}T_s^{3/2}}{z_a D_*^{0,3}}$$

$$z_a = \frac{\Delta_s}{2}, \text{ valor mínimo de } z_a = 0,01h \text{ (Van Rijn, 1984; VR)}$$

$$C_a = A\left(\theta' \frac{u_*'}{W_s}\right)^B \text{ (LEE et al., 2007; LE)}$$

$$\text{com: } A = 2,58 \pm 1,7$$

$$B = 1,45 \pm 0,04$$

$$z_a = 0,01 \text{ m.}$$

Dentre as três equações, a única que não apresentou uma equação para z_a é LE, a qual utiliza um valor fixo de 0,01 m. Os volumes em suspensão foram integrados na coluna de água e representados pelo valor médio, em $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$, para comparação posterior com os dados de campo. Posteriormente estes resultados foram comparados com as taxas de transporte efetivas para verificar se estes encontravam-se em escalas razoáveis, permitindo uma validação de resultados.

5.2.4. Vetores de tendência de transporte

Os vetores de transporte de sedimentos foram determinados através do *software* Grain-Size Trend Analysis (GSTA – GAO e COLLINS, 1992). Este método foi adotado por comparar as amostras em todos os pares amostrais vizinhos. O fator A, utilizado no GSTA foi igual a 1, pois foi utilizado um sistema plano de coordenadas (UTM), com distância entre vizinhos de 1500 m, devido o espaçamento entre as amostras de sedimentos de fundo ser igual a 500 m. Este

software relaciona oito tipos básicos de tendências de transporte de materiais com comparação entre as características granulométricas de cada amostra e seus vizinhos com a geração dos vetores e a filtragem do ruído por vetores não representativos.

5.2.5. Modelo numérico de transporte de sedimentos

A aplicação do módulo hidrodinâmico do Sistema de Modelagem Delft3D (DELFT3D-FLOW), desenvolvido pelo Delft3D Deltares Hydraulics (Holanda), simulou fluxos não estacionários em três dimensões, fenômenos de transporte resultantes de marés, descarga de água e efeitos meteorológicos, incluindo o efeito de diferenças nos valores de densidade devido a gradientes de temperatura e salinidade, assim como os efeitos de maré e a influência dos ventos (DELTARES, 2012).

Foi utilizado o módulo de transporte de sedimentos e modificações morfológicas, o qual pode considerar tanto as parcelas de transporte de fundo (*bedload*) quanto o transporte suspenso, para sedimentos não coesivos. Para sedimentos coesivos é considerado apenas o transporte suspenso. O enfoque deste estudo foi sobre os sedimentos transportados por carga de fundo (não-coesivos).

Para sedimentos não-coesivos (areias), o cálculo da velocidade é feito com base em Van Rijn (1993) (DELTARES, 2012):

$$w_{s,0}^{(\ell)} = \begin{cases} \frac{(s^{(\ell)} - 1)gD_s^{(\ell)2}}{18\nu}, & 65 \mu\text{m} < D_s \leq 100 \mu\text{m} \\ \frac{10\nu}{D_s} \left(\sqrt{1 + \frac{0.01(s^{(\ell)} - 1)gD_s^{(\ell)3}}{\nu^2}} - 1 \right), & 100 \mu\text{m} < D_s \leq 1000 \mu\text{m} \\ 1.1\sqrt{(s^{(\ell)} - 1)gD_s^{(\ell)}}, & 1000 \mu\text{m} < D_s \end{cases}$$

O modelo foi aplicado para o período de 01 de janeiro de 2015 a 05 de março de 2015 corresponde ao período que foram amostrados os dados *in situ* referente as correntes de maré e transporte de sedimentos. Os dados foram forçados para um modelo hidrodinâmico implementado por Gonçalves (2000), com as fronteiras e grade já definidas. Portanto, neste trabalho foram

implementadas as condições iniciais e as validações dos resultados (TABELA 4).

TABELA 4: PARÂMETROS FÍSICOS CONSIDERADOS PARA A IMPLEMENTAÇÃO DO MODELO HIDRODINÂMICO.

| Parâmetro | Valor |
|--|--------------------------------------|
| Gravidade | 9,81 m.s ⁻² |
| Densidade da água | 1025 kg.m ⁻³ |
| Rugosidade de fundo (Chèzy - uniforme) | 65 m ^{0,5} .s ⁻¹ |
| Viscosidade horizontal | 1 m ² .s ⁻¹ |
| Difusividade horizontal | 10 m ² .s ⁻¹ |

Para cada célula foram consideradas cinco camadas de profundidade, sendo a primeira superficial e a quinta de fundo, com alturas proporcionais a 35% na superfície, 25% na segunda e terceira camada, 10% na quarta camada e 5% na camada de fundo. As constituintes harmônicas, necessárias para geração da onda de maré na plataforma rasa continental, foram obtidas de Camargo (1998), o qual através do modelo hidrodinâmico *Princeton Ocean Model (POM)* implementado na plataforma sul-sudeste do Brasil, gerou as constituintes harmônicas para toda a extensão da costa brasileira.

A caracterização das camadas de sedimentos para a implementação do modelo de transporte de sedimentos foi estimada a partir dos parâmetros estatísticos granulométricos das amostras de sedimentos de fundo coletadas neste trabalho. Os parâmetros adotados para forçar o modelo de cada tipo de sedimentos foram apresentados na Tabela 5.

TABELA 5: PARÂMETROS CONSIDERADOS PARA A IMPLEMENTAÇÃO DO MODELO DE TRANSPORTE DE SEDIMENTOS NÃO-COESIVOS.

| Parâmetro | Camada 1 | Camada 2 | Camada 3 |
|---|-------------------------|-------------------------|-------------------------|
| Densidade referencial para sedimentação "dificultada" | 1600 kg.m ⁻³ | 1600 kg.m ⁻³ | 1600 kg.m ⁻³ |
| Densidade específica | 2650 kg.m ⁻³ | 2650 kg.m ⁻³ | 2650 kg.m ⁻³ |
| Densidade do leito seco | 1600 kg.m ⁻³ | 1600 kg.m ⁻³ | 1600 kg.m ⁻³ |
| Diâmetro médio (D ₅₀) | 0,345 mm | 0,064 mm | 0,177 mm |
| Espessura inicial da camada de sedimentos | 0,70 m | 1,00 m | 0,60 m |

Os valores das descargas fluviais para gerar o modelo foram obtidos através das séries temporais da Agência Nacional de Águas (ANA, 2015), estimando

assim a vazão média nos rios afluentes da região de cabeceira do eixo E-W do CEP, no período referente às simulações. Os rios afluentes considerados foram o Cacatu, Faisqueira, Nunes, Cachoeira e Nhundiaquara. As características de vazões nesses pontos foram compiladas a partir dos dados de vazões médias, disponíveis na plataforma *HidroWeb* (ANA, 2015).

Os resultados foram avaliados com base nos mapas do sistema como um todo e nas séries de dados para cada ponto de observação, que foram gerados a partir do módulo QUICKPLOT do Delft3D, os quais foram exportados no formato *shapefile*, para posterior análise em *software* de SIG. Os pontos de observação foram alocados sobre as regiões onde os dados de correntes de maré e transporte de sedimentos foram amostrados *in situ*.

5.3. RESULTADOS

5.3.1. Hidrodinâmica

De um modo geral os três transectos (Nhundiaquara – NH; Ponta da Pita – PP e Ilha do Teixeira – TX) apresentaram as máximas das velocidades nos períodos de maré vazante. O transecto NH possui 700 m de comprimento e apresentou um perfil batimétrico com dois canais separados por uma região rasa. A profundidade máxima encontrada neste transecto foi de 6 m no canal S (FIGURAS 14 e 15). A vazão média calculada para esse perfil foi de $697 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ na condição de maré de quadratura e $1.223 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ na sizígia.

De um modo geral, o transecto NH apresentou variação entre as velocidades médias dos períodos de enchente e vazante. Durante a condição de maré de quadratura, as velocidades médias na enchente chegaram a $0,58 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, aumentando para $0,74 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ durante a vazante, atingindo valores máximos de $1,27 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ e $1,45 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, respectivamente. Na condição de maré de sizígia, as variações das velocidades médias nas marés de enchente foram de $0,37 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, indo para $0,68 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ na vazante. As máximas para esse período foram de $1,63 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ na vazante e $1,29 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ na enchente, respectivamente.

FIGURA 14: PERFIL BATIMÉTRICO E GRÁFICO DAS VELOCIDADES DAS CORRENTES DE MARÉ PARA A CONDIÇÃO DE QUADRATURA DO TRANSECTO NH

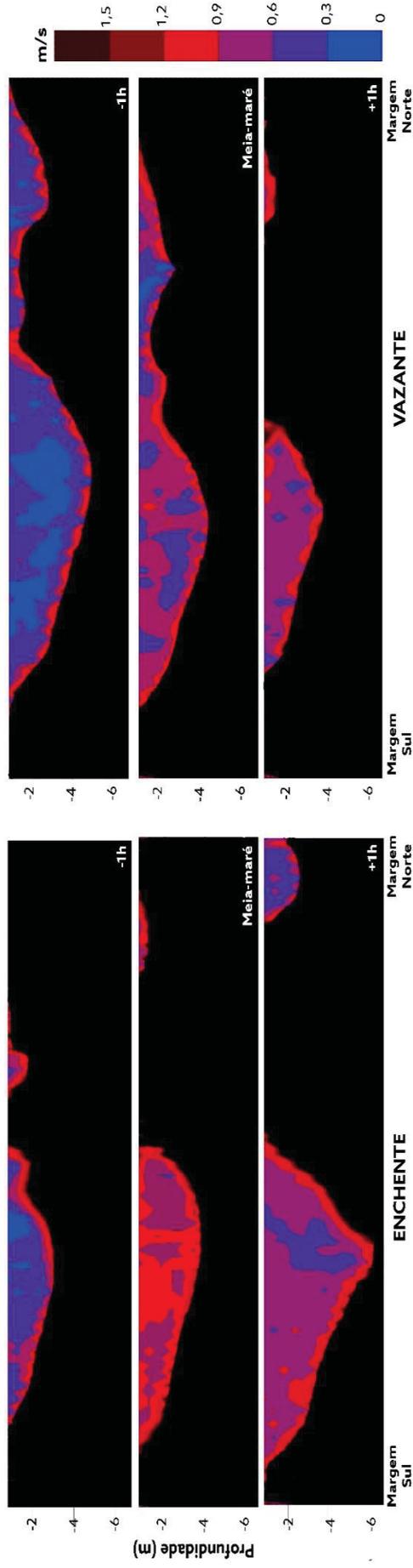


FIGURA 15: PERFIL BATIMÉTRICO E GRÁFICO DAS VELOCIDADES DAS CORRENTES DE MARÉ PARA A CONDIÇÃO DE SIZÍGIA DO TRANSECTO NH

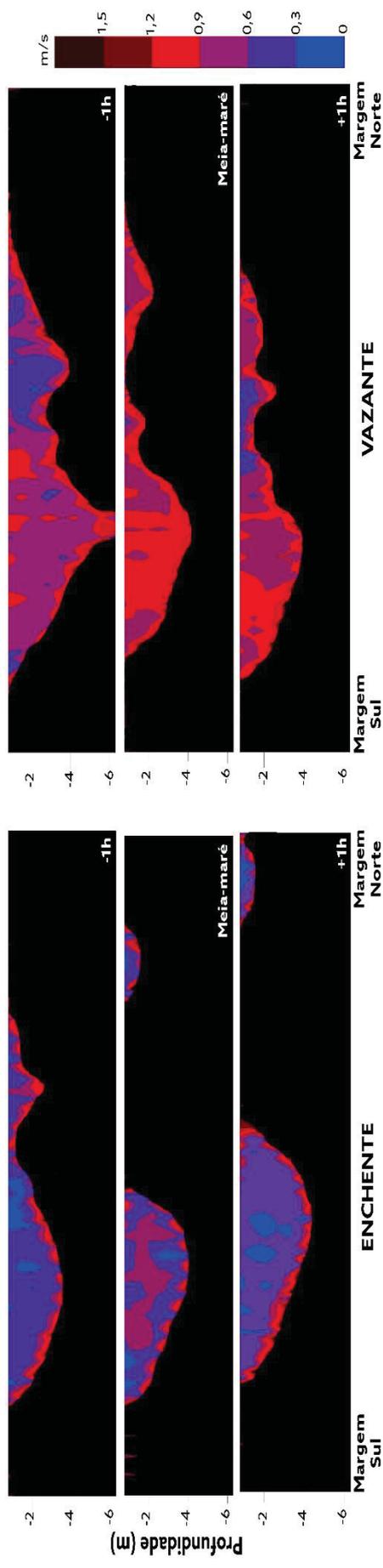


FIGURA 16: PERFIL BATIMÉTRICO E GRÁFICO DAS VELOCIDADES DAS CORRENTES DE MARÉ PARA A CONDIÇÃO DE QUADRATURA DO TRANSECTO PP

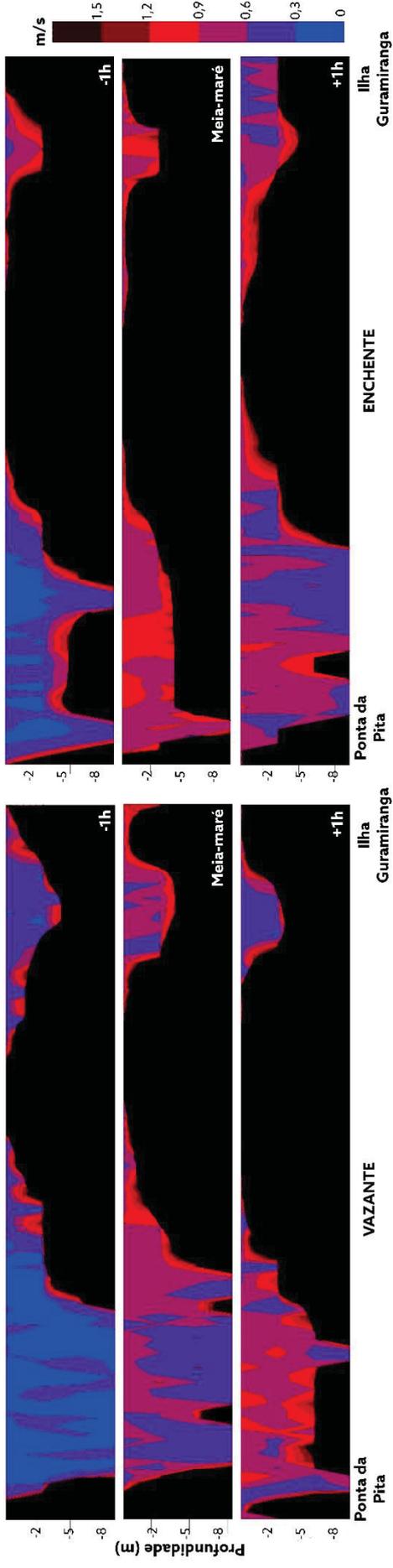


FIGURA 17: PERFIL BATIMÉTRICO E GRÁFICO DAS VELOCIDADES DAS CORRENTES DE MARÉ PARA A CONDIÇÃO DE SIZÍGIA DO TRANSECTO PP

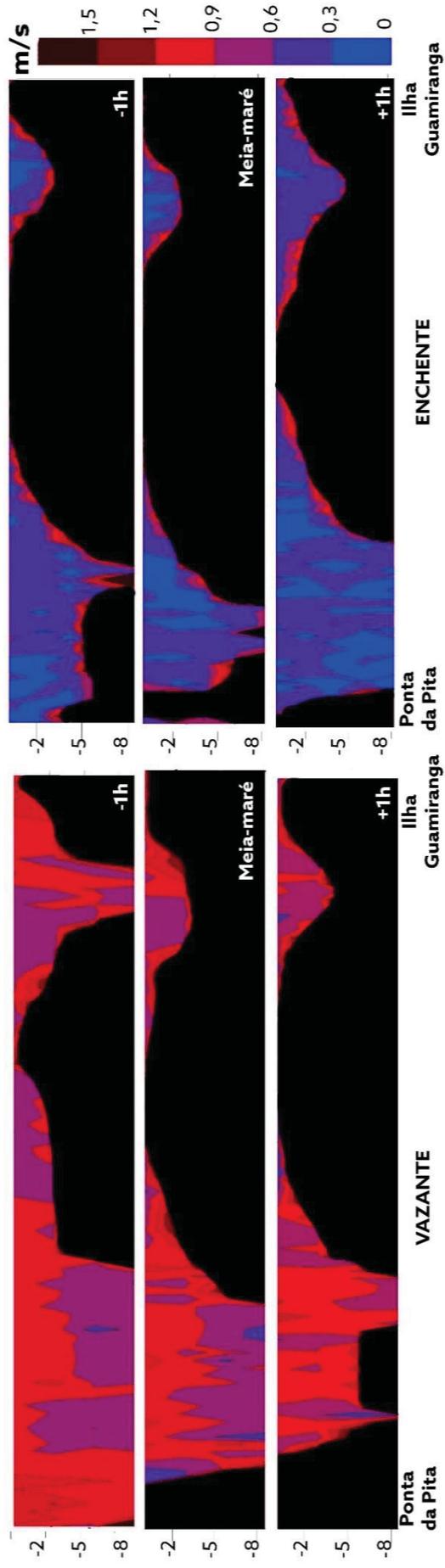


FIGURA 18: PERFIL BATIMÉTRICO E GRÁFICO DAS VELOCIDADES DAS CORRENTES DE MARÉ PARA A CONDIÇÃO DE QUADRATURA DO TRANSECTO TX

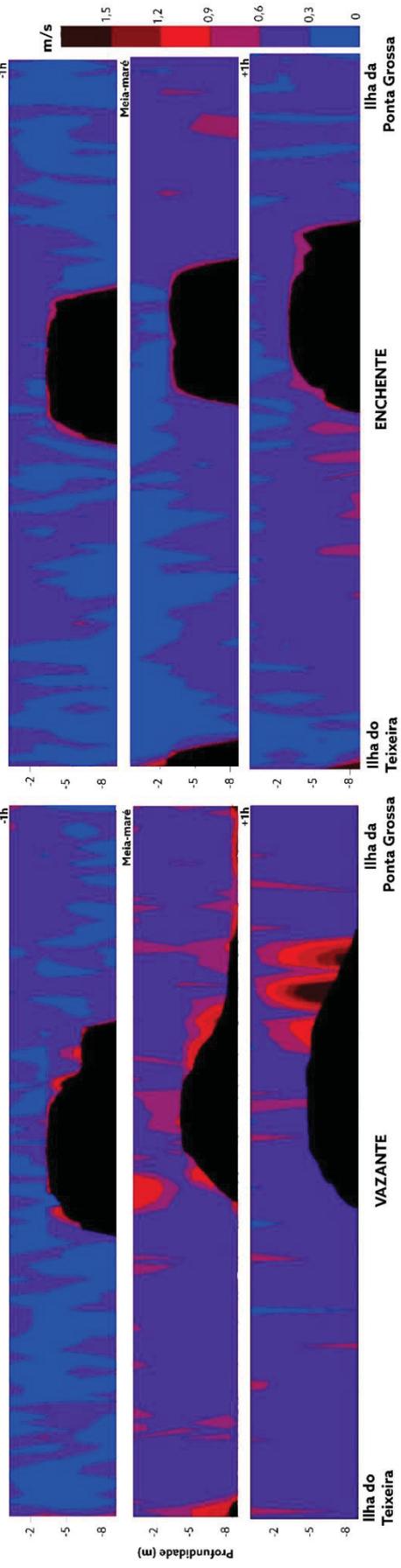
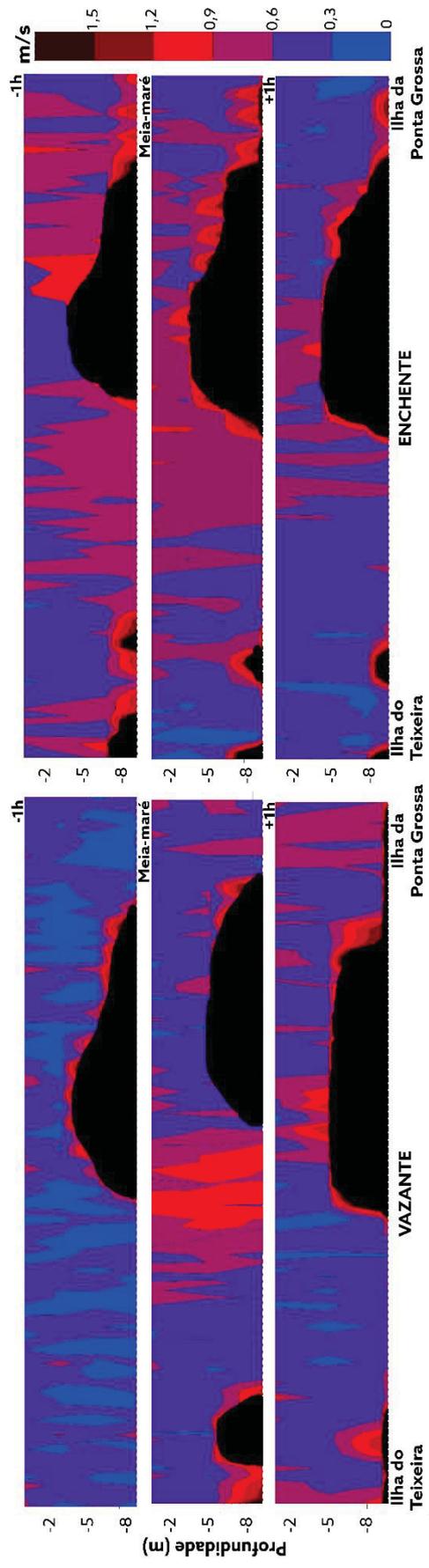


FIGURA 19: PERFIL BATIMÉTRICO E GRÁFICO DAS VELOCIDADES DAS CORRENTES DE MARÉ PARA A CONDIÇÃO DE SIZÍGIA DO TRANSECTO TX.



O transecto PP apresentou um perfil batimétrico heterogêneo, com dois canais separados por um promontório raso. O canal na porção SW, possui profundidades máximas de 11 m, enquanto a porção NE apresenta profundidades de 8 m (FIGURAS 16 e 17). A média da vazão encontrada para esse transecto foi de $3.664 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ para a condição de quadratura e para a sizígia de $7.325 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

As velocidades máximas da seção PP durante a condição da maré de quadratura atingiram $1,61 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ durante os períodos de vazante, enquanto na enchente os valores foram de $1,84 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, sendo que as velocidades médias para essa condição de maré foram de $0,56 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ para a enchente e $0,70 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ para a vazante. Nas amostragens dos fluxos nas condições de sizígia, PP apresentou predomínio das correntes de maré vazante, com velocidades médias de $0,85 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ na vazante e $0,55 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ durante a enchente, as máximas para esse período foram de $1,90 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ para vazante e $1,67 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ para enchente.

As correntes de maré enchente apresentaram velocidades maiores na porção NE do transecto PP, relacionada a desembocadura do Rio Faisqueira. Todavia, para os períodos das meias marés de vazante os fluxos se mostraram mais intensos relacionados ao canal mais profundo na porção SW.

O transecto TX possui 1.200 m de comprimento e apresentou um perfil batimétrico com profundidades máximas de 12 m, relacionadas ao canal dragado. Enquanto na porção N as profundidades reduzem para 7 m (FIGURAS 7 E 8). O cálculo de vazão para esse perfil apresentou valores de $1.212,6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ para as condições de quadratura e $7.254 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ para a sizígia. O comportamento hidrodinâmico desse transecto, apresentou valores próximos durante os períodos de enchente e vazante. A velocidade média foi de $0,36 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ na enchente e de $0,48 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ na vazante, durante a condição de maré de quadratura. Para este mesmo período as máximas foram de $1,59 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ na enchente a $2,02 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ na vazante.

Na maré de sizígia, o transecto TX apresentou o predomínio das correntes de vazante (máximas de $2,05 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) em relação às de enchente (máximas de $1,63 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$). Entretanto, para esse período as médias das marés no transecto como um todo foram superiores na enchente ($0,56 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) comparados com os valores de vazante ($0,47 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$).

Além disso, foi possível observar que as correntes de maré enchente apresentaram maior velocidade dos fluxos na porção N do transecto, podendo indicar a via preferencial de entrada da onda de maré para a cabeceira do estuário. Já para os períodos de vazante os fluxos se mostraram praticamente homogêneos em todo o perfil batimétrico.

5.3.2. Transporte efetivo

Os cálculos do transporte efetivo por carga de fundo só foram calculados no setor NH, pois para os setores PP e TX devido ao recobrimento dos sedimentos de fundo, mostrados no capítulo 4 desta tese, onde a granulometria é mais fina que 0,062 mm, impedindo a sua captura pela malha da armadilha *Helley-Smith*, a qual foi utilizada para o cálculo do transporte por carga de fundo.

Os cálculos foram realizados a partir dos dados de granulometria obtidos com a armadilha de sedimentos *Helley-Smith*, os quais corresponderam às areias grossas (0,5 – 1,0 mm) amostradas com a draga busca-fundo, para os períodos de vazante em ambas as condições de maré, sizígia e quadratura. Já para os períodos de enchente as partículas aprisionadas na armadilha tiveram diâmetro médio de areias finas (0,25 - 0,5 mm). A concentração de matéria orgânica nos sedimentos amostrados foi inferior a 5% em todas as amostras. As quantidades de carbonatos contidos nas amostras de sedimentos de fundo não ultrapassaram 3% neste transecto.

O período de vazante na maré de sizígia se mostrou o mais eficiente no transporte de sedimentos por carga de fundo, atingindo a maior taxa medida para a seção NH de $25 \times 10^{-3} \text{ kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$ durante a vazante de sizígia. No período de enchente, o setor apresentou taxa de $1,4 \times 10^{-3} \text{ kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$, demonstrando o predomínio das correntes de vazante neste setor. Este predomínio também foi verificado durante as marés de quadratura, variando de $0,18 \times 10^{-3} \text{ kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$ para $8,8 \times 10^{-3} \text{ kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$, durante os períodos de vazante e de enchente, respectivamente.

A estimativa do transporte por suspensão foi calculada para os três transectos (NH; PP e TX) em duas profundidades distintas como mostra a Tabela 6. Para a desembocadura do Rio Nhundiaquara, as concentrações de sedimentos em suspensão tiveram valores máximos de 130 mg.L^{-1} no período de vazante na condição de quadratura, próximo ao fundo. Os valores mínimos

foram de 4 mg.L^{-1} também na condição de quadratura, porém no período de enchente para a profundidade de 3 m. De um modo geral, esse transecto apresentou as maiores concentrações próximas ao fundo, exceto na condição de sizígia no período de vazante, onde os valores médios não ultrapassaram 5 mg.L^{-1} (TABELA 6).

TABELA 6: CONCENTRAÇÕES DOS SÓLIDOS EM SUSPENSÃO (CSS) DOS TRÊS SETORES AMOSTRADOS (NHUNDIAQUARA – NH; PONTA DA PITA – PP E ILHA DO TEIXEIRA – TX) PARAS AS DIFERENTES PROFUNDIDADES E CONDIÇÕES DE MARÉ.

| | | | Nhundiaquara | | Ponta da Pita | | Ilha do Teixeira | |
|------------|----------|-------|--------------|-------------------------|---------------|-------------------------|------------------|-------------------------|
| | | | Prof | [] CSS | Prof | [] CSS | Prof | [] CSS |
| Quadratura | Enchente | Meio | -3 m | 4 mg.L^{-1} | -5 m | 30 mg.L^{-1} | -6 m | 10 mg.L^{-1} |
| | | Fundo | -6 m | 40 mg.L^{-1} | -11 m | 20 mg.L^{-1} | -12 m | 140 mg.L^{-1} |
| | Vazante | Meio | -3 m | 20 mg.L^{-1} | -5 m | 30 mg.L^{-1} | -6 m | 10 mg.L^{-1} |
| | | Fundo | -6 m | 130 mg.L^{-1} | -11 m | 480 mg.L^{-1} | -12 m | 200 mg.L^{-1} |
| Sizígia | Enchente | Meio | -3 m | 20 mg.L^{-1} | -5 m | 40 mg.L^{-1} | -6 m | 20 mg.L^{-1} |
| | | Fundo | -6 m | 30 mg.L^{-1} | -11 m | 180 mg.L^{-1} | -12 m | 10 mg.L^{-1} |
| | Vazante | Meio | -3 m | 40 mg.L^{-1} | -5 m | 110 mg.L^{-1} | -6 m | 30 mg.L^{-1} |
| | | Fundo | -6 m | 5 mg.L^{-1} | -11 m | 380 mg.L^{-1} | -12 m | 190 mg.L^{-1} |

A estimativa do transporte por suspensão para a região entre a Ponta da Pita e a desembocadura do Rio Faisqueira, mostrou concentrações de sedimentos em suspensão com valores máximos de 480 mg.L^{-1} na condição de quadratura no período de vazante, próximo ao fundo, esse foi o valor mais alto encontrado na amostragem. Para a amostragem junto ao fundo as concentrações dos sedimentos em suspensão, para a condição de maré de sizígia, foram de 180 mg.L^{-1} e 380 mg.L^{-1} , nos períodos de maré de enchente e de vazante, respectivamente, apresentando, portanto, valores elevados quando comparados a profundidade de 5 m (TABELA 6).

No setor TX, a estimativa do transporte por suspensão teve concentrações de sedimentos em suspensão na profundidade de 6 m valores acima de 140 mg.L^{-1} , com exceção do período de maré enchente para a condição de sizígia, em que o valor foi de 10 mg.L^{-1} . Enquanto que na profundidade de 6 m, os valores das concentrações dos sólidos em suspensão não passaram de 30 mg.L^{-1} para ambos os períodos (enchente e vazante; TABELA 6).

5.3.3. Transporte teórico

Conforme os cálculos propostos por Soulsby (1997), a velocidade crítica de cisalhamento para transporte de sedimentos foi determinada em $0,39 \text{ cm.s}^{-1}$ para o setor NH, $0,40 \text{ cm.s}^{-1}$ para o transecto PP e em $0,39 \text{ cm.s}^{-1}$ para a TX. Na condição de maré de quadratura, para este setor NH, os períodos de enchente apresentaram grandes diferenças entre MM e VR (TABELA 7), sendo que este transecto foi o único que apresentou valores superiores em VR para as taxas. MM teve uma taxa de $0,07 \times 10^{-3} \text{ kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$ enquanto que VR $1,2 \times 10^{-3} \text{ kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$. Já para o período de vazante a taxa apresentou valores máximos, em torno de $130 \times 10^{-3} \text{ kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$ tanto para MM quanto para VR.

TABELA 7: TAXAS DE TRANSPORTE EFETIVO POR CARGA DE FUNDO E SUSPENSÃO, POR MEYER-PETER E MÜLLER (1948) - MM E VAN RIJN (2007) - VR, PARA OS DISTINTAS CONDIÇÕES DE MARÉ DE QUADRATURA E SIZÍGIA E VELOCIDADE MÉDIA DA CORRENTE DE MARÉ DE ENCHENTE E VAZANTE.

| TAXAS DE TRANSPORTE DE SEDIMENTOS POR CARGA DE FUNDO | | | | | |
|--|--|--|------------|----------|--|
| | | | NH | TX | PP |
| | | | QUADRATURA | ENCHENTE | Velocidade média (m.s^{-1}) |
| MM ($\times 10^{-3} \text{ kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$) | 0,07 | 1,25 | | | 2,26 |
| VR ($\times 10^{-3} \text{ kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$) | 1,28 | 0,09 | | | 0,84 |
| Efetivo ($\times 10^{-3} \text{ kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$) | 3,1 | 0,00 | | | 0,00 |
| VAZANTE | Velocidade média (m.s^{-1}) | 1,36 | | 0,50 | 0,80 |
| | MM ($\times 10^{-3} \text{ kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$) | 136,97 | | 2,82 | 18,39 |
| | VR ($\times 10^{-3} \text{ kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$) | 131,56 | | 0,83 | 12,75 |
| | Efetivo ($\times 10^{-3} \text{ kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$) | 8,80 | | 0,00 | 0,00 |
| SIZÍGIA | ENCHENTE | Velocidade média (m.s^{-1}) | 0,51 | 0,45 | 0,48 |
| | | MM ($\times 10^{-3} \text{ kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$) | 0,54 | 1,63 | 1,76 |
| | | VR ($\times 10^{-3} \text{ kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$) | 2,11 | 0,24 | 0,54 |
| | | Efetivo ($\times 10^{-3} \text{ kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$) | 1 | 0,00 | 0,00 |
| | VAZANTE | Velocidade média (m.s^{-1}) | 1,22 | 0,53 | 0,70 |
| | | MM ($\times 10^{-3} \text{ kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$) | 94,07 | 3,70 | 11,01 |
| | | VR ($\times 10^{-3} \text{ kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$) | 93,37 | 1,34 | 7,12 |
| | | Efetivo ($\times 10^{-3} \text{ kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$) | 16,9 | 0,00 | 0,00 |
| TAXAS DE TRANSPORTE DE SEDIMENTOS POR SUSPENSÃO | | | | | |
| QUADRATURA | ENCHENTE | | NH | TX | PP |
| | | Power Law (kg/m^3) | 0,0000 | 0,0013 | 0,0033 |
| | | VanRijn (1984) (kg/m^3) | 0,0000 | 0,0020 | 0,0048 |
| | | Rouse (kg/m^3) | 0,0000 | 0,0013 | 0,0032 |
| | | VanRijn (2007) (kg/m^3) | 0,0000 | 0,0004 | 0,0065 |

| | | | | | | |
|----------------|----------|-------------------------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| | | | NH | TX | PP | |
| | VAZANTE | Power Law (kg/m ³) | 0,1389 | 0,0065 | 0,0170 | |
| | | VanRijn (1984) (kg/m ³) | 0,2218 | 0,0079 | 0,0150 | |
| | | Rouse (kg/m ³) | 0,1209 | 0,0057 | 0,0125 | |
| | | VanRijn (2007) (kg/m ³) | 1,7428 | 0,0081 | 0,2734 | |
| | | | | NH | TX | PP |
| SIZÍGIA | ENCHENTE | Power Law (kg/m ³) | 0,0000 | 0,0022 | 0,0023 | |
| | | VanRijn (1984) (kg/m ³) | 0,0000 | 0,0032 | 0,0035 | |
| | | Rouse (kg/m ³) | 0,0000 | 0,0021 | 0,0023 | |
| | | VanRijn (2007) (kg/m ³) | 0,0000 | 0,0015 | 0,0037 | |
| | | | | | NH | TX |
| | VAZANTE | Power Law (kg/m ³) | 0,1054 | 0,0111 | 0,0089 | |
| | | VanRijn (1984) (kg/m ³) | 0,1392 | 0,0124 | 0,0084 | |
| | | Rouse (kg/m ³) | 0,0907 | 0,0095 | 0,0066 | |
| | | VanRijn (2007) (kg/m ³) | 1,3386 | 0,0160 | 0,1241 | |
| | | | | | | |

Na condição de maré de sizígia o transecto NH apresentou valores de velocidade média de maré de 1,22 m.s⁻¹ e 0,51 m.s⁻¹ para vazante e enchente, respectivamente. As taxas de transporte na maré enchente foram de 0,54 x 10⁻³ kg.m⁻¹.s⁻¹ para MM e 2,11 x 10⁻³ kg.m⁻¹.s⁻¹ para VR. Para o período de vazante apresentaram valores semelhantes de 94,07 x 10⁻³ kg.m⁻¹.s⁻¹ para MM e 93,37 x 10⁻³ kg.m⁻¹.s⁻¹ para VR. Indicando um transporte efetivo de sedimentos, por carga de fundo, para esta velocidade média.

Para as taxas de transporte em suspensão, somente os períodos de maré vazante tiveram transporte de sedimentos. Pois, as velocidades médias para os períodos de enchente foram inferiores à velocidade crítica para início do movimento. Outro fator foi as características granulométricas dos sedimentos de fundo, que apresentaram porcentagens altas de partículas grossas (> 0,062 mm), que dificilmente conseguem se manter em suspensão.

Para os períodos de maré vazante, os maiores valores das taxas de transporte foram de 1,74 kg.m⁻³ para a condição de maré de quadratura e 1,33 kg.m⁻³ para a maré de sizígia por Van Rijn (2007). Em todos os perfis, as marés da condição de quadratura apresentaram valores maiores em relação as marés de sizígia (TABELA 2).

As taxas de transporte de sedimentos por carga de fundo para a condição de quadratura do transecto PP apresentaram valores de 2,26 x 10⁻³ kg.m⁻¹.s⁻¹ (MM) e 0,84 x 10⁻³ kg.m⁻¹.s⁻¹ (VR) para a enchente, enquanto que a vazante foi

de $18,39 \times 10^{-3} \text{ kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$ (MM) e $12,75 \times 10^{-3} \text{ kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$ (MM). Estes valores indicam um potencial maior de exportação de sedimentos da cabeceira do estuário a jusante. Já para a condição de maré de sizígia os valores das taxas foram de $1,76 \times 10^{-3} \text{ kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$ (MM) e $0,54 \times 10^{-3} \text{ kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$ (VR) no período de maré enchente. Enquanto que para as correntes de maré vazante, as taxas apresentadas foram de $11,01 \times 10^{-3} \text{ kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$ (MM) e $7,12 \times 10^{-3} \text{ kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$ (VR).

Os perfis de VanRijn (2007) tiveram as maiores taxas de transporte em suspensão nos períodos de maré vazante para o transecto PP, com valores de $0,27 \times 10^{-3} \text{ kg.m}^{-3}$ e $0,12 \times 10^{-3} \text{ kg.m}^{-3}$, para condições de maré de quadratura e de sizígia, respectivamente. Enquanto que para os períodos de maré enchente ficaram em torno de $0,01 \times 10^{-3} \text{ kg.m}^{-3}$ para condição de quadratura e $0,08 \times 10^{-3} \text{ kg.m}^{-3}$ para maré de sizígia.

O transecto TX apresentou os valores para os períodos de maré enchente foram de $1,25 \times 10^{-3} \text{ kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$ (MM), $0,09 \times 10^{-3} \text{ kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$ (VR) e $1,63 \times 10^{-3} \text{ kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$ (MM), $0,24 \times 10^{-3} \text{ kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$ (VR) para as condições de quadratura e de sizígia, respectivamente. Para os períodos de maré vazante, as taxas máximas para deste transecto foram de $3,7 \times 10^{-3} \text{ kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$ (MM) e $1,3 \times 10^{-3} \text{ kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$ (VR) para a condição de sizígia. Enquanto para a condição de maré de quadraturas as taxas foram de $2,82 \times 10^{-3} \text{ kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$ (MM) e $0,08 \times 10^{-3} \text{ kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$ (VR).

As taxas de transporte de sedimentos em suspensão, nos perfis de VanRijn (2007) para o transecto TX, foi possível identificar valores de transporte em suspensão para todos os perfis, sendo que as máximas foram encontradas nas marés de vazante no período de sizígia, com $16 \times 10^{-3} \text{ kg.m}^{-3}$ para VanRijn (2007), enquanto que *Power Law* apresentou $11,1 \times 10^{-3} \text{ kg.m}^{-3}$ e VanRijn (1984) $12,4 \times 10^{-3} \text{ kg.m}^{-3}$. A menor concentração transportada ficou pelo perfil de Rouse com $9,5 \times 10^{-3} \text{ kg.m}^{-3}$ para o mesmo período (TABELA 7).

5.3.4. Estimativa do transporte total

Em uma estimativa simplificada, o aporte médio dos sólidos em suspensão na desembocadura do rio Nhundiaquara durante o período de vazante foi de $570 \text{ kg/m}^2/\text{ciclo}$ de maré na condição de sizígia e $1.482 \text{ kg/m}^2/\text{ciclo}$ de maré na quadratura. Já para os períodos de enchente os valores foram de $478 \text{ kg/m}^2/\text{ciclo}$ de maré e $638 \text{ kg/m}^2/\text{ciclo}$ de maré na sizígia e quadratura, respectivamente.

Para este transecto NH foi calculado o transporte por carga de fundo, através dos dados obtidos pela armadilha de sedimentos *Helley-Smith*, e os valores calculados foram de 23,4 kg.m⁻².ciclo⁻¹ de maré e 56 kg.m⁻².ciclo⁻¹ de maré para vazante e enchente, respectivamente, na condição de maré de quadratura. Enquanto que para as marés de sizígia os valores foram de 426 kg.m⁻².ciclo⁻¹ de maré para vazante e 18,8 kg.m⁻².ciclo⁻¹ de maré para enchente.

No transecto PP, na condição de maré de quadratura, as taxas de transporte foram de 4.318 kg.m⁻².ciclo⁻¹ de maré para período de enchente e 7.403 kg.m⁻².ciclo⁻¹ de maré na vazante. Para sizígia os valores foram de 3.887 kg.m⁻².ciclo⁻¹ de maré e 5.861 kg.m⁻².ciclo⁻¹ de maré, para a enchente e vazante, respectivamente. Para a região entre as Ilhas do Teixeira e da Ponta Grossa os valores encontrados para o transporte dos sólidos em suspensão foram de 121 kg.m⁻².ciclo⁻¹ de maré para enchente, tanto na condição de sizígia quanto de quadratura. Para os períodos de vazante os valores foram de 86 kg.m⁻².ciclo⁻¹ de maré na sizígia e 1.650 kg.m⁻².ciclo⁻¹ de maré na quadratura.

Os padrões de distribuição espacial das velocidades críticas de cisalhamento onde ocorre transporte são semelhantes aos padrões de distribuição das fácies sedimentológicas como observados nas Figuras 20, 21 e 22. Nos períodos de maré vazante, onde as velocidades das correntes de maré são maiores, representam um potencial efetivo para o início do movimento dos grãos. Em todos os setores foi possível identificar que as fácies 1 e 2, que apresentam uma mediana de areia fina e areia muito fina, respectivamente, pode ocorrer erosão mais facilmente do que os sedimentos coesivos representados pela fácies 3.

No geral o setor NH apresentou potencial de transporte em toda a sua extensão para as maiores velocidades das correntes de maré vazante, enquanto na enchente as regiões demarcadas pela fácies 3 não ocorreu transporte nem mesmo nas maiores velocidades (FIGURA 20).

No setor Ponta da Pita (FIGURA 21) as regiões que são erodidas, pelas maiores velocidades das correntes de maré tanto no período de vazante quanto de enchente, correspondem com a batimetria. Os canais, regiões com profundidades maiores que 6 m, tendem a transportar sedimentos, enquanto que nas regiões mais rasa, com profundidades de até 2 m a tendência é de deposição mesmo para sedimentos caracterizados pela fácies 1.

FIGURA 20: MAPA DO SETOR DESEMBOCADURA DO RIO NHUNDIAQUARA COM A REPRESENTAÇÃO DAS FÁCIES SEDIMENTOLÓGICAS E ÁREAS ONDE OCORRE O TRANSPORTE DOS SEDIMENTOS NAS MÁXIMAS VELOCIDADES DE MARÉ PARA O PERÍODO DE VAZANTE (A) E ENCHENTE (B).

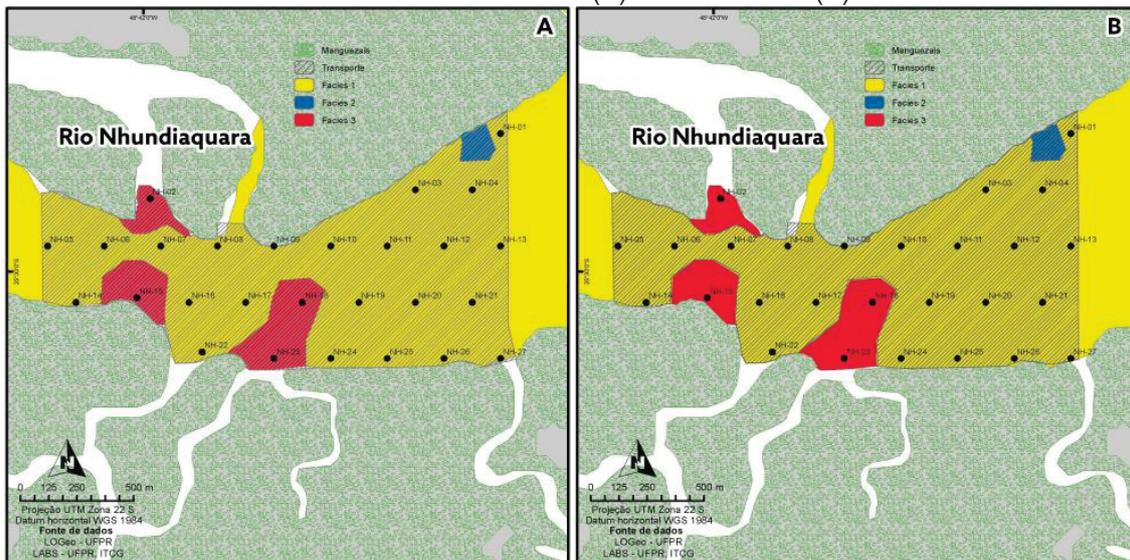
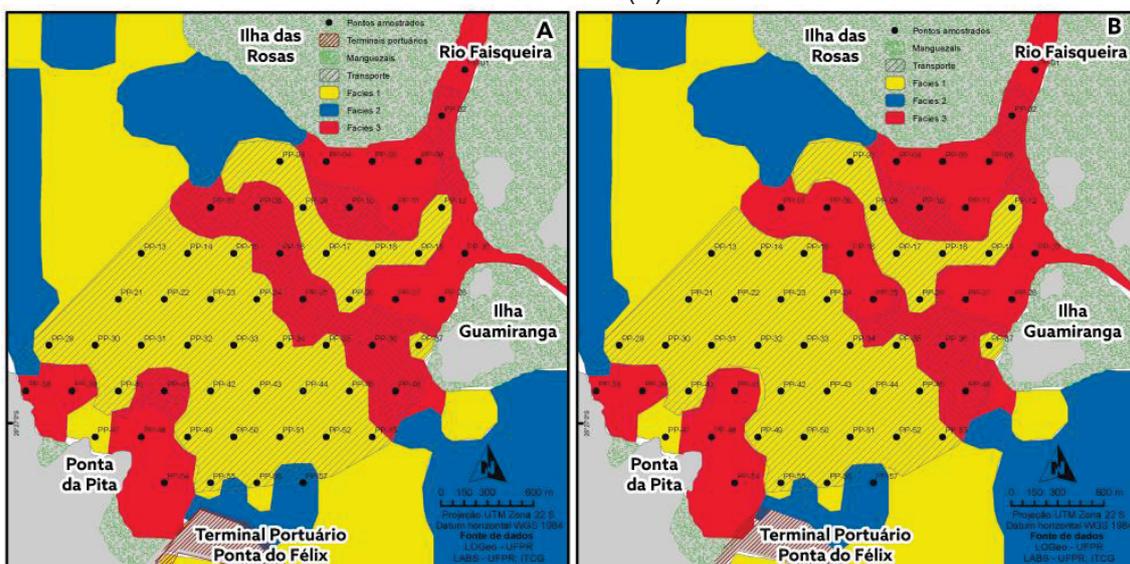


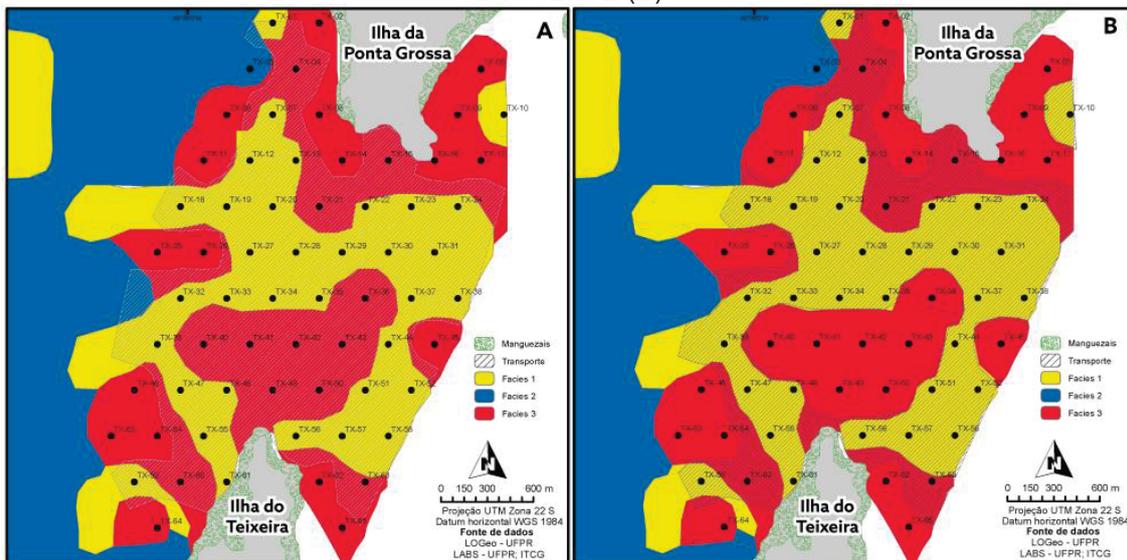
FIGURA 21: MAPA DO SETOR PONTA DA PITA COM A REPRESENTAÇÃO DAS FÁCIES SEDIMENTOLÓGICAS E ÁREAS ONDE OCORRE O TRANSPORTE DOS SEDIMENTOS NAS MÁXIMAS VELOCIDADES DE MARÉ PARA O PERÍODO DE VAZANTE (A) E ENCHENTE (B).



Na porção central do setor TX, os padrões de erosão não corresponderam à batimetria (FIGURA 22). Os sedimentos correspondentes a fácies 3 (Siltos médios e moderadamente selecionados) no período de maré enchente nas máximas velocidades das correntes de maré não apresentaram transporte, mesmo nas maiores profundidades 10 m no canal navegável. Na margem N,

próximo a Ilha da Ponta Grossa, em nenhum momento das condições de maré ocorreu transporte dos grãos.

FIGURA 22: MAPA DO SETOR ILHA DO TEIXEIRA COM A REPRESENTAÇÃO DAS FÁCIES SEDIMENTOLÓGICAS E ÁREAS ONDE OCORRE O TRANSPORTE DOS SEDIMENTOS NAS MÁXIMAS VELOCIDADES DE MARÉ PARA O PERÍODO DE VAZANTE (A) E ENCHENTE (B).



5.3.5. Vetores de Tendências de Transporte

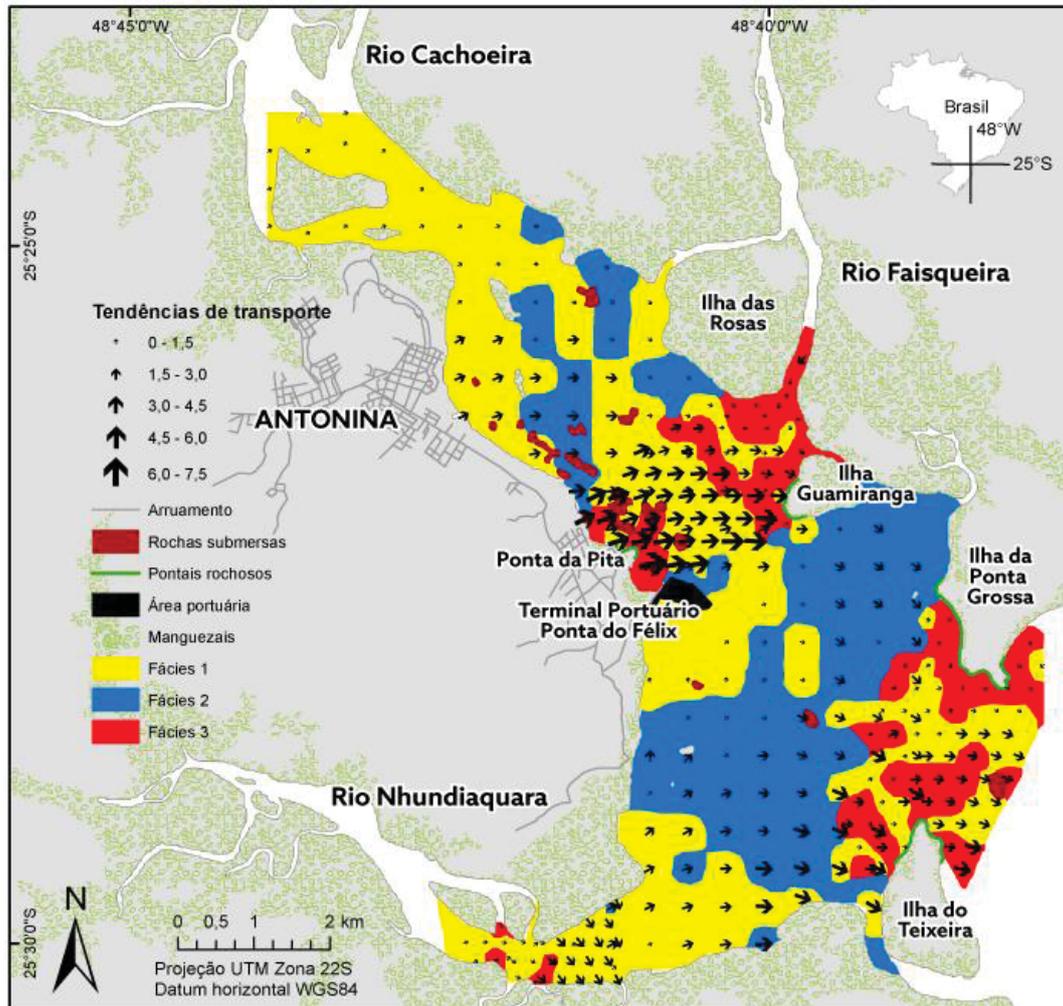
O método de tendências de transporte foi aplicado para indicar generalidades sobre o transporte através dos dados sedimentológicos, já que os dados de hidrodinâmica são restritos as áreas em que os perfis foram amostrados. Devido a essa amostragem pontual as informações referentes ao comportamento geral dos sedimentos indicam mudanças importantes na construção da paisagem de fundo.

Com base nos vetores resultantes da aplicação do método de tendência de transporte para os sedimentos de fundo da baía de Antonina, foi possível observar aporte dos rios que desembocam na cabeceira do estuário (Rios Cachoeira, Faisqueira e Nhundiaquara; FIGURA 23). Também foi possível verificar um transporte de sedimentos oriundos do Rio Cachoeira em direção a margem SW, na região da cidade de Antonina, a qual possui um canal profundo, devido as frequentes dragagens de manutenção para manter profundidade de navegação seguras as embarcações.

Entre a Ponta da Pita e o Terminal Portuário Ponta do Félix, os sedimentos foram redirecionados para a margem NE do estuário, em direção à Ilha

Guamiranga. Nesta região os sedimentos oriundos do aporte do Rio Faisqueira seguem a mesma tendência de transporte em direção a baía de Paranaguá.

FIGURA 23: MAPA DE DISTRIBUIÇÃO DOS VETORES DE TRANSPORTE DE SEDIMENTOS RESIDUAIS SOBRE AS FÁCIES SEDIMENTOLÓGICAS NA BAÍA DE ANTONINA.



Os sedimentos transportados pelo Rio Nhundiaquara possuem 2 vias preferenciais de transporte, uma intensa relacionada a um canal marginal na margem E desembocadura fluvial. Estes sedimentos são direcionados para o estrangulamento entre as ilhas do Teixeira e Ponta Grossa. Na segunda via, menos intensa, o transporte ocorre nos sedimentos nas áreas de planície de maré a S do terminal portuário Ponta do Félix.

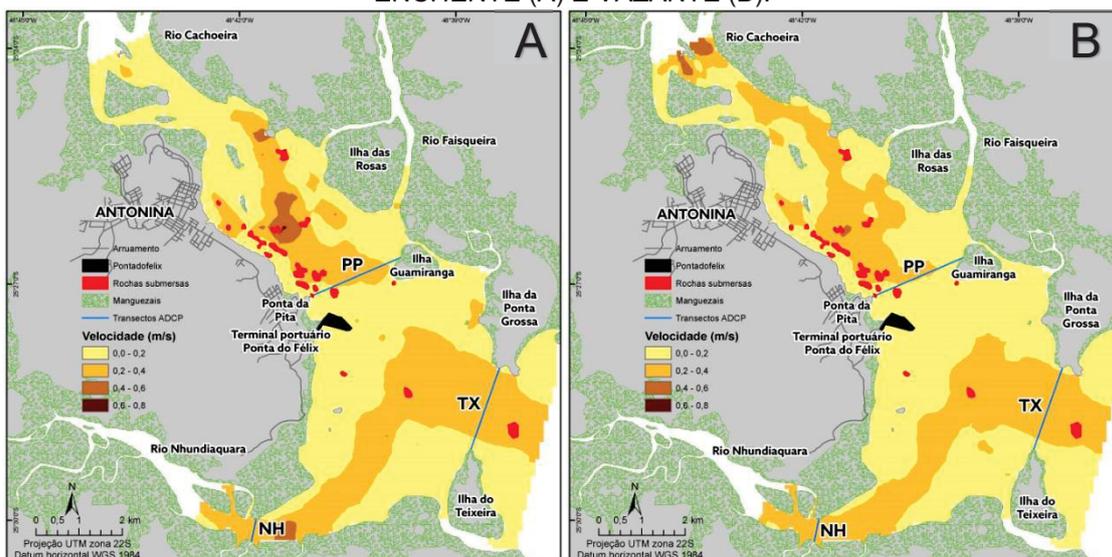
5.3.6. Modelagem hidrodinâmica e o transporte de sedimentos

Analisando os resultados simulados para as velocidades de fluxo nos máximos de enchente e vazante na sizígia (FIGURA 24), observaram-se valores

elevados de corrente na vazante, chegando até $0,50 \text{ m.s}^{-1}$ no transecto NH, enquanto que para enchente os valores máximos chegam a $0,45 \text{ m.s}^{-1}$ na mesma região. As maiores velocidades estão associadas a desembocadura do Rio Cachoeira, com valores de $0,57 \text{ m.s}^{-1}$ nos períodos de vazante (FIGURA 24 B). Enquanto que nos períodos de enchente as maiores velocidades estão na região próxima à Ilha das Rosas (FIGURA 24 A).

No transecto TX as velocidades variaram de $0,16 \text{ m.s}^{-1}$ a $0,39 \text{ m.s}^{-1}$ para o período de vazante, e na enchente a variação foi de $0,11 \text{ m.s}^{-1}$ a $0,36 \text{ m.s}^{-1}$ (TABELA 8; FIGURA 24). Já para o transecto PP as médias das velocidades das correntes de maré não passaram $0,24 \text{ m.s}^{-1}$ na vazante (FIGURA 24 B) e $0,21 \text{ m.s}^{-1}$ na enchente (FIGURA 24 A).

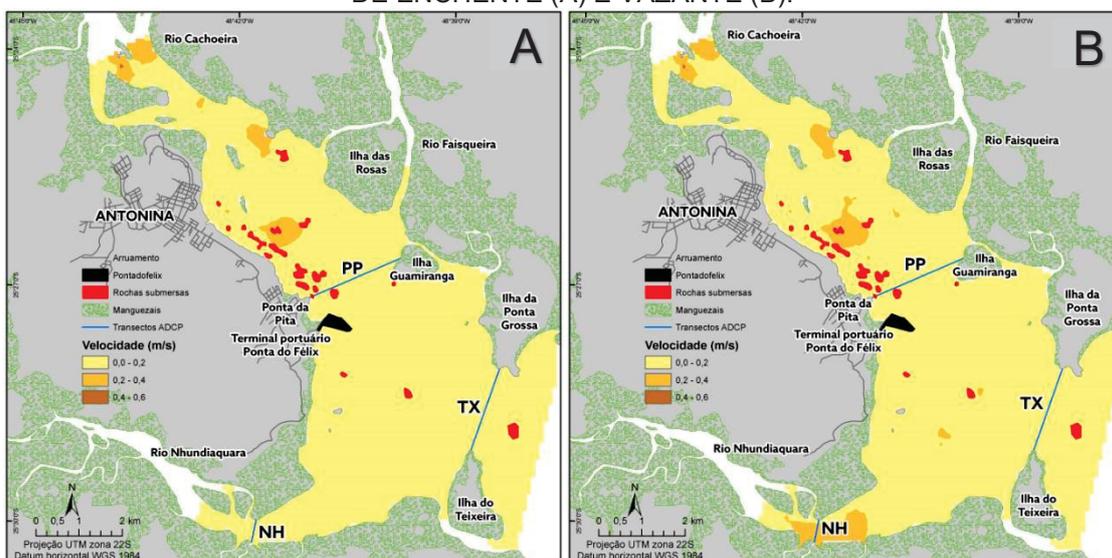
FIGURA 24: MAPA DA VELOCIDADE MÉDIA SIMULADA PELO MODELO HIDRODINÂMICO PARA O PERÍODO DE MEIA MARÉ NA CONDIÇÃO DE SIZÍGIA PARA O PERÍODO DE ENCHENTE (A) E VAZANTE (B).



O comportamento das correntes na quadratura é linear, sem muitas variações entre os períodos de maré enchente e vazante (FIGURA 25). As magnitudes de corrente de enchente e vazante são equiparadas e diferentemente da sizígia ocorrem algumas situações em que as correntes máximas de enchente superam as máximas de vazante. A Tabela 8 mostra as velocidades das correntes de maré, em que os valores médios de $0,10 \text{ m.s}^{-1}$ da enchente no transecto PP para a condição de quadratura é maior que a vazante com $0,09 \text{ m.s}^{-1}$.

No geral as máximas velocidades das correntes de maré não ultrapassam os valores de $0,44 \text{ m.s}^{-1}$, na vazante e $0,31 \text{ m.s}^{-1}$ na enchente, situados na região da desembocadura do Rio Cachoeira (FIGURA 25). O transecto NH teve médias das velocidades de $0,21 \text{ m.s}^{-1}$ na vazante e $0,14 \text{ m.s}^{-1}$ na enchente, enquanto que no transecto TX as médias foram de $0,12 \text{ m.s}^{-1}$ em ambas os períodos da maré (TABELA 8).

FIGURA 25: MAPA DA VELOCIDADE MÉDIA SIMULADA PELO MODELO HIDRODINÂMICO PARA O PERÍODO DE MEIA MARÉ NA CONDIÇÃO DE QUADRATURA PARA O PERÍODO DE ENCHENTE (A) E VAZANTE (B).



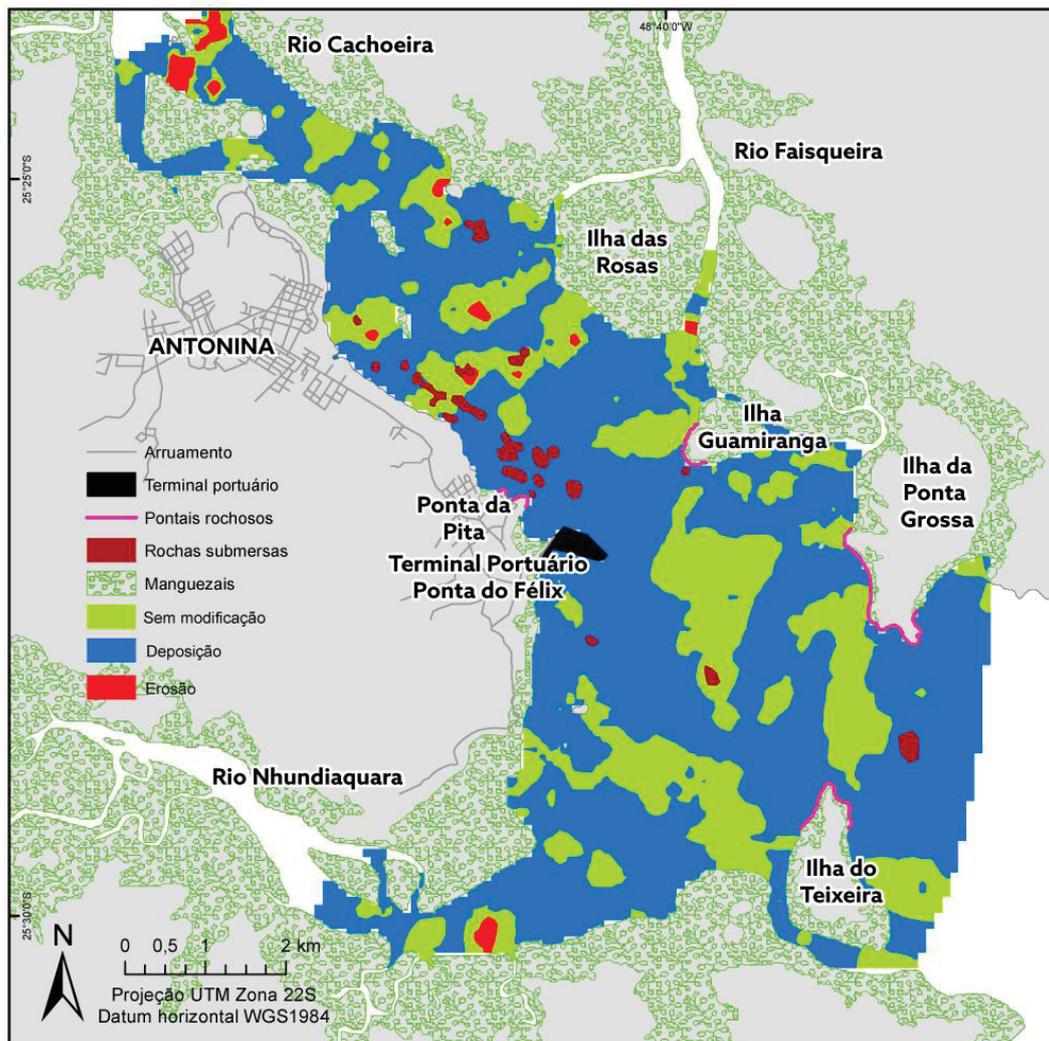
Com modelo de transporte de sedimentos forçado para os meses de janeiro, fevereiro e março de 2015, foi possível observar que no geral a Baía de Antonina possui uma área maior de deposição do que erosão dos sedimentos de fundo (FIGURA 26). As áreas correspondentes ao processo de erosão estão localizadas na desembocadura do Rio Cachoeira, Rio Nhundiaquara e algumas parcelas entre a área urbana de Antonina e a Ilha das Rosas.

A área caracterizada como não modificada engloba todas as regiões próximas as que estão erodindo, a desembocadura do Rio Faisqueira, várias faixas entre a área urbana de Antonina e a Ilha das Rosas, a desembocadura do Rio Nhundiaquara e porção centro-norte da região entre as Ilhas da Ponta Grossa e Teixeira.

TABELA 8: VELOCIDADE DAS CORRENTES DE MARÉ OBTIDAS PARA A CAMADA DE FUNDO NA SIMULAÇÃO DO MODELO MATEMÁTICO PARA OS TRANSECTOS DE ADCP.

| | | | NH | PP | TX |
|------------|----------|-----|------------------------|------------------------|------------------------|
| Quadratura | Vazante | Máx | 0,24 m.s ⁻¹ | 0,14 m.s ⁻¹ | 0,16 m.s ⁻¹ |
| | | Méd | 0,21 m.s ⁻¹ | 0,10 m.s ⁻¹ | 0,12 m.s ⁻¹ |
| | | Min | 0,12 m.s ⁻¹ | 0,02 m.s ⁻¹ | 0,03 m.s ⁻¹ |
| | Enchente | Máx | 0,16 m.s ⁻¹ | 0,12 m.s ⁻¹ | 0,15 m.s ⁻¹ |
| | | Méd | 0,14 m.s ⁻¹ | 0,09 m.s ⁻¹ | 0,12 m.s ⁻¹ |
| | | Min | 0,07 m.s ⁻¹ | 0,03 m.s ⁻¹ | 0,04 m.s ⁻¹ |
| Sizígia | Vazante | Máx | 0,50 m.s ⁻¹ | 0,35 m.s ⁻¹ | 0,39 m.s ⁻¹ |
| | | Méd | 0,43 m.s ⁻¹ | 0,21 m.s ⁻¹ | 0,31 m.s ⁻¹ |
| | | Min | 0,26 m.s ⁻¹ | 0,02 m.s ⁻¹ | 0,16 m.s ⁻¹ |
| | Enchente | Máx | 0,45 m.s ⁻¹ | 0,31 m.s ⁻¹ | 0,36 m.s ⁻¹ |
| | | Méd | 0,39 m.s ⁻¹ | 0,24 m.s ⁻¹ | 0,29 m.s ⁻¹ |
| | | Min | 0,23 m.s ⁻¹ | 0,09 m.s ⁻¹ | 0,11 m.s ⁻¹ |

FIGURA 26: MAPA DE CARACTERIZAÇÃO DAS ÁREAS DE DEPOSIÇÃO E EROSÃO DA BAIÁ DE ANTONINA APÓS SIMULAÇÃO DO MODELO DE TRANSPORTE DE SEDIMENTOS.



5.4. DISCUSSÃO

A estratégia de amostragem planejada previu a realização dos levantamentos hidrodinâmicos e as estimativas do transporte de sedimentos acompanhando as condições das marés de sizígia e quadratura no período chuvoso. Quanto as condições variáveis da maré, esta foi devidamente acompanhada dada a sua natureza determinística. Segundo Mantovanelli (1999), a precipitação diária é até três vezes maior no período de verão que no de inverno. Essa precipitação está diretamente ligada com a vazão dos rios e o aporte para o sistema estuarino, já que o escoamento superficial apresenta uma resposta rápida em relação a precipitação.

Em quase todos os transectos as velocidades das correntes de maré vazante apresentaram valores superiores quanto comparados as marés de enchente, tanto na quadratura quanto na sizígia. Indicando a contribuição do aporte fluvial para a região de cabeceira do estuário. O qual pode ser intensificado devido a geometria do estuário, em formato afunilado que faz aumentar o prisma de maré, intensificando as correntes nos estuários de planície costeira (DYER, 1995). O transecto que apresentou os maiores valores das correntes foi o Ponta da Pita, com médias para os períodos de vazante de sizígia de $0,85 \text{ m.s}^{-1}$, o qual é diretamente influenciado pelo aporte de água e sedimentos do rio Cachoeira, considerado por vários autores como o mais importante para este sistema estuarino (MANTOVANELLI, 1999; GONÇALVEZ et al., 2005; BRANCO, 2004; ASSIS, 2013).

Diversos autores (CURCIO et al., 1998; LESSA et al., 1998; BRANCO, 2004; ASSIS, 2013) indicam que o rio Cachoeira forma um delta de cabeceira de baía na sua foz e que possui curso superior fortemente encaixado e retilíneo. Devido à proximidade da Serra do Mar nesta região, seu curso inferior atravessa uma menor área de planície em comparação com os rios Faisqueira e Nhundiaquara, apresentando um canal estreito. Além disso, o rio Cachoeira teve sua vazão dobrada após a transposição do Rio Capivari (CURCIO et al., 1998).

Alguns autores (BIGARELLA et al., 1978; ODRESKI et al., 2003; PAULA e CUNICO, 2005; GONÇALVES et al., 2005; PAULA, 2010) indicam que o principal motivo de assoreamento na região da baía de Antonina está relacionada a construção da Usina Hidrelétrica Parigot de Souza. Essa usina foi construída em 1970, na região da cabeceira do estuário, e o descarte no Rio Cachoeira da água usada na geração de energia através de um Canal de Fuga (BANDEIRA, 2007) fez com que ocorresse um aumento da vazão e da capacidade de carga de transporte desse rio, elevando aporte de material na porção superior da Baía de Antonina. O transecto que aparentemente recebe essa vazão e aporte de material é o Ponta da Pita, com velocidades máximas de $1,84 \text{ m.s}^{-1}$ e valores de vazão de $7.325 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$.

Os valores observados para o transporte de sedimentos indicam que ocorre um elevado aporte para o interior do estuário oriundo das bacias de drenagem, tanto por carga de fundo (desembocadura do Rio Nhundiaquara) quanto por suspensão. Nos períodos de enchente, o transporte de sedimentos

(areias finas - 0,25 - 0,5 mm) indica uma competência dos fluxos de maré, invadirem as desembocaduras fluviais, tanto na condição de quadratura, quando de sizígia. Por ser uma desembocadura fluvial, a velocidade é a soma da descarga do rio para o estuário com as correntes de maré vazante, com velocidade chegando a $1,56 \text{ m.s}^{-1}$, indicando transporte efetivo de sedimentos, por carga de fundo, com competência para transporte de partículas maiores.

Segundo Paula (2010) a produção de sedimentos para essa região foi de $114,6 \text{ ton.km}^2.\text{ano}^{-1}$ (englobando as bacias dos rios Faisqueira, Cachoeira, Cacatu e Pequeno). Por sua vez Mantovanelli (1999) estimou o aporte médio de material particulado em suspensão pela soma dos aportes médios dos rios quantificados para a região da desembocadura do Cachoeira e Faisqueira, de $123 \text{ ton.km}^2.\text{ano}^{-1}$ e a taxa de aporte de 355 ton.dia^{-1} para a estação de verão com concentrações de $46,22 \text{ mg.L}^{-1}$.

Boyd et al. (2017) em estudo com as regiões de planícies de maré nas baías de Delaware e Barnegat, encontrou taxas de deposição para essas região de $0,79 \text{ cm.ano}^{-1}$ (Delaware) e $0,29 \text{ cm.ano}^{-1}$ (Barnegat), com uma descarga das bacias de drenagem de $\approx 1,3 \times 10^6 \text{ ton.ano}^{-1}$ em estuário com amplitude de maré de 1,6 m. Esses mesmos autores concluíram que os fatores oceanográficos (correntes de maré) exercem influência no transporte e deposição desses sedimentos no estuário, sendo o aporte fluvial apenas um coadjuvante por essa distribuição nas regiões mais rasas. Isso pode ser observado nas regiões de planícies de maré lamosas na baía de Antonina, em que as correntes tem papel importante no transporte e deposição dos sedimentos.

O transecto PP se encontra na porção mediana da cabeceira do estuário, com influência dos ciclos de maré, os quais, segundo Marone et al. (1997) possuem variações na amplitude de maré de até 2,7 m, que são mais intensas que na região de desembocadura do estuário, o que ocasiona o aumento do prisma de maré para a região de cabeceira estuarina (MANTOVANELLI et al., 2004). As correntes formadas no estuário possuem capacidade de transporte e ressuspensão de sedimentos, que nos períodos de estofa são depositados em região propícias a deposição ou estão em suspensão na coluna de água, o que foi constatado por Zem (2008) para a região da baía de Paranaguá.

A partir do transporte de massa residual determinado de $\approx 1.650 \text{ kg.m}^{-1}.\text{ciclo}$ de maré⁻¹ (transecto Ilha do Teixeira), sentido baía de Paranaguá, pode-se

verificar que a baía de Antonina também está atuando como uma exportadora de sedimentos finos ($<0,062$ mm) para o sistema estuarino a jusante. Mantovanelli et al. (2004) e Noernberg et al. (2007) verificaram a preponderância das correntes de vazante em relação às correntes de enchente em porções distintas do estuário, principalmente relacionadas as mudanças na geometria do estuário. Ainda segundo Noernberg et al. (2007), além de maior intensidade, as correntes de vazante possuem também uma menor variação na sua direção que as de enchente, o que intensifica sua componente longitudinal.

Em todos os transectos as maiores concentrações para o transporte dos sólidos em suspensão ocorreram nas camadas próximas ao fundo. Nesta área, as concentrações de sedimentos em suspensão alcançam valores entre 80 e 250 mg.L^{-1} junto ao fundo. Esses valores mostram uma grande variabilidade temporal e espacial que estão relacionadas à intensidade das correntes de maré, aos processos de advecção e ressuspensão e às características intrínsecas das partículas em suspensão (MANTOVANELLI, 1999), o que pode contribuir para sedimentação destas partículas finas.

A concentração dos sólidos em suspensão (CSS) na região próxima ao fundo nos transectos PP e TX foi condicionada, principalmente, pela intensidade das correntes de maré. As maiores concentrações médias de CSS foram observadas durante as marés de sizígia nas vazantes, caracterizadas por fortes correntes; já as menores concentrações médias de CSS foram registradas durante as quadraturas, caracterizadas por correntes de maré com menor intensidade (entre $0,36 \text{ m.s}^{-1}$ e $0,48 \text{ m.s}^{-1}$). Sendo assim, em qualquer ponto do estuário a concentração de sedimentos em suspensão é a soma do material que foi localmente ressuspensionado do fundo e do material que foi advectado de fontes adjacentes (NICHOLS e BIGGS, 1985; DYER, 1988).

As maiores concentrações de sedimentos, observadas durante as marés enchentes (sizígia) para o transecto da Ilha do Teixeira são, provavelmente, o resultado da ressuspensão e da incorporação destes sedimentos pelo fluxo de água durante a progressão da maré estuário adentro, principalmente nesta região de estrangulamento. Na qual, segundo Mantovanelli (1999), onde a redução abrupta na largura da seção transversal e a constrição do canal provocam a intensificação das correntes de maré. Além disso, grande parte do leito estuarino da região à montante desta seção transversal é composto por

sedimentos areno-lomosos que são passíveis de ressuspensão e transporte estuário acima durante a maré enchente.

Para o transecto Nhundiaquara o transporte por carga de fundo 15% maior na amostragem de sizígia-vazante (enfatizando a correlação entre a precipitação e aumento da vazão/transporte, já que nos dias anteriores a amostragem a precipitação foi de 182 mm para a região do município de Morretes. Nesta região, estão situadas as bacias hidrográficas do Rio Nhundiaquara, Sagrado, Pinto e Marumbi e Jacareí totalizando $310,5 \text{ ton.km}^{-2}.\text{ano}^{-1}$ segundo estudo de Paula (2010). Esse autor fazendo uma análise geomorfológica, pedológica e geológica encontrou valores superiores que Mantovanelli (1999), e uma das justificativas foi a diferença de uso do solo entre as duas amostragens (7 ano).

Os eventos episódicos como as chuvas convectivas, tem importância impar no aporte de sedimentos, pois aumentam sensivelmente o aporte de sedimentos terrígenos. Para exemplificar, considerou-se o evento ocorrido em 27/11/2006 na bacia do rio do Pinto (afluente do rio Nhundiaquara), quando foram registrados 70,6 mm em 24 horas, na estação pluviométrica de Morretes. Esse evento resultou no registro de uma vazão de $49,7 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ nesta bacia, valor aproximadamente 15 vezes superior à vazão média identificada para o ano de 2006 (Paula, 2010). No evento episódico em março/2011, ocorreu na região central da Serra do Mar Paranaense um conjunto catastrófico e simultâneo de deslizamentos essencialmente translacionais, corridas de detritos e corridas de lama, associadas a inundações e depósitos na planície, e chegou a $2,34 \text{ km}^2$ de cicatrizes em uma única bacia hidrográfica (Rio Jacareí; SILVEIRA et al., 2012).

Poirier et al. (2015) compararam registros de aporte de sedimentos para a Baía de Marennes-Oleron (estuário dominado por máres) desde o século XVI e encontrou uma correlação entre o uso do solo e a sedimentação no ambiente estuarino. Assim como Shoellhamer et al. (2013) encontraram para a baía de San Francisco um aumento de 31% (entre 1957-2001) nas taxas de sedimentação no estuário a partir da urbanização das bacias de drenagem, e ainda intensificadas com os períodos de fenômeno El Niño. Mais um fator ambiental importante na produção e disponibilização de sedimentos para o estuário estudado refere-se à elevada suscetibilidade geopedológica a movimentos de massa e processos erosivos nas bacias hidrográficas situadas à montante. Paula (2010) estimou a produção de $40,3 \text{ t.km}^{-2}.\text{a}^{-1}$, na bacia do rio do

Marumbi (afluente do rio Nhundiaquara), num cenário em que a totalidade da área era recoberta por vegetação natural. Este valor retrata a elevada suscetibilidade da região, já que de acordo com Shen e Julien (1992) o fluxo típico de sedimentos refere-se a $24,6 \text{ t.km}^{-2}.\text{a}^{-1}$ em regiões vegetadas.

Quanto à granulometria na região, a alta porcentagem de finos e o baixo grau de seleção das amostras podem aumentar os possíveis erros associados a matrizes sedimentares heterogêneas e a efeitos de coesividade, que alteram o transporte sedimentar e diminuem a confiabilidade das equações teóricas descritas por Soulsby (1997). Além disso, o fato dos sedimentos possuírem um alto grau de angulosidade dos grãos, principalmente na região da desembocadura do rio Nhundiaquara, demonstra que esse material sofreu pouco retrabalhamento, evidenciando que o transporte por carga de fundo dos sedimentos mais grossos diminui em direção ao interior do estuário.

No perfil Ilha do Teixeira, as taxas de transporte não foram maiores que a somatória dos demais transectos, isso indica que nem todos os sedimentos que chegam da bacia de drenagem são exportados para a região de Paranaguá. Todavia isso pode ser observado no trabalho de Cattani e Lamour (2016) que encontraram taxas de assoreamento para o canal navegável nesta região de $3.000 \text{ m}^3.\text{mês}$, equivalente a $5,35 \text{ cm.mês}^{-1}.\text{km}^{-2}$. Considerando o argumento de Gomez (1991) que o transporte por carga de fundo é o responsável pela conexão entre as forçantes hidrodinâmicas e a morfologia dos canais, pode-se supor que a maior parte dos sedimentos que estão assoreando esta porção do canal não são exportados para a baía de Paranaguá. Essa suposição é razoável quando consideramos que dragagens periódicas são necessárias para manter as profundidades desejáveis ao longo do canal (LAMOUR e SOARES, 2008).

Nas estimativas de transporte através das fácies sedimentológicas, no geral as regiões onde ocorrer o transporte coincidiram com a batimetria, exceto no transecto TX, onde as profundidades de 13 m relacionadas ao canal navegável não apresentaram transporte nos períodos de enchente. A fácies 3 representada pelos siltes médio moderadamente selecionados nesta porção, mesmo com as máximas de velocidade não ocorre os processos de erosão e transporte das partículas. As misturas contendo sedimentos com fração de partículas de areia ($d_{50} < 0,004 \text{ mm}$) acima de 10% possuem propriedades coesivas devido às forças eletrostáticas, que podem existir em proporção similar ou maior em

influência quando comparadas às forças gravitacionais (VAN RIJN, 1993). Conseqüentemente, as partículas de sedimentos não se comportam como partículas individuais, mas tendem a se agruparem formando agregados cujo tamanho, densidade e velocidade de sedimentação podem atingir valores muito maiores, influenciando o comportamento hidrodinâmico (VAN RIJN, 1993).

Van Rijn (2012) cita que o assoreamento de canais existe desde o início da operação portuária. Segundo o autor é importante a autoridade portuária definir a média anual de volume de sedimentos a serem dragados assim como a composição desses, a fim de verificar possível contaminação. No geral, as características de assoreamento estão fortemente associadas às condições físicas e ambientais, como salinidade, ventos, correntes, ondas e marés; e às condições geométricas, principalmente relacionados aos canais dragados.

Os vetores de tendência de transporte indicaram que os sedimentos oriundos do Rio Nhundiaquara têm preferência de transporte para a margem sul, em direção à Ilha do Teixeira. Cattani e Lamour (2016) concluíram que os sedimentos que advêm da margem S e causam assoreamento pela margem N estão relacionados com as mudanças na geometria do estuário, mais especificamente entre as Ilhas do Teixeira e Ponta Grossa, onde o fluxo das correntes de maré é intensificado permitindo o carreamento dos sedimentos.

No conjunto de dados de sedimentos de fundo, houve uma tendência deposicional que corrobora o que foi encontrado por Cattani e Lamour (2016) com evidências geomorfológicas batimétricas que apresentaram tendências erosivas em algumas regiões. É fato que as premissas sugeridas pelos autores para a aplicabilidade dos modelos são várias e, conseqüentemente, ambientes cientificamente ideais são difíceis de serem encontrados na natureza (VEIGA et al, 2005; POIZOT et al., 2008), assim como a comparação de conjuntos de dados históricos estuarinos tem os agravantes de malhas amostrais, métodos laboratoriais de análises granulométricas e áreas fonte de sedimentos. Para aplicação deste método os dois conjuntos de dados usados foram amostrados em períodos diferentes, ainda podendo responder a diferentes naturezas dos sedimentos (relictos ou modernos), pois é importante que as amostras tenham a mesma escala de tempo, pois no caso de janelas estratigráficas o modelo matemático não corresponde ao real transporte (GAO E COLLINS, 1992; DUC et al., 2007).

Os resultados das modelagens hidrodinâmica e transporte de sedimentos apresentaram valores das velocidades das correntes de maré abaixo dos valores obtidos através das perfilagens de ADCP como pode ser observado na Tabela 9. As máximas velocidades obtidas em campo superam em até 12 vezes as velocidades fornecidas para o modelo. Esses resultados podem ser devido ao tempo que o modelo foi forçado (3 meses), para posterior comparação com os dados obtidos *in situ*. Ou o modelo uma falta de calibração do modelo em relação a alta pluviosidade e a resposta das correntes sobre esse processo.

TABELA 9: COMPARAÇÃO DOS VALORES MÁXIMOS E MÉDIOS DAS CORRENTES DE MARÉ OBTIDAS PARA A CAMADA DE FUNDO PARA A SIMULAÇÃO DO MODELO HIDRODINÂMICO E PELOS TRANSECTOS DE ADCP.

| | | | Modelo hidrodinâmico | | | Dados ADCP | | |
|------------|----------|-----|------------------------|------------------------|------------------------|------------------------|------------------------|------------------------|
| | | | NH | PP | TX | NH | PP | TX |
| Quadratura | Vazante | Máx | 0,24 m.s ⁻¹ | 0,14 m.s ⁻¹ | 0,16 m.s ⁻¹ | 1,45 m.s ⁻¹ | 1,84 m.s ⁻¹ | 2,02 m.s ⁻¹ |
| | | Méd | 0,21 m.s ⁻¹ | 0,10 m.s ⁻¹ | 0,12 m.s ⁻¹ | 0,74 m.s ⁻¹ | 0,56 m.s ⁻¹ | 0,48 m.s ⁻¹ |
| | Enchente | Máx | 0,16 m.s ⁻¹ | 0,12 m.s ⁻¹ | 0,15 m.s ⁻¹ | 1,27 m.s ⁻¹ | 1,61 m.s ⁻¹ | 1,59 m.s ⁻¹ |
| | | Méd | 0,14 m.s ⁻¹ | 0,09 m.s ⁻¹ | 0,12 m.s ⁻¹ | 0,58 m.s ⁻¹ | 0,70 m.s ⁻¹ | 0,36 m.s ⁻¹ |
| Sizígia | Vazante | Máx | 0,50 m.s ⁻¹ | 0,35 m.s ⁻¹ | 0,39 m.s ⁻¹ | 1,63 m.s ⁻¹ | 1,90 m.s ⁻¹ | 2,05 m.s ⁻¹ |
| | | Méd | 0,43 m.s ⁻¹ | 0,21 m.s ⁻¹ | 0,31 m.s ⁻¹ | 0,68 m.s ⁻¹ | 0,85 m.s ⁻¹ | 0,47 m.s ⁻¹ |
| | Enchente | Máx | 0,45 m.s ⁻¹ | 0,31 m.s ⁻¹ | 0,36 m.s ⁻¹ | 1,29 m.s ⁻¹ | 1,67 m.s ⁻¹ | 1,63 m.s ⁻¹ |
| | | Méd | 0,39 m.s ⁻¹ | 0,24 m.s ⁻¹ | 0,29 m.s ⁻¹ | 0,37 m.s ⁻¹ | 0,55 m.s ⁻¹ | 0,56 m.s ⁻¹ |

Entretanto diversos licenciamentos ambientais em áreas estuarinas utilizam resultados desses modelos hidrodinâmicos para tomadas de decisões, relacionadas com instalações, operações e monitoramento de empreendimentos. É importante destacar também que o conhecimento técnico dos órgãos ambientais de licenciamento precisam ser melhorados para que as avaliações sejam críticas em relação aos resultados gerados.

Vários empreendimentos em ambientes estuarinos devem ter um monitoramento permanente, conforme seus programas ambientais e, com base nesses dados, os modelos implementados durante o licenciamento ambiental devem ser calibrados, de forma a gerar dados mais condizentes com a realidade,

possibilitando a precaução e a previsão de impactos com maior nível de confiabilidade (BLENCKNER, 2008).

6. CONCLUSÕES

A baía de Antonina, apesar da sua importância econômica, ambiental, social e de suas características fisiográficas, o que facilitaria as questões logísticas relacionadas ao levantamento de dados primários, ainda não é um dos estuários mais bem compreendidos no Brasil no que diz respeito à sua hidrodinâmica, aporte e dinâmica de sedimentos. Isso é um fator crítico para as diversas tomadas de decisões realizadas pelos órgãos ambientais, que acabam se embasando em modelagens.

As taxas de transporte por carga de fundo mostraram relação direta com os dados hidrodinâmicos, onde foi possível observar uma grande variação entre as amostragens nas condições de maré de quadratura e de sizígia. Todas as amostragens nas marés de sizígia apresentaram taxas superiores às taxas de quadratura. O predomínio das marés de vazante também foi constatado nas taxas efetivas.

A partir dos valores de transporte de sedimentos foi possível verificar que todas as velocidades máximas obtidas durante as meia-marés superaram a velocidade crítica, demonstrando que o transporte de sedimentos por carga de fundo foi efetivo para os sedimentos desta região. Contudo, os resultados apresentados apontam para um cenário complexo, onde as correntes de fundo desempenham um papel importante no carreamento de sedimentos finos para a cabeceira do estuário nas enchentes e exportados a jusante nos períodos de vazante. Talvez este processo seja mais importante no assoreamento do que a sedimentação direta da suspensão que chega através das bacias de drenagem.

A calibração com dados *in situ* é de fundamental importância para que os modelos passem realmente a fazer parte do rol de ferramentas exigidas e entendidas pelos licenciadores como úteis ao entendimento dos impactos ambientais de maneira quali-quantitativa para que o monitoramento ambiental seja eficiente. Segundo James (2002), enquanto pode-se esperar melhora contínua nos códigos dos modelos e no conhecimento dos processos sendo modelados, e crescimento contínuo da capacidade dos computadores com custo decrescente, levando à factibilidade de cálculos com ainda mais variáveis e

grades mais refinadas, a conseqüente demanda por ainda mais dados não será tão facilmente satisfeita.

REFERÊNCIAS

- AMOS, C.; VILLATORO, M.; HELSBY, R.; THOMPSON, C. E. L.; ZAGGIA, L.; UMGIESSER, G.; VENTURINI, V.; ARE, D.; SUTHERLAND, T. F.; MAZZOLDI, A. The measurement of sand transport in two inlets of Venice lagoon, Italy. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**. 87: 225-236. 2010.
- ANGULO, R.J. **Geologia da planície costeira do Estado do Paraná**. 334 f. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1992.
- ANGULO, R. J. Morphological Characterization of the Tidal Deltas on the Coast of the State of Paraná. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 1999.
- ANGULO, R. J. Mapa do Cenozóico do litoral do Estado do Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências**, Curitiba, v. 55, p. 25-42, 2004.
- ANGULO, R. J, LESSA, G. C., & SOUZA, M. C. D. The Holocene Barrier Systems of Paranaguá and Northern Santa Catarina Coasts , Southern Brazil. **The Holocene**. 2009
- ASSIS, A. Q. S. D. **Análise da dinâmica fluvial do rio Cachoeira (Antonina/PR), entre os anos de 1954 e 2005**. Dissertação (Mestrado em Geografia), Universidade Federal do Paraná, Curitiba. 2013
- 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. 249 p. 1978.
- BOKUNIEWICZ, H. Sedimentary systems of Coastal-plain Estuaries. In PERILLO, G.M.E. (Ed.). **Geomorphology and sedimentology of Estuaries**. The Netherlands: Elsevier Science B.V. p 49-67. 1995.
- BOOTH, B. **Using ArcGIS 3D Analysis**. New York: ESRI Press, 2001.
- BOYD, R., DALRYMPLE, R.W., ZAITLIN, B.A. Estuarine and incised-valley facies models. IN: POSAMENTIER, H. W. & WALKER, R. G. **Facies Models Revisited**. 532p. 2006.
- CAMARGO, M.G. **SysGram para Windows: Sistema de análises granulométricas**. Pontal do Sul, 2006.
- CAMERON, W.M.; PRITCHARD, D.W. Estuaries. In: HILL, M.N.(ed.). **The Sea: Ideas and Observations on Progress in the Study of the Seas**. New York: Interscience, p. 306-324, 1963.
- CARNEIRO, J. C. & LAMOUR, M. R. Identification of relicts sediments in the Superagüi Channel (Paraná, Brazil): preliminary results. **18th International Sedimentological Congress** - Mendoza, Argentina, 2010

CATTANI P.E.; LAMOUR, M.R. Considerations regarding the sedimentation rates along the Paranaguá Estuarine Complex: a Bathymetric approach. **Journal of Coastal Research** in press.

CATTANI, P. E.; LAMOUR, M. R. Geomorphology and Sedimentology of Antonina and Paranaguá Bays: Spatial Analysis of Environmental Parameters. **Journal of Coastal Research**. submetido.

CORRÊA, I. C. S. Aplicação do diagrama de Perjup na interpretação da sedimentação e da dinâmica do estuário da baía de Marajó-PA. **Pesquisas em Geociências**, 32(2): 109-118. 2005.

DALRYMPLE, R.W., ZAITLIN, B.A., BOYD, R. Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications, **J. Sed. Petrology** 62, 1130–1146. 1992.

DELGADO, I., ALCANTARA, CARRIO, J., ALEJO, I., ALONSO, I., LOUZAO, M., 2002. Influence of hydrodynamics and sedimentary characteristics of Barqueiro Ria on Arealonga beach dynamics. **J. Coast. Res.** Special Issue 36, 231–239.

DIAS, G. T. M. & MEDEIROS, M. F.. Cartas sedimentológicas da baía da Ilha Grande. In: ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 10, 2005, Guarapari. **Anais...** Guarapari: ABEQUA. 1 CD-ROM. 2005.

DIAS, K. LESSA, G. Reavaliação da distribuição das fácies texturais da superfície de fundo da Baía de Todos os Santos. In: **Relatório técnico Petrorisco/Finep**. Amapá, 2003.

DYER, K.R. Sediment processes in estuaries: future research requirements. *Journal of Geophysical Research*, Columbia, v.94, n. 14, 327-339, 1989.

DYER, K.R. Sediment transport processes in estuaries. In: PERILLO, G.M.E. (ed.). **Geomorphology and Sedimentology of Estuaries**. Developments in Sedimentology, n. 53. Elsevier, p. 423-449, 1995.

DYER, K.R. Estuaries: A Physical Introduction. 2 ed., Chichester, John Wiley & Sons, 195 p., 1997.

DUCK, R.W., ROWAN, J.S., JENKINS, P.A., YOUNGS, I., 2001. A multimethod study of bedload provenance and transport pathways in an estuarine channel. **Phys. Chim. Earth**, B 26 (9), 747–752.

FOLK, R.L.; WARD, W.C. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. **Journal of Sedimentary Petrology**, 27:3-26, 1957.

GAO, S. ;COLLINS, M., 1991. A critique of the McLaren method for defining sediment transport paths-discussion. **Journal of Sedimentary Petrology**, 61: 143-146.

GAO, S. ;COLLINS, M., 1992. Net sediment transport patterns inferred from grain-size trends, based upon definition of transport vectors. **Sedimentary Geology**, 81: 47-60.

GAO, S. ;COLLINS, M., 1994. Analysis of grain size trends, for defining sediment transport pathways in marine environments. **Journal of Coastal Research**, 10: 70-78.

GIANNINI, P. C. F.; RICCOMINI, C. Sedimento e processos sedimentares. In:TEIXEIRA, W.; TOLEDO, M. C. M.; FAIRCHILD, T. R.; TAIOLI, F. **Decifrando a Terra**. São Paulo: Oficina de Textos, p.168-190, 2000.

GAO, S, 1996. A Fortran program for grain-size trend analysis to define net sediment transport pathways. **Computers & Geosciences**, 22-4: 449-452.

GONÇALVES, J. E.; PAULA, E. V.; OLIVEIRA, A. C.; NOCKO, H. R.; REKSIDLER, R. Modelagem Hidrodinâmica e de Transporte de Sedimentos na Baía de Antonina. Antonina: ADEMADAN. **Relatório Técnico Terminais Portuários Ponta do Felix**. 43 p. 2005.

GROSS, M. G. **Carbon determination**. In: Carver, R. E. (Ed.). *Procedures in Sedimentary Petrology*. Wiley Interscience, New York, p. 49-94. 1971.

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

Jia, J.-J., Gao, S., Xue, Y.-C., 2003. Sediment dynamic processes of the Yuehu inlet system, Shandong Peninsula, China. **Estuar. Coast. Shelf Sci.** 57 (5–6), 783–801.

KJERVFE, B. Measurement and analysis of water current, temperature, salinity, and density. In: Estuarine **Hydrography and Sedimentation**. Dyer, K. R. (ed.).Cambridge, Cambridge University Press. p.186-226, 1979.

KNOPPERS, B. A.; BRANDINI, F. P; THAMM C. A. 1987. Ecological studies in the bay of Paranaguá. II. Some physical and chemical characteristics. **Nerítica**, Curitiba, v. 2, p.1-36, 1987.

KOVACH, W. L. MVSP - A MultiVariate Statistical Package for Windows, ver. 3.1. Kovach **Computing Services**, Pentraeth, Wales, U.K. 2005.

LANCKNEUS, J., DE MOOR, G., DE SCHAEPMEESTER, G., MEYUS, I., SPIERS, V., 1992. Residual sediment transport directions on a tidal sand bank. Comparison of the « Mc Laren model » with bedform analysis. **Bull. Soc. Belge d'Etudes Géogr.** 2, 425–446.

LAMOUR, M.R.; SOARES, C. R.; CARRILHO, J. C. Mapas de parâmetros texturais de sedimentos de fundo do Complexo Estuarino de Paranaguá – PR. **Boletim Paranaense de Geociências**, Pontal do Sul, Editora UFPR, v. 55, p. 77-82, 2004.

LAMOUR, M.R.; SOARES, C.R. Variação das características granulométricas dos sedimentos de fundo do canal navegável aos Portos da Baía de Paranaguá. In: BOLDRINI, E.B; SOARES, C.R; PAULA, E.V. (Org). **Dragagens Portuárias no Brasil: Licenciamento e Monitoramento Ambiental**. Antonina: ADEMADAN/UNIBEM/SEMA/Governo do Estado do Paraná. p 244-252. 2007.

LAMOUR, M. R., SOARES, C. R. A “Barra de Paranaguá” e a Evolução Batimétrica do delta de maré vazante na Desembocadura do Complexo Estuarino de Paranaguá (PR). In E. B. Boldrini, C. R. Soares, & E. V. D. Paula (Eds.), **Dragagens Portuárias no Brasil: Engenharia, Tecnologia e Meio Ambiente**. (pp. 69-87). Antonina: ADEMADAN/UNIBEM/Secretaria de Ciência e tecnologia para Inclusão social. 2008.

LAMOUR, M. R., ANGULO, R. J., & SOARES, C. R. Bathymetrical Evolution of Critical Shoaling Sectors on Galheta Channel , Navigable Access to Paranagua Bay , Brazil. **Journal of Coastal Research**, 23(1), 49-58. doi:10.2112/03-0063.1. 2007

LANA, P. C.; MARONE, E; LOPES, R. M.; MACHADO, E. C. The subtropical estuarine complex of Paranaguá Bay. In: SEELIGER, U.; KJERFVE, B. (Ed.). **Coastal Marine Ecosystems of Latin America**. Berlin, Springer, p. 132-145. 2001.

Le ROUX, J. P., 1994 (a). A spreadsheet template for determining sediment transport vectors from grain-size parameters. **Computers & Geosciences**, 20:3:433-440.

Le ROUX, J. P., 1994 (b). An alternative approach to the identification of net sediment transport paths based on grain-size trends. **Sedimentary Geology**, 94: 97-107.

Le ROUX, J. P., O'BRIEN, R. D., RIOS, F., CISTERNAS, M., 2002. Analysis of sediment transport paths using grain-size parameters. **Computers & Geosciences**, 28: 717-721.

LESSA, G.C.; MEYERS, S.R.; MARONE, E. Holocene Stratigraphy in the Paranaguá bay estuary, southern Brazil. **Journal of Sedimentary Research**. V.68 n 6. p. 1060-1076. 1998.

LESSA G., ANGULO R. J., GIANNINI P. C. F., ARAÚJO A.D. Stratigraphy and Holocene evolution of a regressive barrier in south Brazil. **Marine Geology**, **165**:87-108. 2000.

MAACK, R. **Geografia física do Estado do Paraná**. Curitiba, Banco BADEP, UFPR, IBPT. 1968.

McCAMMON, R. B., 1962. Efficiencies of percentile measurements for describing the mean size and sorting of sedimentary particles. **Journal of Geology**, 70: 453-465.

McLAREN, P., 1981. An interpretation of trends in grain size measures. **Journal of Sedimentary Petrology**, 51:2:611-624.

McLAREN, P.; BOWLES, D., 1985. The effects of sediment transport on grain-size distributions. **Journal of Sedimentary Petrology**, 55:4:457-470

MC LAREN, P., LITTLE, D.I., 1987. The effects of sediment transport on contaminant dispersal: an example from Milford Haven. **Mar. Pollut. Bull.** 18 (11), 586–594.

MC LAREN, P., BOWLES, D., 1991. A critique of the “Mc Laren method” for defining sediment transport paths—Reply. **J. Sediment. Petrol.** 61 (1), 147.

MC LAREN, P., REN, P., 1995. Sediment Transport and Its Environmental Implications in the Lower Fraser River and Fraser Delta. **Environment Canada, Vancouver, B.C. DOE FRAP 1993-03.**

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

MANTOVANELLI, A.; MARONE, E.; DA SILVA, E.T.; LAUTERTA, L.F.; KLINGENFUSS, M.S.; PRATA, JR., V.P.; NOERNBERG, M.A.; KNOPPERS, B.A.; ANGULO, R.J. Combined tidal velocity and duration asymmetries as a determinant of water transport and residual flow in Paranaguá Bay estuary. **Estuarine, Coastal and Shelf Science** n. 59 Elsevier. 523-537p., 2004.

MARONE, E; GUIMARÃES, M.R.F.; CAMARGO, R.; PRATA JUNIO, V. P.; KLINGEFUSS, M. S. Caracterização física das condições oceanográficas, meteorológicas e costeiras das zonas estuarinas da Baía de Paranaguá. In: CONGRESSO LATINO – AMERICANO DE CIÊNCIAS DO MAR, 6., Mar del Plata, Argentina. **Resumos.** p. 129. 1995.

MARONE, E.; JAMIYANAA, D. Tidal characteristics and a numerical model for the M2 tide at the Estuarine Complex of Paranaguá Bay, Paraná, Brazil. **Nerítica**, Curitiba, v.11, p. 95-107, 1997.

MARONE, E.; MANTOVANELLI, A.; NOERNBERG, M.A.; KLINGENFUSS, M.S.; LAUTERT, L.F.C.; PRATA JUNIOR, V.P.. **Caracterização física do complexo estuarino da Baía de Paranaguá.** Relatório consolidado do convênio APPA/CEM. Pontal do Sul: UFPR, 1997.

MIRANDA, L. B.; CASTRO, B. M.; KJERFVE, B. **Princípios de oceanografia física de estuários.** São Paulo, EDUSP. 2002.

MCMANUS, J. Temporal and Spatial Variations in Estuarine Sedimentation. **Estuaries**, 21(4), 622-634. 1998.

MMA/PNMA. 1996. **Macrodiagnóstico da zona costeira do Brasil na escala da União**. MMA, UFRJ, FUJB, LAGET. Brasília: Programa Nacional do Meio Ambiente.

NOERNBERG, M.A. **Processos Morfodinâmicos no complexo Estuarino de Paranaguá, Paraná, Brasil: Um estudo a Partir de Dados *in situ* e LANDSAT – TM**. Tese (doutorado em Geologia) – Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2001.

NOERNBERG, M. A. ;LANA, P. C. A sensibilidade de manguezais e marismas a impactos por óleo: fato ou mito? Uma ferramenta para a avaliação da vulnerabilidade de sistemas costeiros a derrames de óleo. **Geografares** (Vitória), Vitória, v. 3, p. 109-122, 2002. 43

NOERNBERG, M. A. LAUTERT, L. F. de C.; ARAUJO, A. D. de; ODRESKY, L. L. Base de dados digital do litoral paranaense em Sistema de Informações Geográficas. **Nerítica**, Curitiba, v.11, p.191-195, 1997.

ODRESKI, L. L. R. **Evolução sedimentar e batimétrica da baía de Antonina - PR**. Curitiba, Universidade federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Dissertação de Mestrado, 79p., 2002.

ODRESKI, L. L. R., SOARES, C. R., ANGULO, R. J., & ZEM, R. C. Taxas de Assoreamento e a Influência Antrópica no controle da sedimentação da Baía de Antonina – Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências**, (53), 7-12. 2003.

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

PAULA, E. V. de; CUNICO, C. O assoreamento das baías de Antonina e de Paranaguá e a gestão de suas bacias hidrográficas. In: BOLDRINI, E. B.; SOARES, C.R.; PAULA, E.V. de. **Dragagens Portuárias no Brasil: Licenciamento e Monitoramento Ambiental**. Antonina: Governo do Estado do Paraná, SEMA/PR, ADEMADAM, UNIBEM, p.154-168, 2007.

PERILLO, G. M. E., PÉREZ, D. E., PICCOLO, M. C., PALMA, E. D., & CUADRADO, D. G. Geomorphologic and physical characteristics of a human impacted estuary: Quequén Grande River Estuary, Argentina. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, 62(1-2), 301-312. doi:DOI: 10.1016/j.ecss.2004.09.018. 2005.

PERILLO, G.M.E. Geomorphology and sedimentology of Estuaries: na introduction. In PERILLO, G.M.E (Ed.). **Geomorphology and sedimentology of Estuaries**. The Netherlands: Elsevier Science B.V. p 1-16. 1995.

PERILLO, G.M.E. Definitions and Geomorphologic Classifications of Estuaries. In PERILLO, G.M.E. (Ed.). **Geomorphology and sedimentology of Estuaries**. The Netherlands: Elsevier Science B.V. p 17-47. 1995.

PERILLO, G.M.E ; SYVITSKI, J.P.M. Mechanisms of sediment retention in estuaries. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**. v.87, p. 175-176. 2010.

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

PRANDLE, D. **Estuaries: Dynamics, Mixing, Sedimentation and Morphology**. University of Wales. Cambridge. New York. 248 p., 2009.

PRANDLE, D., LANE, A., ;MANNING, A. J. New typologies for estuarine morphology. **Geomorphology**, 81(3-4), 309-315. doi:DOI: 10.1016/j.geomorph.2006.04.017. 2006.

PRITCHARD, D.W. Salinity distribution and circulation in the Chesapeake Bay Estuarine System. **Journal of Marine Research**, New Haven, v.11, n.1a, p. 106-123,1952.

SILVA, L. F. **Identificação de subambientes na baía Sul (SC) com base na análise de variáveis oceanográfico sedimentares**. Florianópolis, Universidade Federal de Santa Catarina, Dissertação de Mestrado. 2002.

SOUZA, M. M.; LAMOUR, M.R. Caracterização do transporte sedimentar na desembocadura sul do Complexo Estuarino de Paranaguá. Em preparação.

SOULSBY, R. **Dynamics of marine sands: a manual for practical applications**. Thomas Telford Publications, Londres, 249 p. 1997.

SUGUIO, K.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; DOMINGUEZ, J. M. L.; FLEXOR, J. M ; AZEVEDO, A. E. G. Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário Superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.15, n.4, p.273-286, 1985.

VAN RIJN, L. C. Unified view of sediment transport by currents and waves. II: Suspended transport. **Journal of Hydraulic Engineering**. 133, 668-689. 2007.

VIEIRA, C. V.; FILHO HORN, N. O.; BONETTI, C. V. D. H. C.; BONETTI, J. Caracterização morfosedimentar e setorização do Complexo Estuarino da Babitonga/ SC. **Boletim Paranense de Geociências**, n. 62-63. P. 85-105. Editora UFPR, 2008.

UNCLES, R. J., STEPHENS, J.A., LAW, D.J. Turbidity maximum in the macrotidal, highly turbid Humber Estuary, UK: flocs, fluid mud, stationary suspensions and tidal bores. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, Amsterdam, v.67, p.30-52, 2006.

WIDDOWS, J., BROWN, S., BRINSLEY, M. D., SALKELD, P. N., & ELLIOTT, M. Temporal changes in intertidal sediment erodability: influence of biological and climatic factors. **Continental Shelf Research**, 20, 1275-1289. 2000.

YANG, S. L., LI, H., YSEBAERT, T., BOUMA, T. J., ZHANG, W. X., WANG, Y. Y., LI, P. Spatial and temporal variations in sediment grain size in tidal wetlands, Yangtze Delta: On the role of physical and biotic controls. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, 77(4), 657-671. doi:10.1016/j.ecss.2007.10.024. 2008.

ZEM, R.C. **Hidrodinâmica e fluxo de Material Particulado em Suspensão na região estuarina da Baía de Paranaguá-PR**. 155 f. Tese (Doutorado em Geologia e Geofísica Marinha) – Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2008.