



INVESTIGAÇÃO DE EFEITOS DE ESCOAMENTO 3D E DE ONDAS DE VENTO NA APLICAÇÃO DE UM MODELO DE TRANSPORTE DE SEDIMENTOS

Loani Gomes da Silva

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-graduação em Engenharia Oceânica, COPPE, da Universidade Federal do Rio de Janeiro, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Mestre em Engenharia Oceânica.

Orientador: Paulo Cesar Colonna Rosman

Rio de Janeiro

Março de 2017

INVESTIGAÇÃO DE EFEITOS DE ESCOAMENTO 3D E DE ONDAS DE VENTO
NA APLICAÇÃO DE UM MODELO DE TRANSPORTE DE SEDIMENTOS

Loani Gomes da Silva

DISSERTAÇÃO SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO INSTITUTO ALBERTO
LUIZ COIMBRA DE PÓS-GRADUAÇÃO E PESQUISA DE ENGENHARIA
(COPPE) DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO COMO PARTE
DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE
EM CIÊNCIAS EM ENGENHARIA OCEÂNICA.

Examinada por:

Prof. Paulo Cesar Colonna Rosman, Ph.D.

Prof. Marcos Nicolás Gallo, D.Sc.

Prof. Afonso Augusto Magalhães de Araujo, D.Sc.

RIO DE JANEIRO, RJ - BRASIL

MARÇO DE 2017

Gomes, Loani da Silva.

Investigação de efeitos de escoamento 3D e de ondas de vento na aplicação de um modelo de transporte de sedimentos/ Loani Gomes da Silva – Rio de Janeiro: UFRJ/COPPE, 2017.

XX, 135 p.: il.; 29,7 cm.

Orientador: Paulo Cesar Colonna Rosman

Dissertação (mestrado) – UFRJ/ COPPE/ Programa de Engenharia Oceânica, 2017.

Referências Bibliográficas: p. 132-135.

1. Transporte de sedimentos. 2. Efeitos de Ondas. 3. Modelagem Tridimensional. I. Rosman, Paulo Cesar Colonna. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE, Programa de Engenharia Oceânica. III. Título.

“Para quien navega sin rumbo, ningún viento es favorable.”

Lucio Anneo Séneca

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, sou imensamente grata à minha mãe, à minha família e aos meus padrinhos, que são minha fonte de inspiração e meu refúgio.

Às instituições de fomento, CNPQ e Fundação COPPETEC, por financiarem a elaboração desta dissertação.

Ao Programa de Pós-graduação da Engenharia Naval e Oceânica - COPPE/UFRJ, pela oportunidade de realizar esta pesquisa. Em especial, a Área de Engenharia Costeira (AECO), onde decidi me aprofundar.

Ao meu orientador, professor Paulo Rosman, por me apoiar, me direcionar e me incentivar de diversas formas no andamento deste trabalho.

Ao nosso anjo-secretária Marise Cardoso, sempre tão atenciosa e cuidadosa conosco.

Aos colegas de laboratório, especialmente Eduardo Gorbeña, Anton Rosenhagen e Priscila Hoerbe, pela grande ajuda e ideias compartilhadas durante esta aprendizagem.

Aos companheiros de faculdade e de vida, que tornaram minha escolha de profissão a melhor possível!

Ao universo da cultura popular e ao Grupo Zanzar, que me acolheram e me encantaram com sua beleza.

A todos os meus amigos, pelos tantos momentos de alegria que transbordam de nós! Em especial, à minha irmã de coração Lorena, e as amigas de longa data: Mary, Isadora, Lu, Céu, Rebert e Lili; por serem fluxo constante de renovação de energia nessas vivências e andanças partilhadas.

Àse!

Resumo da Dissertação apresentada à COPPE/UFRJ como parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Mestre em Ciências (M.Sc.)

INVESTIGAÇÃO DE EFEITOS DE ESCOAMENTO 3D E DE ONDAS DE VENTO NA APLICAÇÃO DE UM MODELO DE TRANSPORTE DE SEDIMENTOS

Loani Gomes da Silva

Março/2017

Orientador: Paulo Cesar Colonna Rosman

Programa: Engenharia Oceânica

A maioria das fórmulas de transporte de sedimentos é parametrizada em termos de tensões no fundo definidas a partir de velocidades promediadas na vertical (2DH). No cálculo usual, presume-se que a direção do transporte de sedimentos segue a do vetor velocidade 2DH, (Meyer-Peter e Müller (1948); Engelund e Hansen (1967); Van Rijn (1984, 2007). Processos morfodinâmicos são tridimensionais, portanto modelos 3D podem ser mais adequados para representá-los. De fato, em algumas situações a direção das correntes próximas ao fundo pode ser significativamente diferente da direção das correntes médias na vertical. Como a maior parcela do transporte de sedimentos ocorre próximo ao fundo, é importante adotar uma direção de transporte mais realista que a definida por correntes 2DH. As tensões geradas pelas ondas de vento também interferem no transporte sólido, pois a ação conjunta de ondas e correntes promove um aumento da capacidade de transporte. Este trabalho visa avaliar efeitos de ajustar a direção das correntes junto ao fundo via modelos 3D versus correntes 2DH, e também efeitos devido à ação de ondas na modelagem de transporte de sedimentos não coesivos. Nas análises comparativas adotou-se modelagem hidrodinâmica 2DH e 3D do SisBaHiA[®] (Sistema Base de Hidrodinâmica Ambiental – www.sisbahia.coppe.ufrj.br), com acoplamento de modelos de geração de ondas e de transporte de sedimentos com evolução morfológica. As análises indicam mudanças significativas no transporte de sedimentos, quando efeitos de ondas e direção de correntes junto ao fundo são consideradas, em comparação ao cálculo usual 2DH.

Abstract of Dissertation presented to COPPE/UFRJ as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Master of Science (M.Sc.)

INVESTIGATION OF 3D FLOW AND WIND WAVE EFFECTS APPLIED ON A SEDIMENT TRANSPORT MODEL

Loani Gomes da Silva

March/2017

Advisor: Paulo Cesar Colonna Rosman

Programa: Engenharia Oceânica

Most of the sediment transport formulas is parameterized in terms of a bottom shear stress defined from vertical velocities (2DH). In the usual calculation, is assumed that the direction of sediment transport follows the vector velocity 2DH, (Meyer-Peter and Müller (1948), Engelund and Hansen (1967), Van Rijn (1984, 2007). Morphodynamic processes occur in three-dimensions, hence 3D models are more realistic to represent them. In fact, in some situations the direction of currents near to the bottom may be significantly different from the direction of the vertical currents. As the largest portion of sediment occurs by bed-load transport (near the bottom), it is important to assume a more realistic transport direction than that defined by 2DH currents. The wind waves also interfere in the solid transport, as the combined wave-currents interaction promotes an increase of the transport capacity. This work aims to evaluate the effects of adjusting the direction of currents near the bottom via 3D models versus 2DH currents, as well as effects due to wave action in of non-cohesive sediments models. In the comparative analyzes 2DH and 3D hydrodynamic models of the SisBaHiA[®] (Base System of Environmental Hydrodynamics - www.sisbahia.coppe.ufrj.br) was adopted, with the coupling of wave generation and transport models sediments with morphological evolution. The analyzes indicate significant changes in sediment transport, when the effects of waves and direction of currents near the bottom are considered, compared to the usual 2DH approach.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS.....	XI
LISTA DE TABELAS.....	XIX
1. INTRODUÇÃO	1
2. OBJETIVOS	2
3. REFERENCIAL TEÓRICO	3
3.1 MODELAGEM TRANSPORTE DE SEDIMENTOS NÃO-COESIVOS 2DH E 3D.....	3
3.2 FLUXOS SECUNDÁRIOS	4
3.3 EFEITO DA TENSÃO.....	8
3.4 ONDAS GERADAS POR VENTOS.....	11
3.5 INTERAÇÕES ENTRE ONDAS E SEDIMENTOS.....	13
3.5.1 Movimento gerado por correntes e por ondas	16
4. METODOLOGIA.....	24
4.1 MODELOS HIDRODINÂMICOS	25
4.1.1 Módulo 2DH	26
4.1.2 Módulo 3D	29
4.1.3 Condições de Contorno	33
4.1.4 Condições Iniciais	34
4.2 MODELO DE GERAÇÃO DE ONDAS	34
4.2.1 Tensão de Atrito no fundo no Modelo de Geração de Ondas	36
4.3 MODELO COM EVOLUÇÃO MORFOLÓGICA	39
4.3.1 Modelo de Transporte de Sedimentos.....	40
4.3.2 Fórmulas de Transporte Sólido	43
4.3.3 Tensões de Atrito no Fundo no 2DH e 3D.....	48
4.4 MODELO DE TRANSPORTE LAGRANGEANO.....	50

5. ÁREA DE APLICAÇÃO	52
5.1 ASPECTOS OCEANOGRÁFICOS E METEREOLÓGICOS.....	53
5.2 CARACTERIZAÇÃO SEDIMENTOLÓGICA DE FUNDO	63
6. ESTUDO DE CASO	70
6.1 MODELAGEM DIGITAL DO TERRENO.....	71
6.1.1 Mapa Base	71
6.1.2 Malha de Discretização	71
6.2 BATIMETRIA E LINHA DE ORLA	72
6.3 NÍVEIS D'ÁGUA DEVIDO ÀS MARÉS.....	74
6.4 DESCARGAS FLUVIAIS	76
6.5 RUGOSIDADE EQUIVALENTE DE FUNDO.....	78
6.6 PADRÃO DE VENTO.....	79
6.7 CALIBRAÇÃO DO MODELO HIDRODINÂMICO 2DH	83
6.7.1 Dados Utilizados	84
6.7.2 Calibração de Níveis d'água	90
6.7.3 Calibração de Correntes	92
6.8 VALIDAÇÃO DO MODELO HIDRODINÂMICO 2DH	97
6.8.1 Validação de Níveis d'água.....	97
6.8.2 Validação de Correntes	99
6.9 DISTRIBUIÇÃO DE SEDIMENTOS DE FUNDO.....	102
6.10 CENÁRIOS SIMULADOS.....	103
6.10.1 Cenário 1: Modelo Hidro-Sedimentológico 2DH	104
6.10.2 Cenário 2: Modelo Hidro-Sedimentológico 2DH + Vagas.....	104
6.10.3 Cenário 3: Modelo Hidro-Sedimentológico 3D	109
6.11 DERIVA RESIDUAL	110
7. RESULTADOS E DISCUSSÕES	111

7.1	HIDRODINÂMICO	112
7.1.1	Correntes Residuais Lagrangeanas.....	112
7.1.2	Tensões de Fundo.....	118
7.2	MORFODINÂMICOS	121
7.2.1	Mudanças batimétricas	122
7.2.2	Análises Temporais	126
8.	CONCLUSÕES.....	130
9.	RECOMENDAÇÕES.....	131
10.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	132

LISTA DE FIGURAS

- Figura 3.1: Esquema simplificado de correntes secundárias em curvas de rio genérico. Adaptado de <https://hinderedsettling.com/2010/11/21/einstein-tea-leaves-meandering-rivers-and-beer/>. 5
- Figura 3.2: Curva de um rio genérico com vetores de velocidade média na vertical em roxo, e em verde o campo de velocidades 3D próximo ao fundo. O que se deseja ressaltar nesta figura é a diferença em direções para transporte de sedimentos. A magnitude do transporte é definida pela magnitude das velocidades 2DH. 7
- Figura 3.3: Zoom na curva de um rio genérico com vetores de velocidade média na vertical em roxo, e em verde o campo de velocidades 3D próximo ao fundo. O que se deseja ressaltar nesta figura é a diferença em direções para transporte de sedimentos. A magnitude do transporte é definida pela magnitude das velocidades 2DH..... 8
- Figura 3.4: Esquema de perfil de velocidade ao longo da coluna d'água num ambiente com ação de ventos e sem ação de ventos, respectivamente. O perfil de velocidade 2DH é representado pela cor verde e do 3D pela cor vermelha. 9
- No modelo 3D, os experimentos numéricos, *cf.* Figura 3.5, apresentaram diferenças mínimas entre a formulação “média” e “max”. Contudo, emprega-se a formulação “max”, pois forneceu resultados ligeiramente melhores. 10
- Figura 3.6: Perfis de velocidades calculados no modelo 2DH em situação com vento a favor e contra. Os perfis são confrontados com dados medidos (parâmetros ajustados: $\varepsilon = 0.0001\text{m}$; $\kappa = 0.404$). 11
- Figura 3.7: Classificação de ondas de acordo com seu período e energia. Adaptado de Munk (1951). 12
- Figura 3.8: Demonstração dos dois tipos de ondas geradas pelo vento (*wind*): vagas (*seas*) e marulhos (*swell*) (WMO, 1998). 13

Figura 3.9: Descrição dos principais parâmetros de uma onda: Altura de onda (H), Comprimento de onda (L) e Amplitude de onda (a) (Demirbilek & Vincent, 2002).	13
Figura 3.10: Distribuição do espectro de ondas onde a porção sombreada indica a altura significativa de onda (H_s).	14
Figura 3.11: Esquema ilustrativo da transformação da onda devido ao seu deslocamento em direção à zona costeira (Adaptado de Komar, 1998).	15
Figura 3.12: Processos envolvidos no transporte de sedimentos por ondas de vento. (Adaptado de Grant & Madsen, 1986).	16
Figura 3.13: Distribuição de altura média quadrática de ondas geradas pelos ventos dominantes na Baía de Todos Santos em situação de passagem de frente fria no inverno.	18
Figura 3.14: Tensões oscilatórias de fundo geradas por ondas de vento na Baía de Todos Santos para vento típico de inverno (Rosman, 2003).	19
Figura 3.15: Tensões de mobilidade dos sedimentos de fundo devido às ondas de ventos na Baía de Todos Santos para vento típico de inverno. (Rosman, 2003).	20
Figura 3.16: Tensões de fundo geradas por correntes de maré na Baía de Todos Santos para cenário de inverno em meia maré vazante de sizígia (Rosman, 2003).	21
Figura 3.17: Tensões de mobilidade de sedimentos geradas por correntes de maré na Baía de Todos Santos para cenário de inverno em meia maré vazante de sizígia (Rosman, 2003).	22
Figura 3.18: Tensões de mobilidade de sedimentos no fundo devido à ação combinada de ondas e correntes no cenário de inverno em meia maré vazante de sizígia na BTS. (Rosman, 2003).	23
Figura 4.1: Sistema de coordenadas usadas nos modelos hidrodinâmicos 2DH e 3D, onde NR é o nível de referência. (Rosman, 2017.) No módulo hidrodinâmico 2DH U_i é velocidade promediada na vertical. As coordenadas e velocidades horizontais são representadas como (x ,	

$y) \equiv (x_1, x_2)$ e $(u, v) \equiv (u_1, u_2)$ utilizando o índice $i = 1, 2$. A altura da coluna de água é dada por $H = z_{sup.} - z_{fund.} = \zeta + h$.	26
Figura 4.2: Esquema das trajetórias orbitais das partículas de uma onda em águas de profundidade intermediária. (ROSMAN, 2017)	37
Figura 4.3: Diagrama de Shields modificado de Grant & Madsen (1986)	41
Figura 4.4. Tensão crítica para mobilidade, τ_c , calculada pelo diagrama de Shields modificado. No caso considerou-se água com $\rho_a = 998 \text{ kg/m}^3$, $\nu = 1.05\text{E}-6 \text{ m}^2/\text{s}$ e sedimentos com $\rho_s = 2650 \text{ kg/m}^3$. Unidades $\phi = -\ln(d [\text{mm}])/\ln(2)$. Valores listados na Tabela 4.	41
Figura 5.1: Mapa da Baía de Todos os Santos (BA) com suas ilhas e seus principais afluentes.	53
Figura 5.2: Vazões de marés na seção entre o Farol da Barra e a Ilha de Itaparica (Rosman, 2015A).	54
Figura 5.3: Mapa da Baía de Todos os Santos com a localização das estações de dados de vento: Amaralina (M1), Ilha de Itaparica (M2) e Ilha do Frade (M3).	56
Figura 5.4: Percentual de direção (em azimute) e intensidade dos ventos na estação da Ilha de Itaparica (M2) entre Novembro de 2014 e Outubro de 2015.	57
Figura 5.5: Série temporal de vetores de ventos medidos em Julho de 2015 na estação da Ilha de Itaparica (M2), direção em ângulo X. (Rosman, 2015D).	58
Figura 5.6: Gráfico de elevações de maré modeladas para o Porto de Salvador (novembro/2014 - outubro/2015).	59
Figura 5.7: Localização das estações de registro maré A1, A2, N1 e N5 de ROSMAN (2015A).	61
Figura 5.8: Gráfico com comparação entre os níveis de água observados nas Estações A1 (externa a BTS), A2 (canal de entrada) e N5 (interna a BTS) entre 07 e 13 de Novembro de 2014 (Rosman, 2015A).	61

Figura 5.9: Mapa de isolinhas de fatores de amplificação alturas de onda: H/H_o . Onde H é a altura da onda propagada em um dado local e H_o é a altura da onda em águas profundas. Direção de onda Sudeste (Rosman, 2015F).....	63
Figura 5.10: Mapa de setorização das áreas abordadas pelos diferentes autores, assim como a localização dos pontos de coleta de sedimentos (Lessa & Dias, 2009).	65
Figura 5.11: Mapa de distribuição textural dos sedimentos de fundo oceânico na BTS adaptado de BITTENCOURT <i>et al.</i> (1976).	66
Figura 5.12: Mapa de distribuição textural dos sedimentos de fundo oceânico da BTS adaptado de BRICHTA (1977).	67
Figura 5.13: Mapa de distribuição textural dos sedimentos de fundo da BTS adaptado de AVANZO (1977).	68
Figura 5.14: Mapa de distribuição textural dos sedimentos de fundo oceânico adaptado de CORRÊA & PONZI (1979).	69
Figura 5.15: Mapa faciológico interpolado segundo a classificação Shepard, incluindo as amostras analisadas no projeto e nos trabalhos citados anteriormente (Gallo & Vinzon, 2015).	70
Figura 6.1: Mapa da Baía de Todos os Santos mostrando vista superior de pilha de 11 malhas de elementos finitos superpostas para discretização 3D do domínio de interesse. O quadro no canto inferior esquerdo resume dados da malha. Cada cruzamento de linhas da malha representa uma coluna de água discretizada em 11 níveis na vertical.	72
Figura 6.2: Imagem da Carta Náutica nº 1104 – Baía de Todos os Santos setor Nordeste.....	73
Figura 6.3: Mapa de batimetria e linhas de costa da Baía de Todos os Santos. As zonas em branco são regiões não hidrografada com cotas abaixo do NR. Tais locais tiveram cotas batimétricas estimadas variando de 0m a -2m. Lembra-se que a cota batimétrica é o negativo da cota altimétrica.....	74
Figura 6.4: Elevação de maré modelada para Estação do Porto de Salvador para os meses de maio, junho e julho de 2015.....	75

Figura 6.5: Mapa indicando valores de descargas fluviais mensais prescritas nas fronteiras do domínio de modelagem.	77
Figura 6.6: Malha com um elemento definindo a seção do rio com equação da vazão nodal. (Fonte: Manual do Usuário do SisBaHiA disponível em http://www.sisbahia.coppe.ufrj.br/ManualSisbahia.htm).	78
Figura 6.7: Mapa de isolinhas de amplitudes de rugosidade equivalente do fundo calibradas para a Baía de Todos os Santos, Salvador - BA.	79
Figura 6.8: Mapa de velocidade (m/s) e direção (ângulo X) do vento gerado no modelo hidrodinâmico de maio a julho de 2015.	81
Figura 6.9: Mapa de velocidade (m/s) e direção (ângulo X) do vento gerado no modelo hidrodinâmico de maio a julho de 2015.	82
Figura 6.10: Mapa de velocidade (m/s) e direção (ângulo X) do vento gerado no modelo hidrodinâmico de maio a julho de 2015.	83
Figura 6.11: Localização de estações de medição dos dados utilizados para calibração do modelo hidrodinâmico (R13A - <i>Relatório de Medições de Ventos, Correntes e Ondas - Parte A</i>).	85
Figura 6.12: Série temporal de vetores de vento medidos durante o mês de novembro de 2014 na estação M1 (v. Figura 6.11). Fonte: Rosman, 2015D.	87
Figura 6.13: Série temporal de vetores de vento medidos durante o mês de novembro de 2014 na estação M2 (v. Figura 6.11). Fonte: Rosman, 2015D.	88
Figura 6.14: Série temporal de vetores de vento medidos durante o mês de novembro de 2014 na estação M2 (v. Figura 6.11). Fonte: Rosman, 2015D.	89
Figura 6.15: Diferenças de fase de maré entre nós localizados nos extremos de Sudoeste e Nordeste da fronteira aberta do modelo. Fonte: Rosman, 2015D.	90
Figura 6.16: Níveis de maré prescritos nas extremidades SW e NE da fronteira aberta, (FA), com escala no eixo vertical esquerdo, e diferenças de nível	

médio do mar entre as duas extremidades, geradas por efeito meteorológicos, com escala no eixo vertical direito (Rosman, 2015D).....	91
Figura 6.17: Gráficos comparativos entre os níveis de maré medidos (símbolo azul) e modelados (linha contínua), nas estações A1, N1 e N5 (v. Figura 6.11), respectivamente, durante o mês de Novembro de 2014 (Rosman, 2015D).....	92
Figura 6.18: Gráficos de comparação entre série temporal de vetores de correntes 2DH medidos e modelados durante o mês de novembro de 2014 na estação A1 (v. Figura 6.11) (Rosman, 2015D).....	94
Figura 6.19: Gráficos de comparação entre série temporal de vetores de correntes 2DH medidos e modelados durante o mês de novembro de 2014 na estação A2 (v. Figura 6.11) (Rosman, 2015D).....	95
Figura 6.20: Gráficos de comparação entre série temporal de vetores de correntes 2DH medidos e modelados durante o mês de novembro de 2014 na estação A3 (v. Figura 6.11) (Rosman, 2015D).....	96
Figura 6.21: Diferenças de fase de maré entre nós localizados nos extremos de Sudoeste e Nordeste da fronteira aberta do modelo, mesmos locais da calibração do item 6.7.2 (Rosman, 2015D).....	97
Figura 6.22: Níveis de maré prescritos nas extremidades SW e NE da fronteira aberta, (FA), com escala no eixo vertical esquerdo, e diferenças de nível médio do mar entre as duas extremidades, geradas por efeito meteorológicos, com escala no eixo vertical direito. Mesma seção da calibração no do item 6.7.2 (Rosman, 2015D).....	98
Figura 6.23: Gráficos de validação de níveis de maré: medidos – em símbolo, e modelados – linha contínua, nas estações A1* e N1 (v. Figura 6.11), respectivamente, para o mês de março de 2015. Obs: Em 16/03 houve troca do sensor de medição.	99
Figura 6.24: Gráficos de comparação entre série temporal de vetores de correntes 2DH medidos (em preto) e modelados (em vermelho) durante o mês março de 2015 na estação A2 (v. Figura 6.11). Desconsiderar período de 1 a 9/03, pois as medições foram inválidas (Rosman, 2015D).	101

Figura 6.25: Percentual de areia fina, sedimento predominante no domínio modelado.	103
Figura 6.26: Percentagem de período de pico (T_p) maior que 2 segundos em ondas geradas por ventos locais nos meses de maio, junho e julho de 2015.....	106
Figura 6.27: Percentagem de alturas significativas (H_s) maior que 0,3m em ondas geradas por ventos locais nos meses de maio, junho e julho de 2015.....	107
Figura 6.28: Percentagem de período de pico (T_p) maior que 3 segundos em ondas geradas por ventos locais nos meses de maio, junho e julho de 2015.....	108
Figura 6.29: Regiões na Baía de Todos os Santos a partir das quais as ondas geradas por ventos locais podem ter interação com o sedimento de fundo.....	109
Figura 6.30: Registro de maré no Porto de Salvador, os retângulos indicam os períodos dos cenários simulados no MTL, sendo o primeiro de sizígia e o segundo de quadratura.	111
Figura 7.1: Mapa da baía de todos os santos com a região de interesse demarcada pelo retângulo em vermelho.	113
Figura 7.2: Mapa de velocidades de correntes residuais lagrangeanas do cenário 1 (2DH) e cenário 2 (2DH com vagas) para maré de quadratura.	114
Figura 7.3: Mapa de velocidades de correntes residuais lagrangeanas do cenário 1 (2DH) e cenário 2 (3D) na camada de 0.3 metros acima do fundo para maré de quadratura. Ressalta-se que o foco é destacar a diferença nas direções dos fluxos residuais.	115
Figura 7.4: Mapa de velocidades de correntes residuais lagrangeanas do cenário 1 (2DH) e cenário 2 (2DH com vagas) para maré de sizígia.....	117
Figura 7.5: Mapa de velocidades de correntes residuais lagrangeanas do cenário 1 (2DH) e cenário 2 (3D) na camada de 0.3 metros acima do fundo para maré de sizígia.	118
Figura 7.6: Percentagem de Tensão de Fundo > 0.15 no cenário 2DH. Tal valor é o mínimo necessário para mobilizar areias finas.....	119

Figura 7.7: Percentagem de Tensão de Fundo > 0.15 no cenário 2DH+Vagas. Tal valor é o mínimo necessário para mobilizar areias finas.....	120
Figura 7.8: Percentagem de Tensão de Fundo > 0.15 no cenário 3D. Tal valor é o mínimo necessário para mobilizar areias finas.....	121
Figura 7.9: Mapa de Delta h do cenário 1 (2DH) para a região de interesse.	124
Figura 7.10: Mapa de Delta h do cenário 2 (2DH + VAGAS) para a região de interesse.	125
Figura 7.11: Mapa de Delta h do cenário 3 (3D) para a região de interesse.	126
Figura 7.12: O mapa indica a localização dos nós de onde foram extraídas as séries temporais de Delta h e Qs discutidas nesta seção.	127
Figura 7.13: Zoom na área delimitada pelo retângulo da figura acima com os nós da malha. O nó 6442 indica onde houve assoreamento e o nó 6251 onde houve erosão.	127
Figura 7.14: Gráfico de série temporal de Delta h e Vazão Sólida (Qs) no nó 6442, onde se observou assoreamento para todos os cenários.	128
Figura 7.15: Gráfico de série temporal de Delta h e Vazão Sólida (Qs) no nó 6251, onde se observou erosão para todos os cenários.	129

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Significado dos termos das equações de quantidade de movimento na direção x (10) e direção y (11) do modelo 2DH (Rosman, 2017).	27
Tabela 2: Significado dos termos da equação da continuidade (1) no modelo 2DH (Rosman, 2017).	28
Tabela 3: Significado dos termos das equações de quantidade de movimento do modelo 3D (Rosman, 2017).	29
Tabela 4: Exemplo de valores de tensão crítica de mobilidade τ_{oc} calculados pela expressão (50). Dados: massa específica $\rho_s = 2650 \text{ kg/m}^3$, água com $\rho_a = 998,1 \text{ kg/m}^3$ e viscosidade cinemática $\nu = 1.05\text{E-}06 \text{ m}^2/\text{s}$	43
Tabela 5: Formulações de transporte sólido do SisBaHiA [®] , com suas faixas granulométricas (Adaptada de Rosman 2017).	44
Tabela 6: Parâmetros estatísticos dos dados de vento e suas Estações Meteorológicas.	55
Tabela 7: Características das constantes harmônicas utilizadas nas simulações, onde o valor de NMM indica o nível médio do mar aplicado.	75
Tabela 8 – Amplitude da rugosidade equivalente do fundo (\mathcal{E}), adotada nas simulações computacionais. Adaptado da Tabela 1 da Referência Técnica do SisBaHiA [®] (www.sisbahia.coppe.ufrj.br)	79
Tabela 9: Localização das estações e respectivos dados monitorados nas campanhas realizadas entre Novembro/2014 e Janeiro/2015.	84
Tabela 10: Intervalos de nível, profundidade da coluna d'água e H_{med} onde foi realizada a medição para cada estação.	86
Tabela 11: Classe de sedimentos e seus respectivos diâmetros médios e tensão crítica.	102
Tabela 12: Resumo dos cenários computacionais simulados.	104
Tabela 13: Profundidades consideradas como águas intermediárias e rasas calculadas para os períodos de ondas gerados no modelo de geração de ondas.	108

Tabela 14: Tabela com informações dos cenários de maré de quadratura e sizígia escolhidos.	110
Tabela 15: Valores de delta h para cada cenário de maio a julho de 2015.....	122

1. INTRODUÇÃO

A morfodinâmica costeira ocorre através do ajuste retroalimentado entre a batimetria e a dinâmica do fluido envolvendo o transporte de sedimentos em diferentes escalas temporais e espaciais (Wright & Short, 1984). A evolução morfológica resulta então da ação conjunta de diversas forçantes hidrodinâmicas, sobretudo a ação de ondas, o padrão de ventos, o aporte fluvial, e o regime de marés. Pode-se inferir que o transporte sedimentar e a evolução morfológica em ambientes costeiros dependem diretamente do campo de velocidades impostas por essas condicionantes ambientais.

Atualmente os processos de dinâmica e evolução sedimentar são amplamente estudados a partir do emprego de modelos numéricos bimensionais. As formulações usualmente aplicadas para cálculo do transporte de sedimentos são semi-empíricas e calibradas com base em experimentos realizados em laboratório, em condições idealizadas. Estas fórmulas de transporte presumem que a direção e sentido do transporte seguem a do vetor velocidade 2DH, onde os valores são promediadas para a coluna d'água. (Meyer-Peter & Müller (1948); Engelund & Hansen (1967); Van Rijn (1984, 1993,2007)). Devido à complexidade envolvida no estudo do tema, bem como as limitações computacionais, abordagens simplificadas vêm sendo adotadas – modelos 1D e 2D – como estratégias eficientes na tentativa de otimizar a relação custo-benefício entre a representatividade do modelo e custo computacional associado. Naturalmente os processos hidrodinâmicos e morfológicos ocorrem numa perspectiva tridimensional, sendo os modelos 3D mais realistas e acurados para representá-los. Contudo, os modelos bidimensionais (2DH) possuem uma grande vantagem com relação ao tempo e custo computacional, sendo uma boa abordagem para representar determinados sistemas ambientais, bem como para casos que necessitem de previsões rápidas (HU *et al*, 2009).

Em ambientes costeiros dominados por fenômenos de marés e ventos, a coluna d'água é quase homogênea, sendo possível assumir que o fluxo hidrodinâmico apresenta um comportamento predominantemente bidimensional (Rodi, 1984 *apud* Tobón, 2002). Desta forma, nos estudos hidrossedimentológicos realizados com simulações numéricas muitas vezes são implementados modelos promediados na vertical (2DH), os quais consideram a velocidade média na coluna d'água. Contudo, a simplificação de uma coluna d'água quase homogênea nem sempre é válida, uma vez que a velocidade pode sofrer mudanças significativas em sua magnitude e sentido ao

longo da coluna d'água. Uma possível forçante responsável para que isso ocorra é a atuação de um vento que sopra sobre o corpo d'água. Desta forma, o vetor da velocidade obtido por um modelo 2DH pode indicar sentido e direção bastante diferente quando comparado ao de uma camada de fundo do módulo 3D. Contudo, as fórmulas de transporte de sedimento são parametrizadas com a intensidade da velocidade promediada. Ou seja, a magnitude do transporte de sedimento continua sendo calculada pela média da intensidade na coluna d'água no modelo 3D. Considerar o sentido da velocidade próxima ao fundo pode ser relevante no transporte de sedimentos, uma vez que a maior parte do transporte ocorre por arraste (Huybrechts & Hervouet, 2010). Sendo assim, o acúmulo computado pela soma das diferenças hidrodinâmicas entre sentido da velocidade promediada no 2D e velocidade próxima ao fundo do 3D, pode resultar em uma mudança na evolução morfológica significativa.

Uma vez que a maior parte do transporte de sedimento por arraste se concentra próximo ao fundo, se aplicaria uma mudança no sentido do transporte? Se sim, qual seria o efeito cumulativo computado pelo modelo morfológico 2DH e 3D? Como as forçantes hidrodinâmicas de vento e maré interferem? Qual a relevância do efeito da ação de ondas locais?

Considerando a importância e complexidade dos estudos morfodinâmicos, bem como o custo computacional associado à implementação de modelos morfológicos, este trabalho visa ampliar o conhecimento sobre o emprego de modelos bidimensionais no estudo de transporte de sedimentos. Para tal será analisada a dinâmica de transporte de sedimentos não coesivos, considerando diferentes cenários em relação ao escoamento 2DH e 3D, analisando-se então a estimativa do transporte de sedimentos com as direções calculadas a partir das velocidades promediadas na coluna d'água (modelo 2DH) e perto do fundo (modelo 3D). Adicionalmente, também será investigada a relevância do efeito da ação de ondas locais sobre o transporte sedimentar. O efeito de ondas impõe um incremento da tensão em relação a modelos sedimentológicas que não consideram a ação de ondas.

2. OBJETIVOS

O objetivo geral desta dissertação é analisar a dinâmica de transporte de sedimentos não coesivos, considerando diferentes cenários em relação ao escoamento em duas e

três dimensões, (2DH e 3D), com condicionantes tais como: marés, ação de ventos e ondas locais. Como objetivos específicos destacam-se:

- Investigar a necessidade da aplicação do modelo 3D em relação ao modelo 2DH no que diz respeito a estudos morfodinâmicos;
- Avaliar a relevância da contribuição dos efeitos de ondas locais em comparação ao cenário sem ondas, no tocante ao transporte de sedimentos;
- Analisar tendências de erosão ou assoreamento dos cenários através de possíveis diferenças na batimetria entre os cenários;

3. REFERENCIAL TEÓRICO

Este tópico aborda uma breve revisão sobre os conceitos mais relevantes do tema deste trabalho:

- Primeiramente, dentro de modelagem 2DH e 3D e de transporte de sedimentos não-coesivos têm-se: inclusão de fluxos secundários no modelo 3D utilizado; efeito de vento nas velocidades; e gradientes baroclínicos;
- Em seguida, no que diz respeito à ação das ondas no transporte de sedimentos: conceituação de alguns parâmetros de ondas; a interação de ondas na morfodinâmica;

3.1 Modelagem Transporte de Sedimentos não-coesivos 2DH E 3D

O transporte de partículas através de um fluido é um problema de grande importância em fluxos geofísicos (Chauchat, 2010). O entendimento desse processo atinge diversas questões de morfodinâmica costeira ou fluvial, tais como: dragagem de canais de navegação, abastecimento de água doméstica ou para irrigação, despejo de efluentes industriais, uso de sedimento na produção de petróleo, transporte granular em indústrias alimentares/farmacêuticas, geração de energia hidroelétrica (Fang & Rodi, 2001).

Para atuar no planejamento dessas atividades é necessário prever o comportamento dos processos geomorfológicos envolvidos. Em vista disso, o fluxo de transporte de sedimentos vem sendo extensivamente estudado pelo meio científico (Einstein 1942; Meyer-Peter e Muller, 1948; Bagnold 1956; Yalin 1963) desde meados do século XX, porém ainda se sabe muito pouco a respeito. Este tema apresenta enorme

diversidade, pois envolve padrões de fluxos complexos, turbulências, suspensão, transporte por arraste, deposição e erosão acarretando em alterações no leito ou assoalho. Tendo em vista que modelos de campo e hidráulicos são dispendiosos e demorados, modelos computacionais têm sido empregados para cumprir essa função.

Os modelos morfodinâmicos numéricos são amplamente utilizados como forma de prever a evolução do sedimento de fundo (Huybrechts & Hervouet, 2010). A maioria dos sistemas de modelagem existentes apresentam versões em dimensões 1D, 2D ou 3D. A escolha da dimensão do modelo geralmente é dada pela escala do fenômeno de interesse e domínio de modelagem. Um dos modelos largamente aplicado em média escala é o 2DH (promediado na vertical), considerado satisfatório para a maioria dos casos. Além das razões econômicas mencionadas acima, a motivação científica mais relevante permanece sendo: todos esses modelos seriam equivalentes quando utilizados para aplicações relativamente simples?

Na maioria dos modelos promediados, 1D ou 2D (Cao & Carling 2002), o transporte de sedimento em suspensão é assumido como sendo advectado pela velocidade média ao longo da coluna d'água, que é calculado por acoplamento com o modelo hidrodinâmico através das equações de águas rasas.

Na prática, os modelos 1D são aplicados em longos trechos de rios. Esses modelos permitem calcular quantidades médias ao longo de uma seção transversal de rio. Já os modelos em 2DH, com profundidade da média, resolvem as variações horizontais. Os modelos 2DH têm aproximação hidrostática, e apesar de fornecerem detalhes de mudanças em seções transversais, não podem explicar os movimentos secundários que são particularmente forte em curvas de rios. Já os modelos 3D não precisam assumir a pressão hidrostática e permitem calcular os fluxos secundários. Os modelos tridimensionais envolvem um maior custo computacional, e por isso são menos utilizados.

3.2 Fluxos Secundários

As correntes secundárias são geradas por alterações no fluxo decorrentes de curvas acentuadas, especialmente em rios. Os fluxos secundários influenciam a evolução morfológica, pois permitem gerar tendências de erosão no fundo de margens côncavas e de assoreamento, com viés para jusante, nas margens convexas.

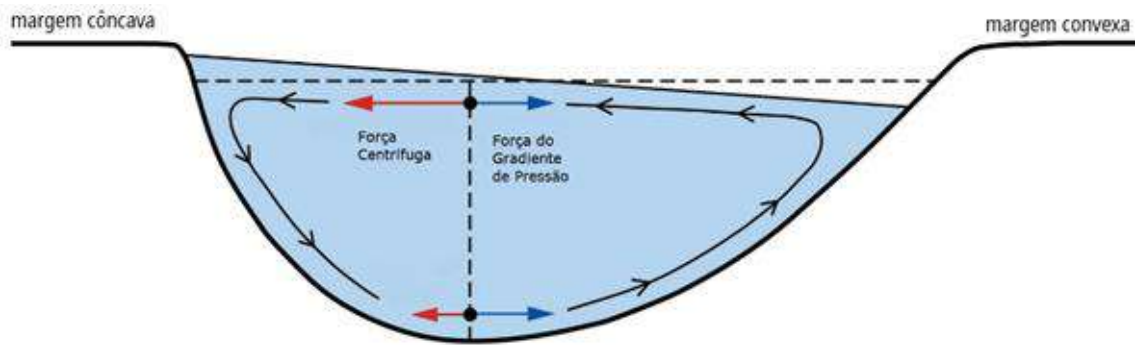


Figura 3.1: Esquema simplificado de correntes secundárias em curvas de rio genérico. Adaptado de <https://hinderedsettling.com/2010/11/21/einstein-tea-leaves-meandering-rivers-and-beer/>.

Nas curvas, as correntes secundárias são mais fortes por ação de acelerações centrífuga. Por esta razão, as correntes secundárias fluem no sentido da margem côncava na camada superior e no sentido na margem convexa na camada inferior. A maior velocidade das correntes secundárias na camada superior gera elevação de água na margem côncava e rebaixamento na outra margem. Ao se combinar as correntes principais com as secundárias surgem padrões tipicamente helicoidais. Com o intuito de reproduzir esses efeitos na evolução morfológica, foi feita uma alteração no código Fortran do Modelo de Decomposição Direcional do Transporte de Sedimento do SisBaHiA[®]:

- 1- DECOMPOSICAO DE QST EM QSX E QSY:
- 2- DELTA2 = 0.0D0
- 3- DO I=1,NNM
- 4- ATUALIZA E CALCULA COMPONENTES QSX E QSY
- 5- QSX1(I)=QSX(I,J)
- 6- QSY1(I)=QSY(I,J)
- 7- IV=3*I
- 8- IU=IV-1
- 9- ANGVEL=ATAN2(EUV1(IV),EUV1(IU))
- 10-CALCULA COMPONENTES QSX E QSY
- 11-QSX(I,J)=QSR(I) *DCOS(ANGVEL)
- 12-QSY(I,J)=QSR(I) *DSIN(ANGVEL)

Na modelagem com o SisBaHiA[®], as componentes x e y do transporte de sedimentos são decompostas conforme a direção do vetor velocidade com duas opções (ROSMAN, 2017):

1. Se o campo de velocidades indicado para o modelo de transporte de sedimentos for 2DH, tanto o módulo do transporte de sedimentos como sua direção e sentido dependerão do campo de velocidades 2DH.

2. Se o campo de velocidades indicado para o modelo de transporte de sedimentos for 3D, o módulo do transporte de sedimentos dependerá do campo de velocidades 2DH, porém a direção e sentido do transporte serão definidos pelo campo de velocidades 3D a uma distância próxima do fundo.

Com o objetivo conferir as alterações no cálculo de vazão sólida (QS) no módulo hidrodinâmico 2DH e 3D do SisBaHiA[®], foi feita uma simulação onde utilizou-se a geometria de um rio genérico, com ênfase nas partes côncavas e convexas.

As profundidades escolhidas foram de 0.3 abaixo da superfície e de 0.3 metros acima do fundo. As figuras a seguir apresentam os mapas dos módulos de velocidade média do 2DH e de camada de fundo para o 3D, durante o período simulado. A comparação dos resultados mostra claramente a representação dos fluxos secundários. Estes fluxos são responsáveis pela formação de bancos de areia a jusante das curvas.

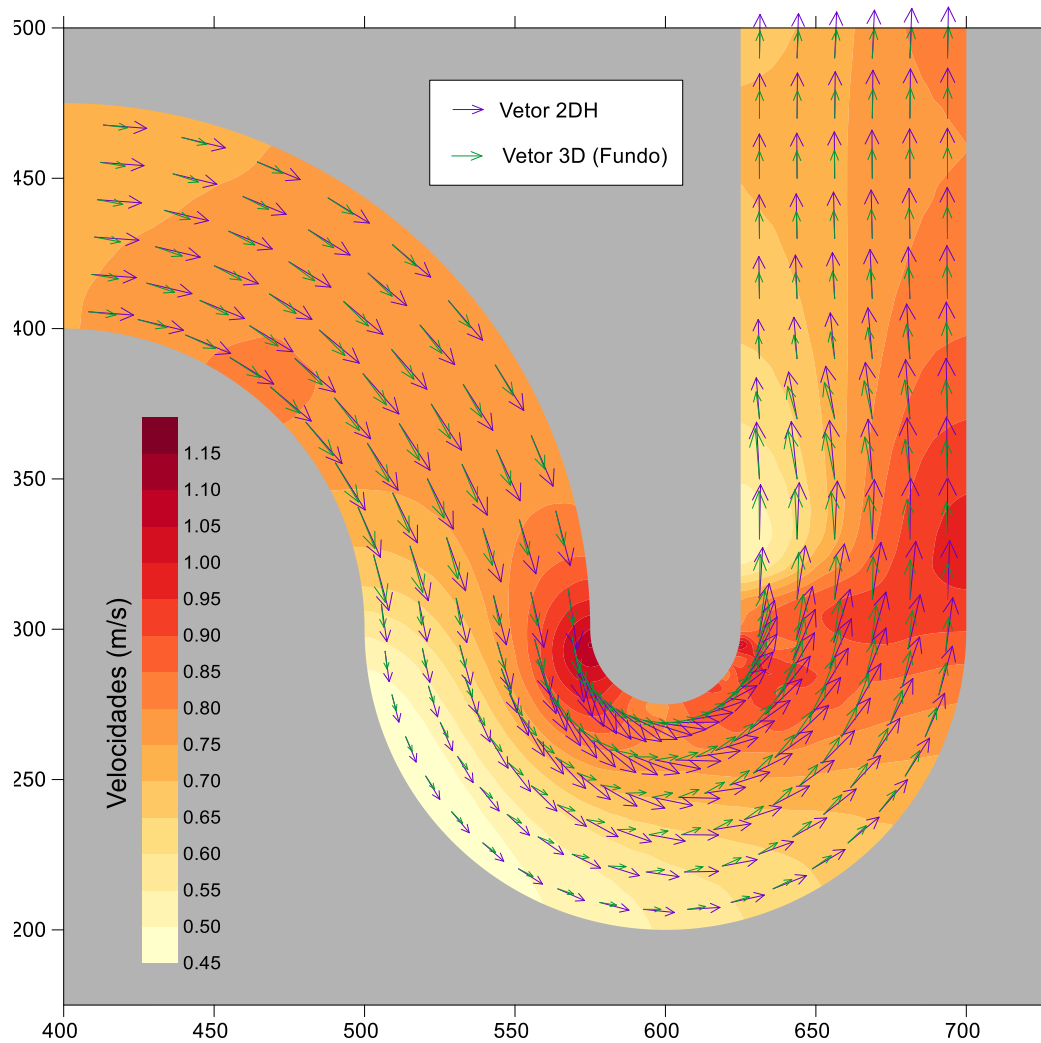


Figura 3.2: Curva de um rio genérico com vetores de velocidade média na vertical em roxo, e em verde o campo de velocidades 3D próximo ao fundo. O que se deseja ressaltar nesta figura é a diferença em direções para transporte de sedimentos. A magnitude do transporte é definida pela magnitude das velocidades 2DH.

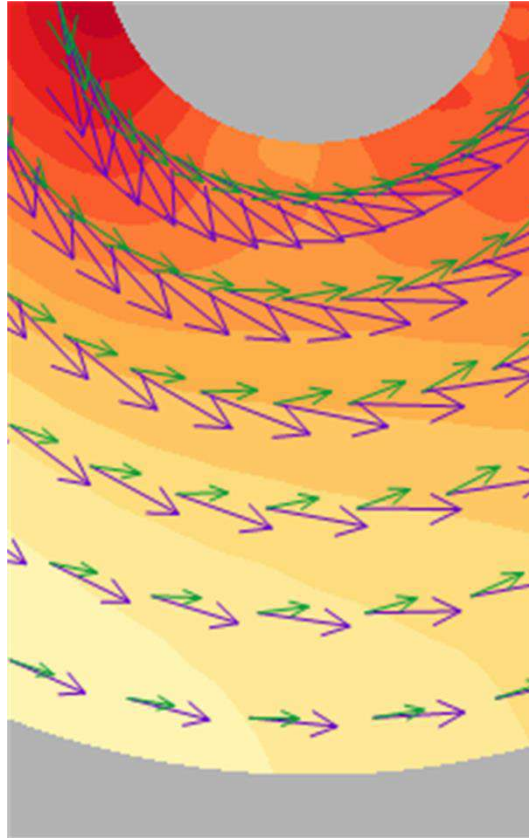


Figura 3.3: Zoom na curva de um rio genérico com vetores de velocidade média na vertical em roxo, e em verde o campo de velocidades 3D próximo ao fundo. O que se deseja ressaltar nesta figura é a diferença em direções para transporte de sedimentos. A magnitude do transporte é definida pela magnitude das velocidades 2DH.

3.3 Efeito da Tensão

Os ventos têm papel importante nas características hidrodinâmicas de um determinado local. Quando a ação do vento é incluída no domínio que se deseja modelar, isso implica alterações no perfil de velocidades ao longo da coluna d'água. O vento interfere no cálculo do transporte de sedimentos através dos parâmetros de tensão, que são proporcionais às velocidades.

O esquema abaixo (Figura 3.4) apresenta um perfil ao longo da coluna d'água sem interferência de vento (direita) e outro com interferência do vento (esquerda). Os perfis de velocidades na cor verde são promediados no módulo 2DH, enquanto que os perfis vermelhos são os de velocidade 3D. Existem dois tipos de tensões geradas pelo vento: a tensão na superfície livre devido ao cisalhamento do vento na superfície da água, e a tensão no fundo devido ao atrito com o assoalho oceânico.

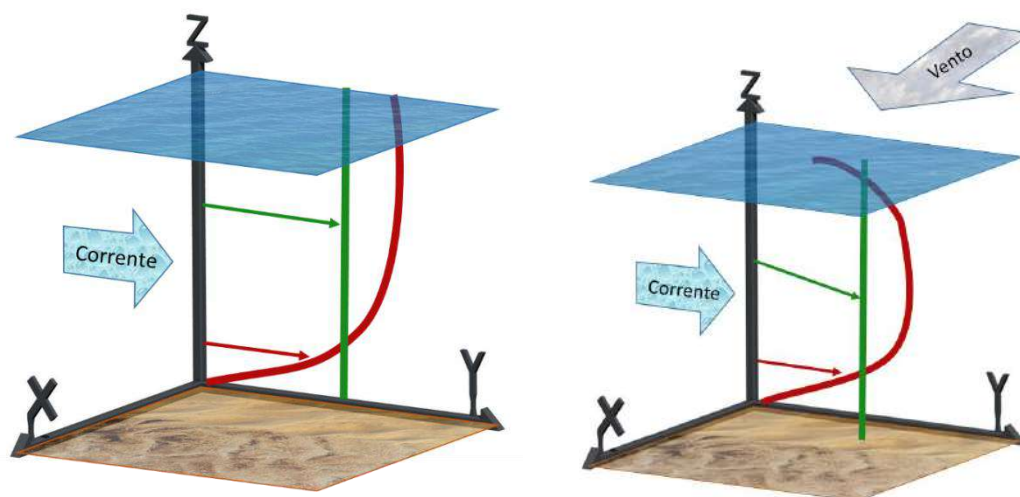


Figura 3.4: Esquema de perfil de velocidade ao longo da coluna d'água num ambiente com ação de ventos e sem ação de ventos, respectivamente. O perfil de velocidade 2DH é representado pela cor verde e do 3D pela cor vermelha.

No esquema com a ação do vento, as tensões são mais evidentes no perfil tridimensional, que varia de intensidade e direção ao longo da coluna d'água. Isso implica num cálculo diferenciado das tensões exercidas pelo vento em superfície e no fundo nos módulos 2DH e 3D.

As tensões de cisalhamento em superfície (τ^S) e resistência ao atrito de fundo (τ^B) estão associadas as suas respectivas velocidades de atrito (u^*). Essas velocidades de atrito são definidas em ROSMAN, 2017:

$$u_{*S} = \sqrt{\frac{\tau^S}{\rho_o}} \quad (2)$$

$$u_{*B} = \sqrt{\frac{\tau^B}{\rho_o}} \quad (3)$$

Onde (u_{*S}) e (u_{*B}) são as velocidades de atrito das tensões na superfície livre e no fundo, respectivamente.

Os parágrafos seguintes contêm trechos transcritos da Referência Técnica do SisBaHiA[®] (Rosman, 2017), onde é possível obter informações mais detalhadas acerca do cálculo de tensão de fundo no módulo 3D.

No módulo 3D, a condição de contorno no fundo é velocidade nula. Assim, a tensão de fundo τ^B depende da solução do problema, i.e., do perfil de velocidade. A velocidade de atrito de fundo u_{*B} é calculada a partir dos perfis de velocidade determinados em etapas de tempo anteriores. Isso é feito assumindo que existe um perfil logarítmico de velocidade entre o ponto no fundo, com condição de contorno de velocidade nula, e o ponto de cálculo a uma distância Δz acima, (White, 1990), de modo que:

$$u(\Delta z) = \frac{u_{*B}}{k} \ln\left(\frac{32.6\Delta z}{\varepsilon}\right) \quad \therefore \quad u_{*B} = \frac{k u(\Delta z)}{\ln\left(\frac{32.6\Delta z}{\varepsilon}\right)} \quad (4)$$

Onde: ε é a amplitude da rugosidade equivalente de fundo, que é um parâmetro ajustável e k é a constante de Von Karman.

Para estudar a definição de u_* , Rosso e Rosman (1997) conduziram experimentos numéricos utilizando dados publicados em “Yu, X., *Turbulent Channel Flow under the Action of Surface Wind-Stress*, Internal Report No. 2-87, Lab. of Fluid Mechanics, Delft University of Technology, 1987”, seguindo experimentos semelhantes discutidos em JIN, X.-Y., “*Quasi-Tree-Dimensional Numerical Modeling of Flow and Dispersion in Shallow Water*, Ph.D.-Thesis, Delft University of Technology, Netherlands, 1993”. As conclusões foram que as melhores opções para a velocidade de atrito característica são o valor máximo entre u_{*S} e u_{*B} , ou um simples valor médio:

$$|u_*| = \max(|u_B^*|, |u_S^*|) \text{ ou } |u_*| = 0,5 \cdot (|u_B^*| + |u_S^*|) \quad (5)$$

No modelo 3D, os experimentos numéricos, *cf.* Figura 3.5, apresentaram diferenças mínimas entre a formulação “média” e “max”. Contudo, emprega-se a formulação “max”, pois forneceu resultados ligeiramente melhores.

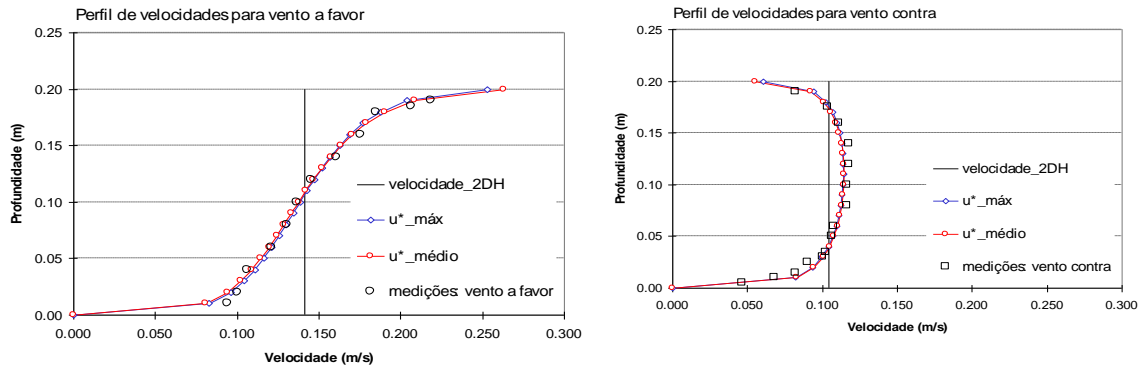


Figura 3.6: Perfis de velocidades calculados no modelo 2DH em situação com vento a favor e contra. Os perfis são confrontados com dados medidos (parâmetros ajustados: $\varepsilon = 0.0001\text{m}$; $\kappa = 0.404$).

3.4 Ondas geradas por ventos

Para estudar a evolução morfológica de uma determinada região é necessário ter um bom entendimento acerca dos processos de interação entre o oceano e a zona costeira, e o consequente transporte de sedimentos. Nesse sentido, o modelo matemático deve considerar efeitos de ondas alterando os níveis d'água, formando correntes e atuando no transporte de sedimentos.

As características das ondas oceânicas dependem da escala das forçantes naturais que as geram. Essas ondas podem ser causadas por influência da pressão atmosférica, processos tectônicos, ação da gravidade da Terra e suas componentes astronômicas (Lua e Sol). Quando classificadas por seus períodos (tempo no qual duas cristas consecutivas transpassam um ponto fixo) as ondas demonstram uma certa resposta em escala as suas forças geradoras (Figura 3.7).

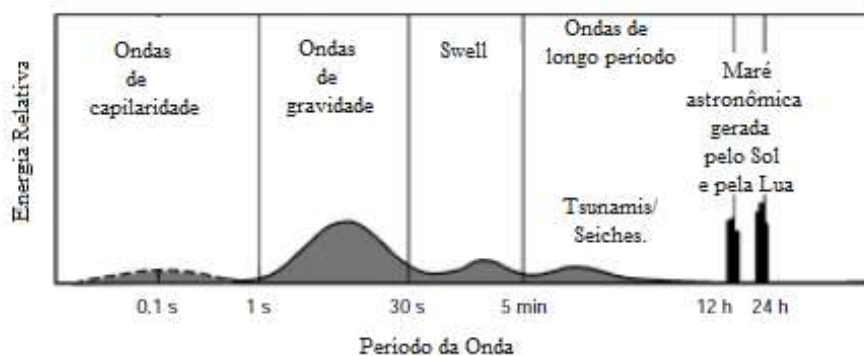


Figura 3.7: Classificação de ondas de acordo com seu período e energia. Adaptado de Munk (1951).

As ondas capilares formam pequenas rugosidades em superfície pela ação do vento, já as marés são ondas de grande comprimento pela resultante da ação gravitacional astronômica e a força centrípeta da Terra. As ondas de gravidade de superfície são geradas pelo regime de ventos que atua em determinada região, sendo portando imprescindível conhecer circulação de ventos para compreender o campo de ondas que será formado. Elas podem ser geradas pelo vento local (vagas) ou provenientes de regiões distantes (ondulações).

Dentre os diversos tipos de ondas existentes, as que mais frequentes são as ondas superficiais de gravidade. Estas são originadas pela transferência de energia do vento para o oceano, que depende essencialmente de três fatores: intensidade e duração do vento, e sua área de incidência (pista). Sabe-se que a velocidade do vento e a aceleração da gravidade são parâmetros dominantes na geração de ondas superficiais de gravidade, sendo este último também a força restauradora que caracteriza o tipo de onda. Quando se encontram na zona de formação e/ou sob influência direta do vento local as ondas são denominadas vagas (*wind-sea*) e apresentam aspecto caótico devido a elevada variabilidade de suas características (Figura 3.8). Ao se propagarem para fora desta zona, progressivamente deixam de receber energia de seu agente formador e tendem a ser mais organizadas e uniformes, assim passam a ser denominadas ondulações (*swell*) (Coli & Mata, 1996, Bizutii, 2009). Conforme dito, as ondas têm capacidade de remobilização de sedimentos depositados, disponibilizando-os novamente para que haja transporte.

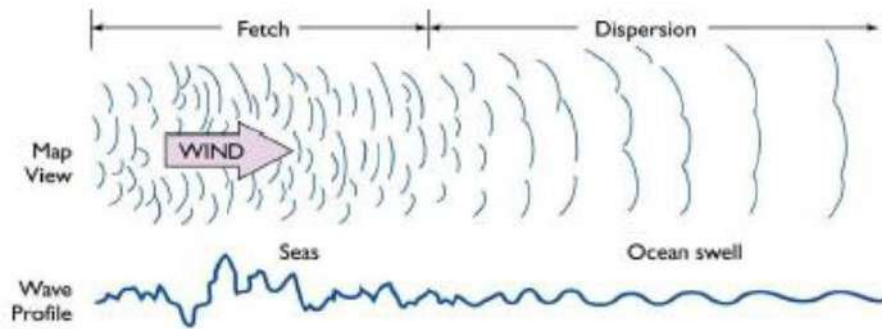


Figura 3.8: Demonstração dos dois tipos de ondas geradas pelo vento (*wind*): vagas (*seas*) e marulhos (*swell*) (WMO, 1998).

3.5 Interações entre ondas e sedimentos

As relações matemáticas entre os parâmetros de onda (providos pela normalização da velocidade do vento) apresentam aplicabilidade para situações idealizadas e funcionam como estimativa das condições de mar. Em circunstâncias reais as ondas se apresentam arbitrariamente, sendo necessário abranger as diversas condições observadas na natureza, considerando-se a complexidade dos processos físicos e interação entre eles. O período de onda pode ser definido como o tempo em segundos necessário para a passagem de dois cavados consecutivos por ponto fixo (WMO, 1998). Sendo a altura de onda (H) a distância vertical do ponto mais alto da elevação ao ponto mais baixo.

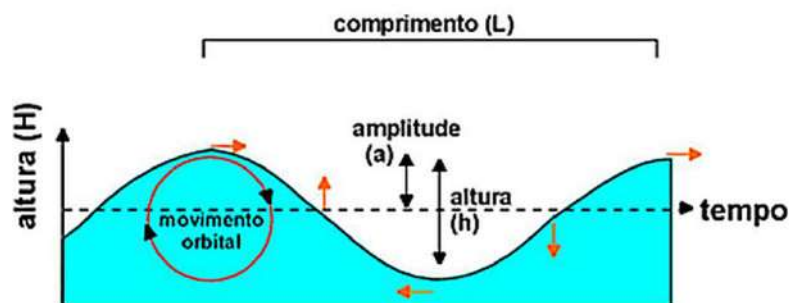


Figura 3.9: Descrição dos principais parâmetros de uma onda: Altura de onda (H), Comprimento de onda (L) e Amplitude de onda (a) (Demirbilek & Vincent, 2002).

Outro parâmetro bastante empregado é a altura significativa de onda (H_s), definida como a média um terço das maiores alturas de ondas de em um espectro de onda. Num mar irregular, inúmeras ondas propagando-se com diferentes direções e velocidades interagem entre si, portanto, o gráfico de espectro de ondas (Figura 3.10)

apresenta a distribuição destas ondas pela qual pode-se ter uma correlação bem definida. Cada ponto representa uma onda individual no espectro com uma altura de H , o registro mostra que há predominância de ondas com alturas médias (centrada sob H_m), sendo relativamente baixo o número tanto de H pequenas (lado esquerdo do gráfico) como de H grandes (lado direito do gráfico). Os maiores valores de um terço ($H_{1/10}$) das ondas desse espectro está sombreado no gráfico. A altura média de um terço das ondas deste grupo sombreado corresponde a altura de onda significativa (H_s) (Demirbilek & Vincent, 2002).

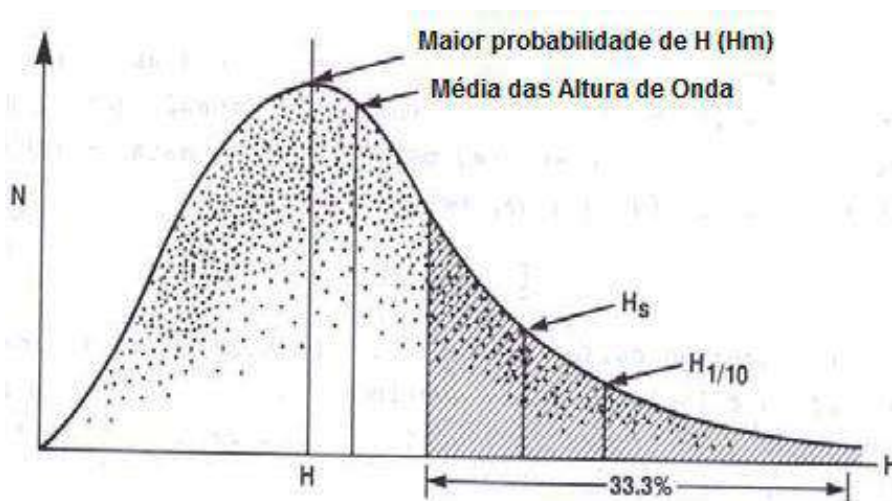


Figura 3.10: Distribuição do espectro de ondas onde a porção sombreada indica a altura significativa de onda (H_s).

Após sua formação, ao se propagarem as ondas vão sendo dissipadas em regiões costeiras, onde ocorre a diminuição de sua velocidade de propagação devido ao progressivo aumento de fricção com o fundo oceânico (HOLTHUIJSEN, 2007). A partir desse momento as ondas começam a exercer um importante papel no transporte de sedimentos. Como a velocidade de propagação de uma onda é proporcional ao comprimento dela, ondas com maior comprimento deslocam-se mais rapidamente. A energia da onda é proporcional à sua altura, com a diminuição da velocidade devido a proximidade do fundo, a onda reage aumentando sua altura, resultando em seu empinamento (*shoaling*) e quebra da onda na zona de arrebentação (SOULSBY, 1997).

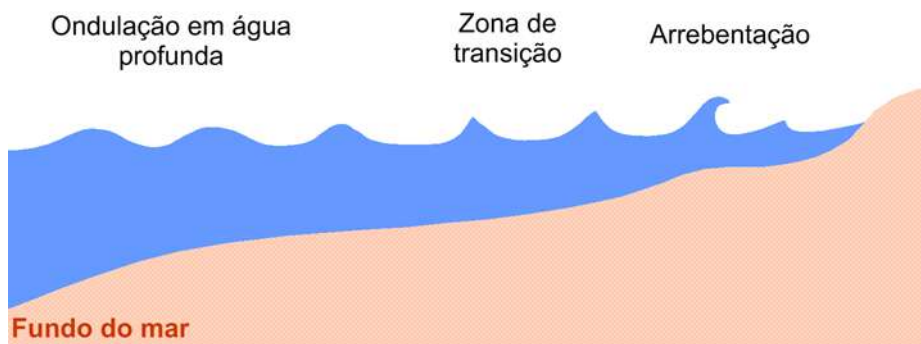


Figura 3.11: Esquema ilustrativo da transformação da onda devido ao seu deslocamento em direção à zona costeira (Adaptado de Komar, 1998).

Ao propagarem de águas profundas em direção às águas rasas, as ondas sofrem alterações em suas características, de uma forma senoidal inicialmente, passa a ter uma forma assimétrica. Considerando a teoria não linear de ondas, os movimentos orbitais da onda gerados ao longo coluna d'água são maiores durante a passagem da crista do que do cavado. Em vista disso, os sedimentos disponibilizados seguem predominante na direção de propagação da onda, gerando um transporte residual. Isso significa que existe um transporte de massa, que geralmente é direcionado para a costa, e consequentemente, um fluxo de quantidade de movimento.

Dessa forma, a atuação das ondas em águas rasas promove a resuspensão de sedimentos de fundo, e os difundem na camada de limite da onda aumentando sua disponibilidade. Se houver ação conjunta de correntes, os sedimentos suspensos por ondas podem ser transportados na direção do fluxo, resultando no aumento da capacidade de transporte. No entanto, a importância relativa desse mecanismo depende de outros fatores como o regime de ondas, a relação das ondas com a profundidade local e outras características hidrodinâmicas atuantes no transporte.

O esquema abaixo apresenta os principais processos envolvidos no transporte de sedimentos por ondas de gravidade geradas por ventos. As ondas geram tensões que disponibilizam os sedimentos na camada limite. Se há ação efetiva de correntes, os sedimentos podem ser difundidos ainda mais na coluna de água. As ondas e correntes também são agentes formados de formas de fundo, no caso de ondas são conhecidas como rugas (*ripple marks*), a zona com altas turbulências próxima a superfície é chamada de zona de mistura. A interação entre ondas e outras forçantes como marés e descargas fluviais, pode acarretar num incremento da magnitude do transporte de sedimentos.

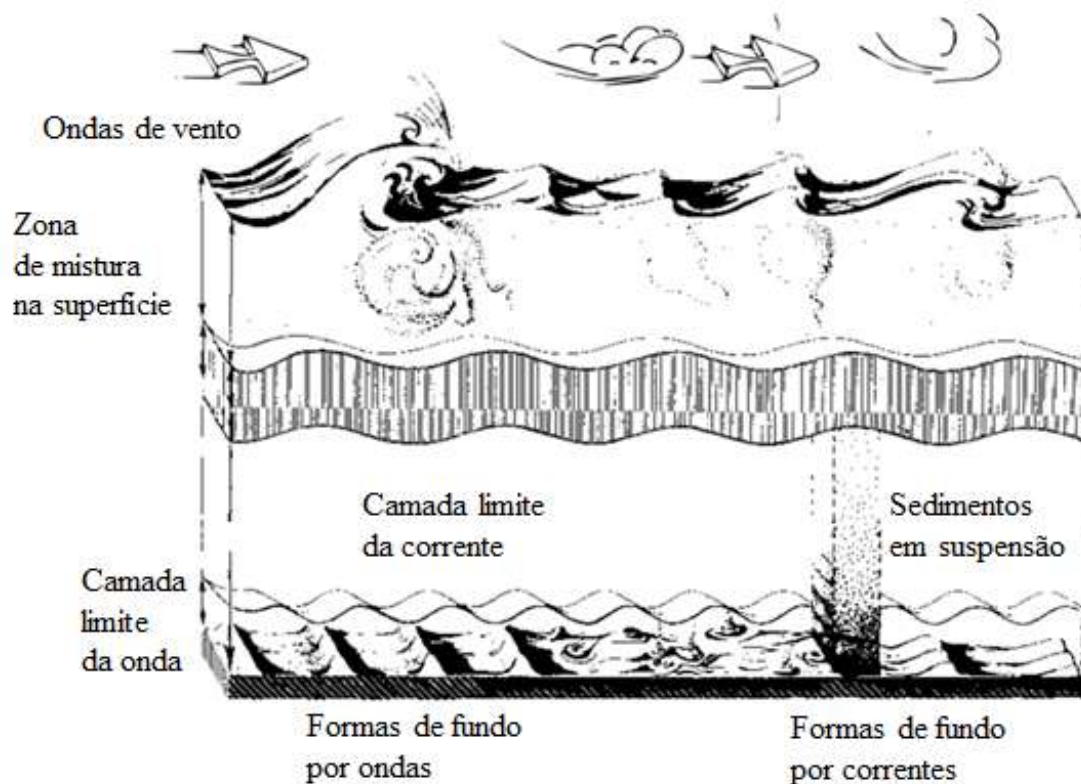


Figura 3.12: Processos envolvidos no transporte de sedimentos por ondas de vento. (Adaptado de Grant & Madsen, 1986).

3.5.1 Movimento gerado por correntes e por ondas

O foco deste estudo considera a atuação de vagas, que são encontradas em locais protegidos da ação de ondulações, como lagoas ou baías. Em corpos d'água como estes, magnitude adequada das tensões geradas por ondas locais pode atuar ressuspensando sedimentos que se encontram depositados no fundo. Entretanto, o movimento orbital dessas ondas de curto período tem pouca capacidade de transportar os sedimentos de um local para outro. Dessa forma, os sedimentos disponibilizados para transporte pela ação de ondas locais podem ser mobilizados pela ação de outras forças hidrodinâmicas induzidas por correntes fluviais ou de marés.

O estudo de ROSMAN (2003) compara tensões de mobilidade de sedimentos devido a tensões geradas por ondas de vento ou por correntes de marés, assim como a ação conjunta dessas forças na Baía de Todos os Santos (BTS).

A fim de exemplificar os resultados dos estudos, são apresentados mapas de tensões de fundo e de tensões de mobilidade apenas para a situação de maré de sizígia

no inverno. Vale ressaltar que os ventos dominantes de inverno têm intensidade de 7 m/s e direção Sul.

Nos mapas de mobilidade de sedimentos, as áreas esverdeadas correspondem às regiões nas quais os sedimentos tenderiam a permanecer em repouso ou a serem depositados se estivessem sendo transportados. Inversamente, as áreas avermelhadas seriam aquelas nas quais os sedimentos teriam mobilidade, sendo eventualmente erodidos e transportados. As áreas esverdeadas quadriculadas de vermelho representam regiões limiares na eminência da mobilidade. Por sua vez, as áreas avermelhadas quadriculadas de verde representam as regiões de mobilidade limiar tendendo à sedimentação. Isso quer dizer que, através de mapas indicativos do grau de mobilidade, é possível identificar as áreas na BTS propícias aos processos de erosão ou sedimentação. As regiões com forte mobilidade tendem a erodir, enquanto que, as regiões sem mobilidade tendem a assorear.

Quanto à mobilidade de sedimentos somente por ondas de vento:

Na Figura 3.13 tem-se a distribuição de alturas médias de ondas típicas de inverno geradas por ventos no interior da BTS. A Figura 3.14 apresenta as respectivas distribuições de tensões oscilatórias exercida por tais ondas no fundo. Nota-se que as regiões mais rasas têm maiores valores de tensão de fundo.

Por último, na Figura 3.15 tem-se o mapa de mobilidade de sedimentos em função destas tensões oscilatórias de ondas de frente fria. Em concordância com o mapa anterior, percebe-se que as regiões mais rasas têm maior grau de mobilidade. As tensões geradas pelas ondas são amplamente suficientes para mobilizar sedimentos na maior parte da BTS. No entanto, a ação de ondas é mais relevante em situações onde as correntes de maré são mais fracas, como é o caso da maré de quadratura. Desse modo, a ação isolada das ondas de vento no interior da BTS, só gera tensões efetivas na mobilidade no entorno das horas de baixamar e preamar.

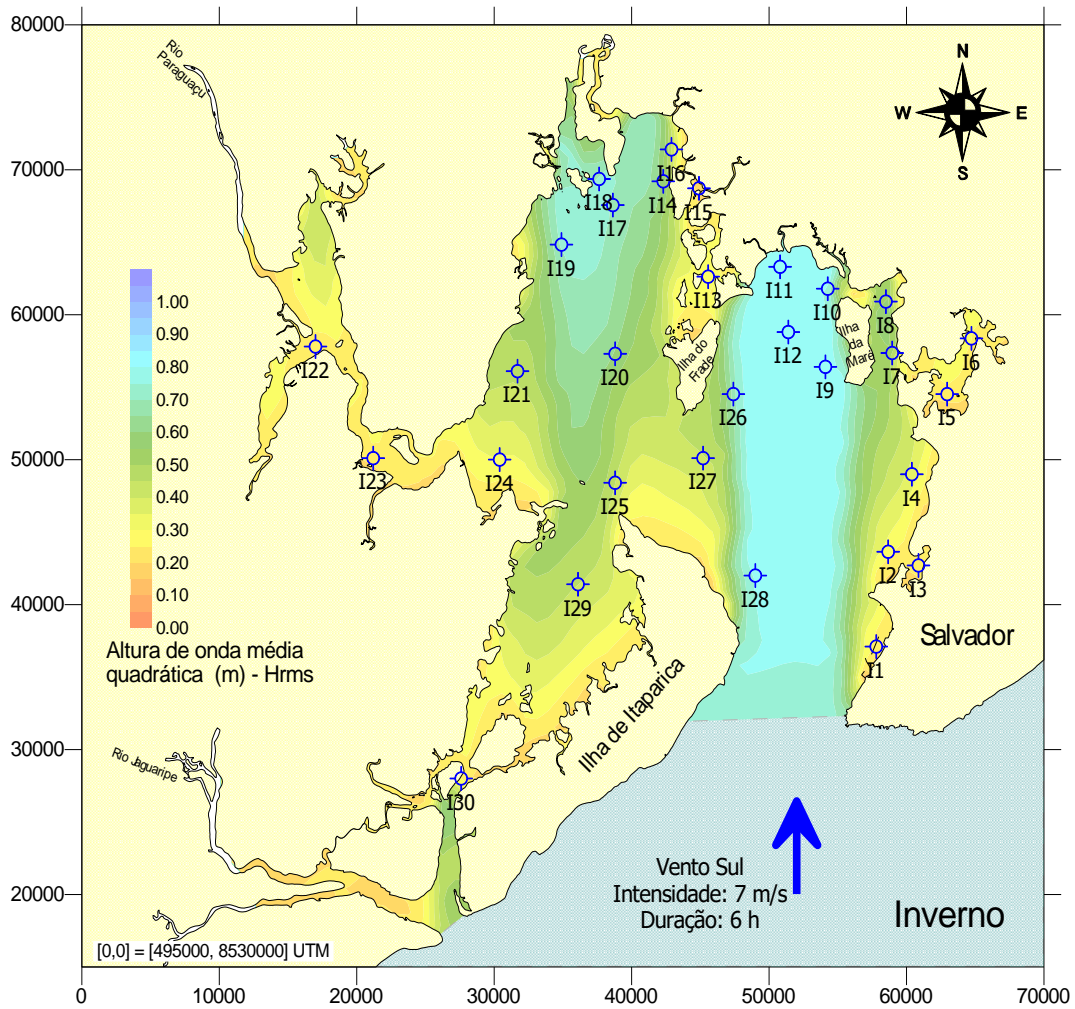


Figura 3.13: Distribuição de altura média quadrática de ondas geradas pelos ventos dominantes na Baía de Todos Santos em situação de passagem de frente fria no inverno.

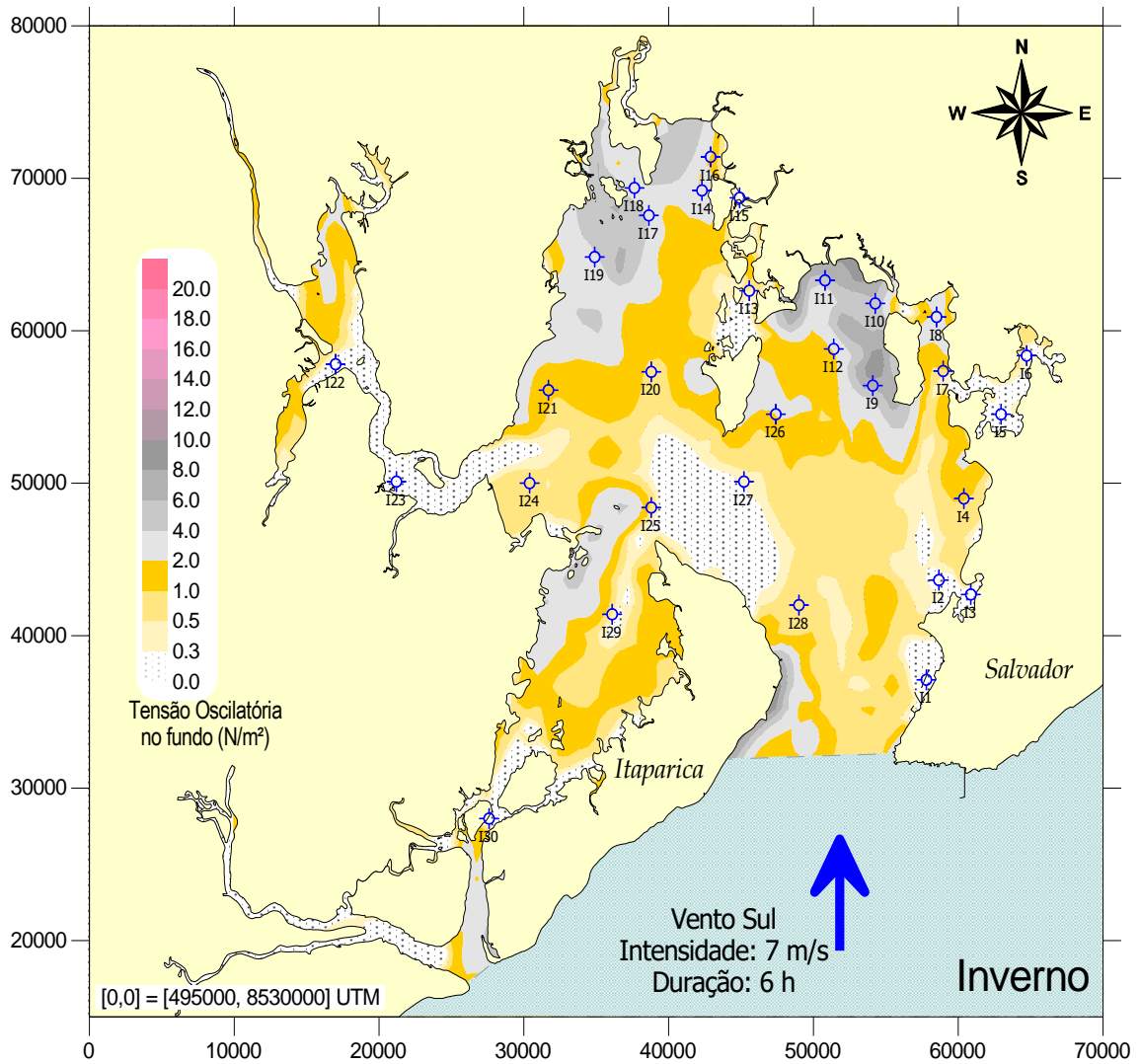


Figura 3.14: Tensões oscilatórias de fundo geradas por ondas de vento na Baía de Todos Santos para vento típico de inverno (Rosman, 2003).

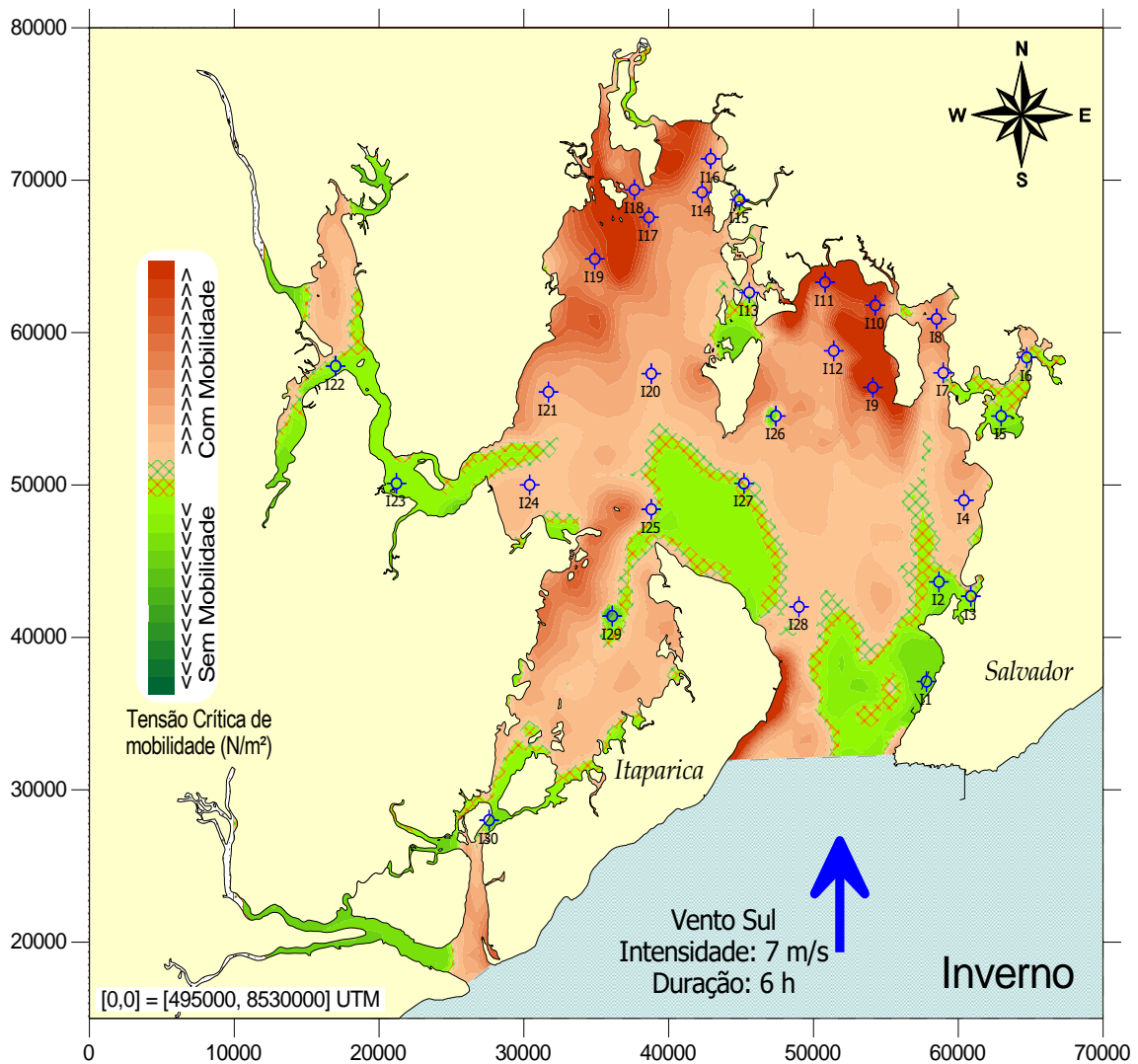


Figura 3.15: Tensões de mobilidade dos sedimentos de fundo devido às ondas de ventos na Baía de Todos Santos para vento típico de inverno. (Rosman, 2003).

Quanto à mobilidade de sedimentos somente por correntes de marés:

O mapa da Figura 3.16 indica a distribuição de tensões no fundo exercidas pelos escoamentos na BTS em situação de maré de sizígia. Enquanto que, o mapa da Figura 3.17 apresenta o grau de mobilidade de sedimentos gerado por essas tensões. Analisando ambos os mapas de forma conjunta, nota-se que as correntes de maré geram tensões no fundo suficientes para mobilizar e transportar os sedimentos. No entanto, as correntes são incapazes de mobilizar os sedimentos de fundo em boa parte da BTS, em especial, nas regiões próximas as costas. Como as marés são semi diurnas, a capacidade de mobilização de sedimentos é de ~6 horas por dia de maré de sizígia. Já nas situações de maré de quadratura não ocorrem correntes com capacidade de arraste, sem ação de ondas.

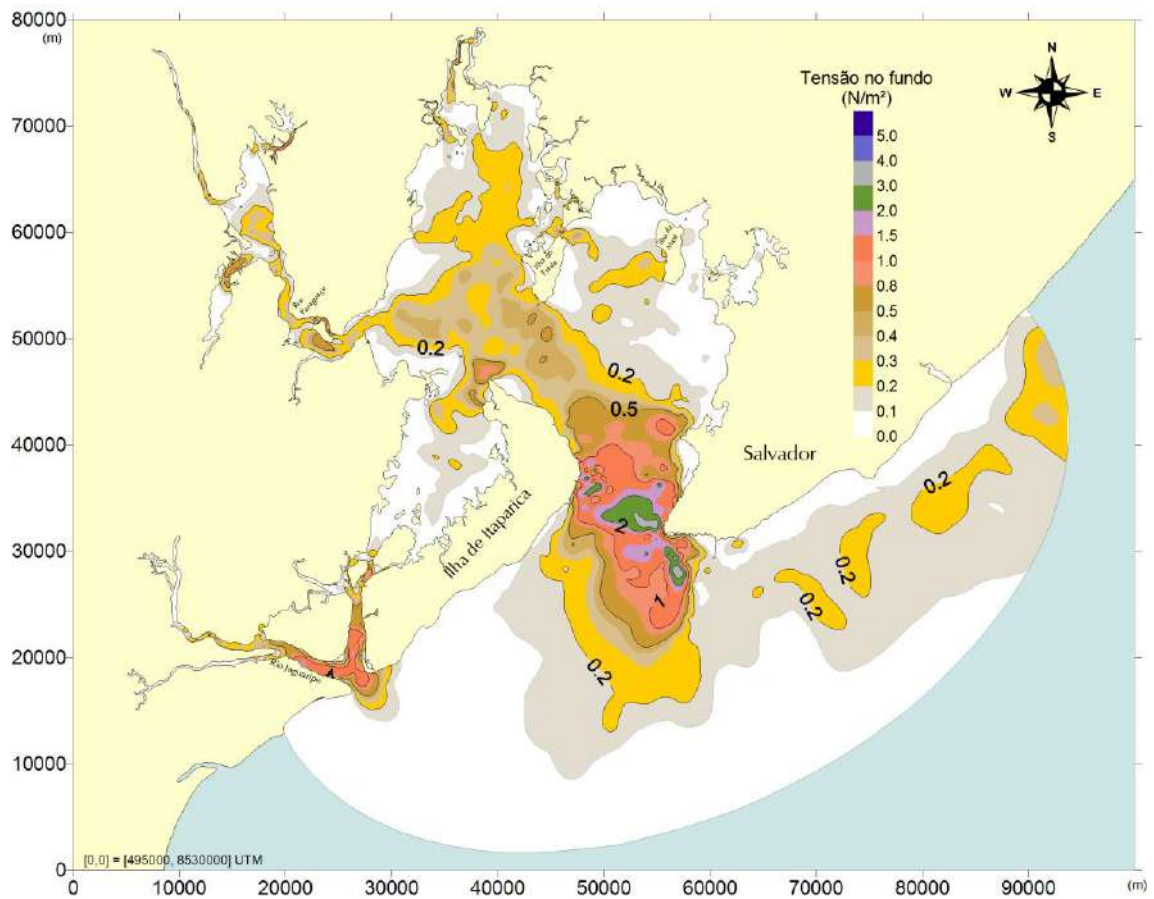


Figura 3.16: Tensões de fundo geradas por correntes de maré na Baía de Todos Santos para cenário de inverno em meia maré vazante de sizígia (Rosman, 2003).

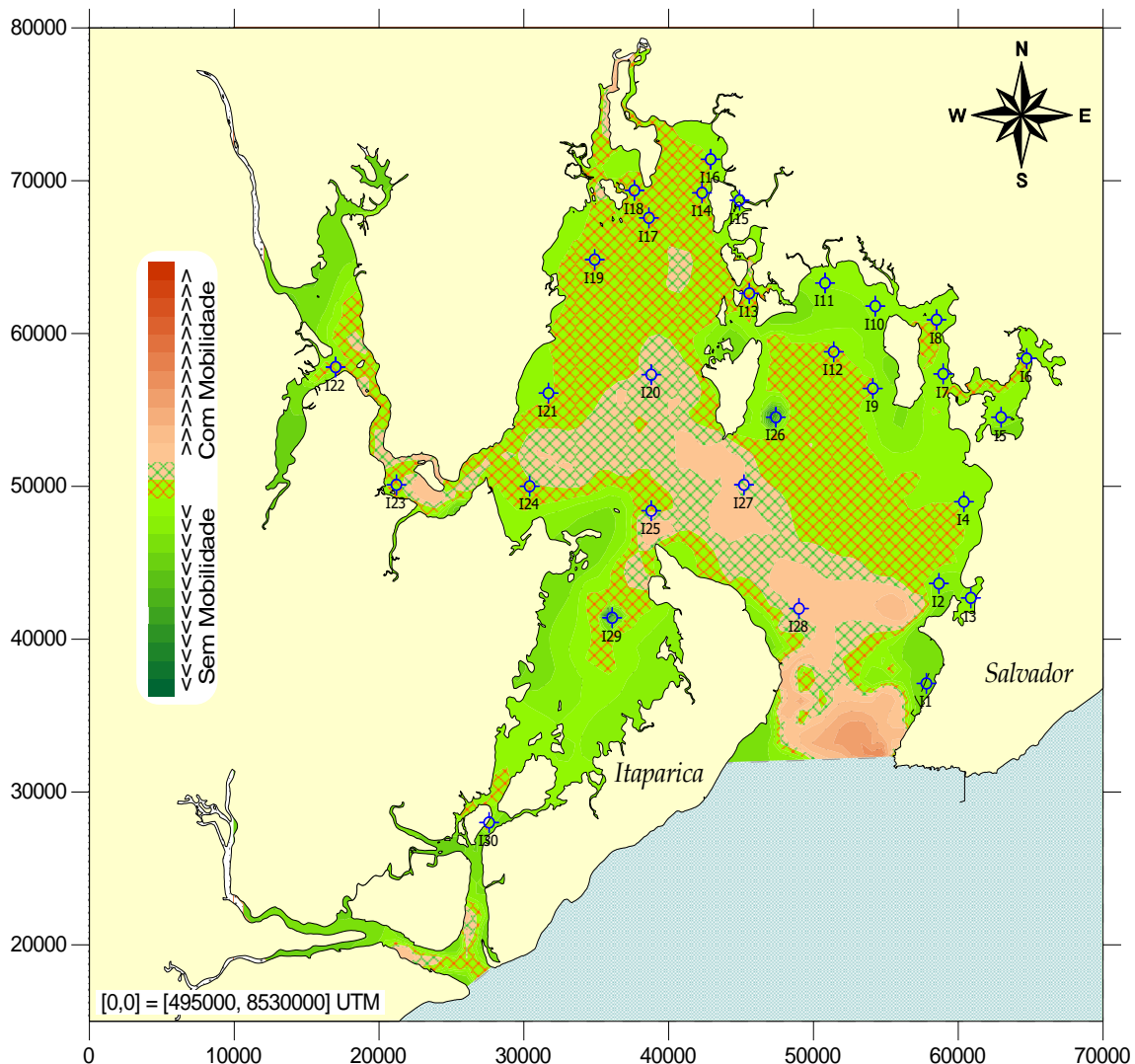


Figura 3.17: Tensões de mobilidade de sedimentos geradas por correntes de maré na Baía de Todos Santos para cenário de inverno em meia maré vazante de sizígia (Rosman, 2003).

Quanto à mobilidade de sedimentos devido a ação conjunta de correntes de maré e ondas de vento:

No mapa de mobilidade de sedimentos da Figura 3 17 é fácil observar que, quando incluída a ação de marés, a mobilidade dos sedimentos sofre um incremento que se estende por praticamente todo o domínio da BTS. Conclui-se que as correntes de maré, atuando independentemente, só tem capacidade de mobilizar e transportar sedimentos durante situações típicas de sizígia, que correspondem a cerca de 6 dias por mês. Por sua vez, considerar a ação isolada das ondas de vento no interior da BTS, conforme discutido, só seria realista em condições de estufa de maré. Sendo assim, a ação conjunta de ondas e correntes é a mais comum na BTS (Rosman, 2003).

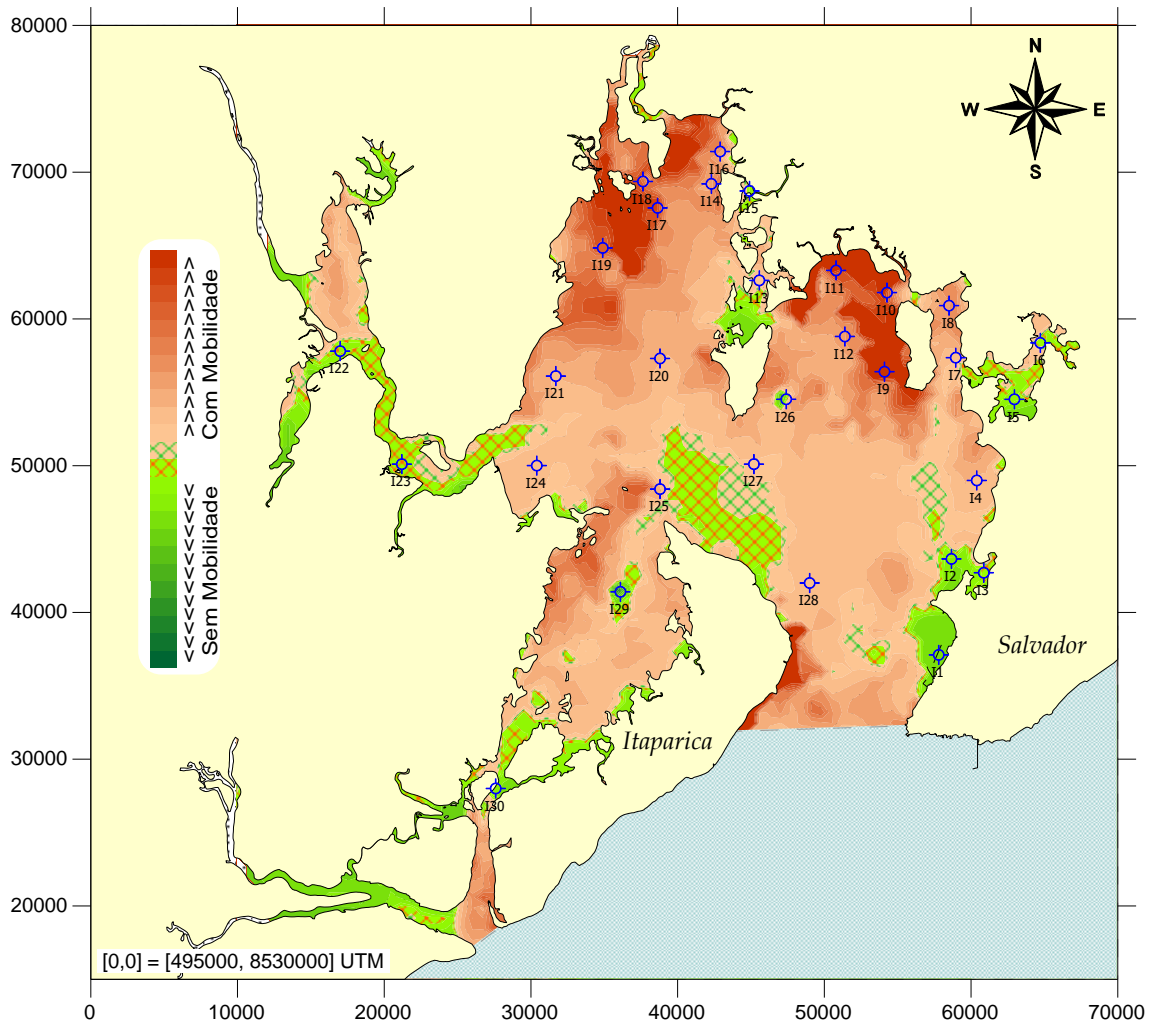


Figura 3.18: Tensões de mobilidade de sedimentos no fundo devido à ação combinada de ondas e correntes no cenário de inverno em meia maré vazante de sizígia na BTS. (Rosman, 2003).

Os resultados de ROSMAN (2003) corroboram que a atuação de forma conjunta dessas forçantes aumenta a eficiência da dinâmica de sedimentos, uma vez que a primeira impõe uma força que promove suspensão do sedimento e a outra complementa mobilizando-o. Sendo assim, o estudo das tensões enfatiza a relevância dessa interação no local de aplicação do estudo aqui proposto.

O mecanismo que inclui os efeitos de ondas locais no modelo é representado através das equações de tensões de atrito no fundo e de tensões de radiação geradas por ondas. Em vista disso, o efeito dessas ondas interfere na circulação hidrodinâmica e processos sedimentológicos, especialmente em regiões mais rasas e costeiras, que é onde o atrito tem maior importância. Essas equações compõem parte essencial do módulo de geração de ondas aplicado no presente estudo e são descritas na seção 4.2.

4. METODOLOGIA

A modelagem computacional tem sido uma ferramenta amplamente utilizada nas últimas décadas, possibilitando representar os complexos processos que ocorrem em corpos hídricos, principalmente com estudos relacionados à área ambiental e de engenharia. A fim de analisar os padrões de circulação hidrodinâmica e transporte de sedimentos existentes na região, o sistema de modelos computacionais adotado neste experimento numérico foi o SisBaHiA[®] (Sistema Base de Hidrodinâmica Ambiental).

Neste capítulo é feita uma breve explanação dos módulos que compõem o SisBaHiA[®], a partir de textos modificados tem como base na Referência Técnica do mesmo. Informações mais detalhadas sobre os modelos se encontram disponíveis na página www.sisbahia.ufrj.br (ROSMAN, 2017).

Quanto aos procedimentos do SisBaHiA[®], primeiramente são computados os parâmetros da onda do Modelo de Geração de Ondas (MGO) pelo tempo total da simulação. Então, o Modelo Hidrodinâmico (MH) é executado junto com o Modelo de Transporte de Sedimentos (MTS). Desta forma, tanto as características das ondas quanto as hidrodinâmicas respondem às alterações morfodinâmicas, quanto o inverso. Por último, é executado o Modelo Tridimensional. O módulo 3D, conforme explicado no item 7.3, simula um novo modelo 2DH. Diferentemente da fórmula do módulo apenas 2DH, este engloba características do perfil de velocidade 3D na coluna d'água. Os valores encontrados para as componentes U e V servem como parâmetro de ajuste para cálculo da componente W .

O presente estudo realizou três tipos de simulações dinâmicas em diferentes módulos do SisBaHiA[®]:

- **2DH MH + MTS**
- **2DH MH + MGO + MTS**
- **3D MH + MTS**

Os módulos são apresentados em ordem sequencial de acordo com a elaboração dos cenários modelados, sendo que a primeira simulação é feita no modelo 2DH, considerada como base para os demais. De maneira que, os cenários seguintes vão englobando mais módulos e se tornando mais complexos. Por último o Modelo de

Transporte Lagrangeano é aplicado para proporcionar a análise das derivas de sedimentos de cada cenário.

4.1 Modelos Hidrodinâmicos

O Modelo Hidrodinâmico (MH) é base fundamental de um sistema de modelos computacionais destinados à análise da dinâmica ambiental de corpos d'água naturais com superfície livre. O MH é do tipo FIST3D (*filtered in space and time 3D*), que utiliza o método de elementos finitos para calcular escoamentos homogêneos e de grande escala. As simulações computacionais deste trabalho utilizaram tanto o modelo hidrodinâmico 2DH quanto o 3D.

O Modelo Hidrodinâmico (MH) é a base fundamental de um sistema de modelos que tem como principal objetivo simular a circulação hidrodinâmica e a qualidade de água em corpos de água naturais. O MH permite obter o padrão de circulação do corpo d'água, definido pela magnitude das correntes elevação diferencial do nível d'água ao longo do domínio modelado.

As equações da conservação da quantidade de movimento dos modelos hidrodinâmicos 2DH e 3D são descritas a partir da segunda Lei de Newton para um Referencial Euleriano. As componentes das velocidades U , V e W podem ser descritas como apresentado no esquema abaixo.

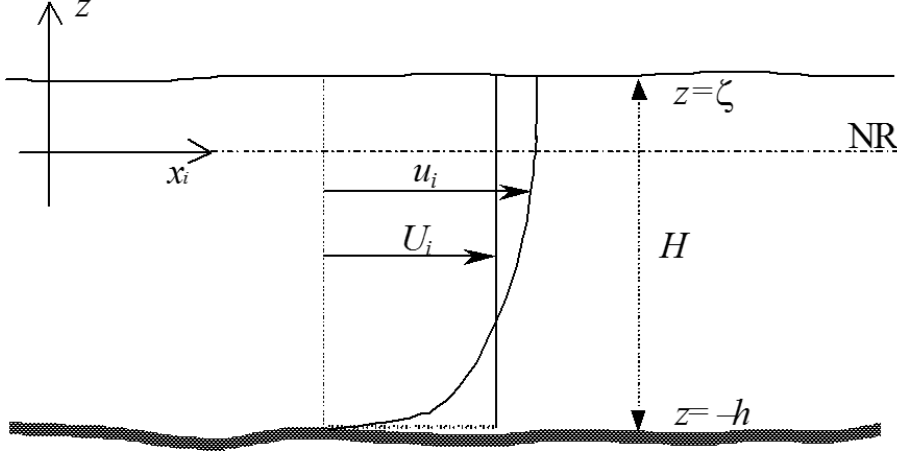


Figura 4.1: Sistema de coordenadas usadas nos modelos hidrodinâmicos 2DH e 3D, onde NR é o nível de referência. (Rosman, 2017.) No módulo hidrodinâmico 2DH U_i é velocidade promediada na vertical. As coordenadas e velocidades horizontais são representadas como $(x, y) \equiv (x_1, x_2)$ e $(u, v) \equiv (u_1, u_2)$ utilizando o índice $i = 1, 2$. A altura da coluna de água é dada por $H = z_{sup.} - z_{fundo} = \zeta + h$.

4.1.1 Módulo 2DH

O módulo 2DH é bidimensional na horizontal ou promediado na vertical. Isso quer dizer que ele calcula, para cada instante de tempo nas direções x e y , as componentes das velocidades médias na vertical (U e V) e a elevação da superfície livre $z = \zeta(x, y, t)$. Para se determinar estas três variáveis são necessárias três equações, que neste caso, são apresentadas logo abaixo: as equações de quantidade de movimento, com aproximação hidrostática nas direções x (10) e y (11), a equação da continuidade do volume integrada ao longo da vertical:

1. Equação de Quantidade de Movimento 2DH para um escoamento integrado na vertical, na direção x :

$$\begin{aligned} \frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} = & -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} - g \frac{H}{2} \frac{\partial (\hat{\rho}/\rho_0)}{\partial x} + \frac{1}{\rho_0 H} \left(\frac{\partial (H \hat{\tau}_{xx})}{\partial x} + \frac{\partial (H \hat{\tau}_{xy})}{\partial y} \right) \\ & + \frac{1}{\rho_0 H} (\tau_x^S - \tau_x^B - \tau_x^E) - \frac{1}{\rho_0 H} \left(\frac{\partial S_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial S_{xy}}{\partial y} \right) + 2\Phi \text{sen}\theta V - \frac{U}{H} \Sigma q \end{aligned} \quad (6)$$

2. Equação de Quantidade de Movimento 2DH para um escoamento integrado na vertical, na direção y :

$$\begin{aligned} \frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} = & -g \frac{\partial \zeta}{\partial y} - g \frac{H}{2} \frac{\partial (\hat{\rho}/\rho_0)}{\partial y} + \frac{1}{\rho_0 H} \left(\frac{\partial (H \hat{\tau}_{xy})}{\partial x} + \frac{\partial (H \hat{\tau}_{yy})}{\partial y} \right) \\ & + \frac{1}{\rho_0 H} (\tau_y^S - \tau_y^B - \tau_y^E) - \frac{1}{\rho_0 H} \left(\frac{\partial S_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial S_{yy}}{\partial y} \right) - 2\Phi \text{sen}\theta U - \frac{V}{H} \Sigma q \end{aligned} \quad (7)$$

A partir da equação de quantidade de movimento na direção x (10), explica-se o significado de cada termo na Tabela 1. O mesmo é válido para os termos da equação na direção y (11).

Tabela 1: Significado dos termos das equações de quantidade de movimento na direção x (10) e direção y (11) do modelo 2DH (Rosman, 2017).

$\frac{\partial U}{\partial t} \rightarrow$	Representa a aceleração local do escoamento 2DH, i.e., em uma dada posição, a taxa de variação temporal da quantidade de movimento média na vertical por unidade de massa. Em escoamentos permanentes, esse termo é igual a zero.
$U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} \rightarrow$	Representa a aceleração advectiva do escoamento 2DH, i.e., em um determinado instante, representam o balanço dos fluxos advectivos médios na vertical, por unidade de área, de quantidade de movimento na direção x , por unidade de massa. Em escoamentos uniformes, esses termos são iguais a zero.
$-g \frac{\partial \zeta}{\partial x} \rightarrow$	Representa a variação da pressão hidrostática na direção x (gradiente de pressão), devido à declividade da superfície livre na direção x . Conforme indicado pelo sinal negativo, este termo força escoamentos de lugares onde o nível de água é mais alto para onde o nível de água é mais baixo.
$-g \frac{(\zeta + h)}{2} \frac{\partial (\hat{\rho} / \rho_0)}{\partial x} \rightarrow$	Representa a variação da pressão hidrostática na direção x (gradiente de pressão), devido às diferenças de densidade $\hat{\rho} / \rho_0$ da água na direção x . Conforme indicado pelo sinal negativo, este termo força o escoamento de lugares com maior densidade para locais com menor a densidade.
$\frac{1}{\rho_0 (\zeta + h)} \left(\frac{\partial [(\zeta + h) \hat{\tau}_{xx}]}{\partial x} + \frac{\partial [(\zeta + h) \hat{\tau}_{xy}]}{\partial y} \right) \rightarrow$	Representa a resultante das tensões dinâmicas turbulentas 2DH no escoamento, i.e., em um determinado instante, representam o balanço dos fluxos difusivos médios na vertical, por unidade de área, de quantidade de movimento na direção x , por unidade de massa. Por exemplo, esses termos são responsáveis pela geração de vórtices horizontais em zonas de recirculação.
$\frac{1}{\rho_0 (\zeta + h)} \left(\frac{\partial S_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial S_{xy}}{\partial y} \right)$	Representa o efeito das tensões de radiação devido a ondas de curto período capazes de gerar correntes litorâneas. Tais termos só tem efeito relevante quando as ondas estão em águas relativamente rasas, e.g., quando a profundidade local é inferior a 10% do comprimento da onda.
$2\Phi \text{sen}\theta V \rightarrow$	Representa a aceleração de Coriolis decorrente do referencial estar se movendo com a rotação da Terra. Esse termo é irrisório próximo ao equador, i.e. em baixas latitudes, e pouco relevante em corpos de água relativamente pequenos como a Baía de Guanabara, por exemplo.
$\frac{1}{\rho_o (\zeta + h)} (\tau_x^S) \rightarrow$	Representa a tensão do vento na superfície livre por unidade de massa. Se o vento estiver na mesma direção do escoamento, esse termo irá acelerar o escoamento; se estiver oposto, irá retardar o escoamento.
$\frac{1}{\rho_o (\zeta + h)} (-\tau_x^B) \rightarrow$	Representa a tensão de atrito no fundo atuante no escoamento 2DH por unidade de massa. Conforme indicado pelo sinal negativo, esse termo sempre tende a desacelerar o escoamento. É sempre oposto ao escoamento.
$\frac{1}{\rho_o (\zeta + h)} (-\tau_x^E) \rightarrow$	Representa a tensão de atrito devido a efeito de estruturas inseridas no campo de escoamento 2DH por unidade de massa. Conforme indicado pelo sinal negativo, esse termo sempre tende a desacelerar o escoamento. É sempre oposto ao escoamento.

$\frac{U}{(\zeta + h)} \underbrace{(q_P - q_E + q_I)}_{\Sigma q} \rightarrow$	Representa efeitos na quantidade de movimento devidos a variações de massa em função dos fluxos, por unidade de área, de precipitação q_P , evaporação q_E e infiltração q_I .
---	--

3. Equação da Continuidade para um escoamento 2DH integrada na vertical:

$$\frac{\partial(\zeta + h)}{\partial t} + \frac{\partial U(\zeta + h)}{\partial x} + \frac{\partial V(\zeta + h)}{\partial y} = \Sigma q \quad (8)$$

Tabela 2: Significado dos termos da equação da continuidade (9) no modelo 2DH (Rosman, 2017).

$\frac{\partial(\zeta + h)}{\partial t} = - \frac{\partial U(\zeta + h)}{\partial x}$ $- \frac{\partial V(\zeta + h)}{\partial y} + \underbrace{q_P - q_E + q_I}_{\Sigma q} \rightarrow$	Da forma que está escrita à esquerda, pode-se observar que a altura da coluna de água ($\zeta+h$) varia no tempo como resultado dos fluxos efetivos através da coluna de água nas direções x e y respectivamente, $\frac{\partial(\zeta + h)U}{\partial x}$ e $\frac{\partial(\zeta + h)V}{\partial y}$, e do balanço dos fluxos de precipitação q_P , evaporação q_E e infiltração q_I , por unidade de área.
--	---

A seguir se encontram as equações que determinam as tensões de atrito devido ao vento na superfície livre

$$\tau_i^S = \rho_{ar} \cdot C_D \cdot W_{10}^2 \cdot \cos \phi_i; [i = 1, 2] \quad (10)$$

Onde: ρ_{ar} é a massa específica do ar;

C_D é o coeficiente de arrasto do vento, determinado em função da velocidade do vento medida a dez metros da superfície livre, W_{10} , e ϕ_i é o ângulo entre o vetor velocidade e a direção x_i ($x_1 = x$ e $x_2 = y$).

Os termos de tensão de atrito no fundo $\tau_i^B = \rho_o \beta U_i$ [$i = 1, 2$] são calculados de modo distinto dependendo se o modelo 2DH é aplicado isoladamente ou como parte do modelo 3D, conforme detalhado na seção 4.3.3.

A resolução das equações finais apresentadas está condicionada ao conhecimento das condições iniciais e de contorno, conforme é discutido nos itens 4.1.3 e 4.1.4, respectivamente.

4.1.2 Módulo 3D

Para obter o perfil de velocidades tridimensionais, o módulo 3D do SisBaHiA[®] – assim como de outros modelos hidrodinâmicos: Delft 3D, TELEMAC 3D, MIKE 3 – calcula-se primeiramente as correntes promediadas na vertical e a elevação da superfície livre através do módulo 2DH. O módulo 3D determina, para cada instante de tempo nas direções x , y e z , as componentes das velocidades nas direções x , y e z , respectivamente, u , v e w . Sendo assim, as equações de quantidade de movimento com aproximação hidrostática são dadas por:

1. Na direção x :

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} - \frac{1}{\rho_0} g \int_z^\zeta \frac{\partial \rho}{\partial x} dz + \frac{1}{\rho_0} \left(\frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} \right) + 2\Phi \sin \theta v \quad (11)$$

2. Na direção y :

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} = -g \frac{\partial \zeta}{\partial y} - \frac{1}{\rho_0} g \int_z^\zeta \frac{\partial \rho}{\partial y} dz + \frac{1}{\rho_0} \left(\frac{\partial \tau_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial z} \right) - 2\Phi \sin \theta u \quad (12)$$

A tabela abaixo foi transcrita da Referência Técnica do SisBaHiA[®] (ROSMAN, 2017) e explica o significado de cada termo das equações de quantidade de movimento para a direção x , sendo válida também para os termos próximos na direção y .

Tabela 3: Significado dos termos das equações de quantidade de movimento do modelo 3D (Rosman, 2017).

$\frac{\partial u}{\partial t} \rightarrow$	Representa a aceleração local do escoamento, i.e., em uma dada posição, a taxa de variação temporal da quantidade de movimento por unidade de massa. Em escoamentos permanentes, esse termo é igual a zero.
$u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} \rightarrow$	Representa a aceleração advectiva do escoamento, i.e., em um determinado instante, esses termos representam o balanço dos fluxos advectivos, por unidade de área, de quantidade de movimento na direção x , por unidade de massa. Em escoamentos uniformes, esses termos são iguais a zero.
$-g \frac{\partial \zeta}{\partial x} \rightarrow$	Representa a variação da pressão hidrostática na direção x (gradiente de pressão), devido à declividade da superfície livre na direção x . Conforme indicado pelo sinal negativo, este termo força escoamentos de lugares onde o nível de água é mais alto para lugares onde o nível de

	água é mais baixo.
$-\frac{1}{\rho_0} g \int_z^{\zeta} \frac{\partial \rho}{\partial x} dz \rightarrow$	Representa a variação da pressão hidrostática na direção x (gradiente de pressão), devido às diferenças de densidade (ρ/ρ_0). Conforme indicado pelo sinal negativo, este termo força escoamento de lugares onde a água é mais densa para lugares onde a água é menos densa, gerando efeitos de empuxo que tendem a deixar no fundo a água mais densa.
$\frac{1}{\rho_0} \left(\frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} \right) \rightarrow$	Representa a resultante das tensões turbulentas dinâmicas no escoamento, i.e., em um determinado instante, esses termos representam o balanço dos fluxos difusivos, por unidade de área, de quantidade de movimento na direção x , por unidade de massa. Entre outras coisas, é através desses termos que o escoamento sente o atrito do fundo e a ação do vento sobre a superfície livre gerando os perfis de velocidade.
$2\Phi \sin \theta v \rightarrow$	Representa a aceleração de Coriolis decorrente do referencial estar se movendo com a rotação da Terra. Esse termo é irrisório próximo ao equador, i.e., em baixas latitudes, e pouco relevante em corpos de água relativamente pequenos como a Baía de Guanabara, por exemplo.

3. Para a equação da continuidade do volume para um fluido com escoamento incompressível, tem-se:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (13)$$

4. Integrando a equação da continuidade ao longo da vertical:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \int_{-h}^{\zeta} u dz + \frac{\partial}{\partial y} \int_{-h}^{\zeta} v dz = q_P - q_E + q_I \quad (14)$$

A primeira parte da equação indica que a altura da coluna d'água ($\zeta+h$) varia nas direções x e y ao longo do tempo como resultado dos fluxos efetivos através da mesma, e do balanço dos fluxos de precipitação q_P , evaporação q_E e infiltração q_I , por unidade de área.

4.1.2.1 Cálculo Analítico-Numérico no 3D

A solução analítico-numérica do módulo 3D foi adotada para obtenção do fluxo 3D de velocidade. A equação supõe um escoamento lentamente variável e suavemente variado, isto quer dizer que a aproximação hidrostática não é válida em escoamentos com declividades superiores a 1/20. Deste modo, são desprezadas as acelerações locais e advectivas no cálculo do perfil em uma dada vertical. No caso de aplicação deste estudo, o escoamento em estuários como a Baía de Todos os Santos é dito com variação lenta e gradual.

Quanto procedimento de cálculo analítico numérico, antes de tudo obtém-se ζ , U , V através do módulo 2DH, da mesma maneira que foi descrito no módulo hidrodinâmico 3D. Posteriormente, um eficiente módulo analítico-numérico 3D calcula os perfis de velocidade $u(x,y,z,t)$ e $v(x,y,z,t)$. Por último, os dois módulos são acoplados, já que as tensões de atrito no fundo para o cálculo do escoamento bidimensional dependem dos perfis de velocidade 3D, que por sua vez, dependem da inicialmente do escoamento 2DH.

Abaixo segue a descrição detalhada de cálculo analítico-numérico 3D (Rosman, 2017):

Considere a equação de momentum na direção x_i , cf. equação (12) ou (13), para um escoamento com variação lenta sobre um fundo com declive suave. Assim, pode-se escrever:

$$0 \approx -g \frac{\partial \zeta}{\partial x_i} + \frac{\partial}{\partial z} \left(\underbrace{\nu_{i3} \frac{\partial u_i}{\partial z}}_{\tau_{i3}/\rho_o} \right) \quad (15)$$

Onde a viscosidade turbulenta ν_{i3} adotada é dada por:

$$\nu_{i3} = \kappa |u_*|_i (z+h) \left(1 - \frac{z+h}{H} \right) \quad (16)$$

Integrando (17) na direção vertical de $-h$ até z , obtêm-se:

$$\left(\underbrace{\nu_{i3} \frac{\partial u_i}{\partial z}}_{\tau_{i3}/\rho_o} \right) - \frac{\tau_i^B}{\rho_o} = g \frac{\partial \zeta}{\partial x_i} (z+h) \quad (17)$$

Na superfície livre, $z = \zeta$, a condição de contorno dinâmica impõe $\tau = \tau^S$, logo:

$$\frac{\tau_i^S}{\rho_o} - \frac{\tau_i^B}{\rho_o} = g \frac{\partial \zeta}{\partial x_i} H \quad \therefore \quad g \frac{\partial \zeta}{\partial x_i} = \frac{1}{H} \left(\frac{\tau_i^S}{\rho_o} - \frac{\tau_i^B}{\rho_o} \right) \quad (18)$$

Substituindo este resultado na equação acima resulta:

$$\nu_{i3} \frac{\partial u_i}{\partial z} = \frac{\tau_i^B}{\rho_o} \left(1 - \frac{(z+h)}{H} \right) + \frac{\tau_i^S}{\rho_o} \frac{(z+h)}{H} \quad (19)$$

Usando a definição de viscosidade turbulenta ν_{i3} , tem-se:

$$\frac{\partial u_i}{\partial z} = \frac{1}{\kappa |u_*|_i (z+h)} \frac{\tau_i^B}{\rho_o} + \frac{1}{\kappa |u_*|_i (\zeta-z)} \frac{\tau_i^S}{\rho_o} \quad (20)$$

A qual, ao ser integrada na direção z , fornece:

$$u_i(z) = \frac{1}{\kappa |u_*|_i} \frac{\tau_i^B}{\rho_o} \ln(h+z) - \frac{1}{\kappa |u_*|_i} \frac{\tau_i^S}{\rho_o} \ln(\zeta-z) + const. \quad (21)$$

Aplicando a condição de contorno no fundo, $u_i(-h) = 0$, pode-se escrever:

$$u_i(z) = \frac{1}{\kappa |u_*|_i} \frac{\tau_i^B}{\rho_o} \ln\left(\frac{h+z+\varepsilon}{\varepsilon}\right) - \frac{1}{\kappa |u_*|_i} \frac{\tau_i^S}{\rho_o} \ln\left(\frac{\zeta-z+\varepsilon}{H+\varepsilon}\right) \quad (22)$$

Onde: ε , a amplitude da rugosidade equivalente do fundo (*cf.* Tabela 8) é introduzida de forma *ad hoc*, de modo que a condição de contorno no fundo seja satisfeita, e simultaneamente evitando problemas com a função logarítmica. Note que para todos os propósitos práticos em geral $\varepsilon \ll H$.

De forma a satisfazer a condição de igualdade entre as equações (8) e (14), é necessário impor que:

$$U_i H = \int_{-h}^{\zeta} u_i(z) dz = \frac{1}{\kappa |u_*|_i \rho_o} \left(M \tau_i^B (H+\varepsilon) \ln\left(\frac{H+\varepsilon}{\varepsilon}\right) - \tau_i^B H \right) - \frac{1}{\kappa |u_*|_i \rho_o} \left(\tau_i^S \varepsilon \ln\left(\frac{H+\varepsilon}{\varepsilon}\right) - \tau_i^S H \right) = U_i H \quad (23)$$

Onde M é um parâmetro usado para impor a condição de igualdade entre a média vertical do perfil de velocidade 3D e a velocidade 2DH promediada na vertical, é fácil de calcular que M tem que ser dado por:

$$M = \frac{U_i H \kappa |u_*|_i \rho_o + \left(\tau_i^S \varepsilon \ln\left(\frac{H+\varepsilon}{\varepsilon}\right) - \tau_i^S H \right)}{\left(\tau_i^B (H+\varepsilon) \ln\left(\frac{H+\varepsilon}{\varepsilon}\right) - \tau_i^B H \right)} \quad (24)$$

Observa-se que, na ausência de ventos, o parâmetro M corresponde à razão entre o fluxo 2DH por unidade de comprimento horizontal e o mesmo fluxo calculada através

da integração vertical do perfil de velocidades 3D. Com isto, o perfil de velocidade desejado é dado por:

$$u_i(z) = \frac{1}{\kappa |u_*|_i} \left[M \frac{\tau_i^B}{\rho_o} \ln \left(\frac{h+z+\varepsilon}{\varepsilon} \right) - \frac{\tau_i^S}{\rho_o} \ln \left(\frac{\zeta-z+\varepsilon}{H+\varepsilon} \right) \right] \quad (25)$$

Os parâmetros de entrada necessários para a utilização do resultado acima são: as velocidades promediadas na vertical calculadas no módulo 2DH, e posição da superfície livre e do fundo, a velocidade do vento, W_{10} , e a amplitude da rugosidade equivalente do fundo, ε . Essa solução, derivada por Rosman (1993), satisfaz às mesmas condições de contorno no fundo e na superfície livre do módulo numérico 3D. Além disso, satisfaz a condição da velocidade média do perfil vertical de velocidades (3D) ser igual à obtida numericamente no módulo 2DH. A solução satisfaz a equação (24) em relação à viscosidade turbulenta.

4.1.3 Condições de Contorno

A definição das condições de contorno no limite aberto determina a influência das condições hidrodinâmicas da área adjacente aos processos regentes dentro do domínio modelado. Logo, a acurácia dos resultados do modelo depende diretamente dos valores aplicados como condição de contorno, sendo que quanto melhor estes representarem o fenômeno, melhor serão os resultados reproduzidos pelo modelo. As condições de contorno transmitem assim, informações acerca do que ocorre fora do domínio do modelo.

Existem dois tipos de condições de contorno a serem prescritas no modelo hidrodinâmico: horizontal e vertical. As condições verticais são a velocidade no fundo que é zero, e a tensão de atrito do vento na superfície livre, calculada a partir das velocidades de vento dadas. Já as condições de contorno horizontais, podem ser contornos terrestres ou fechados e contornos de água ou abertos.

Os contornos terrestres são ditos fechados, pois há algum tipo de fechamento ou restrição a fluxos através de tais contornos. A condição mais usual é a de fluxo zero na direção normal às margens de corpos de água, i.e., as margens são fechadas para fluxos transversais a elas. Em contornos terrestres também são usuais a prescrição de vazões em seções de rios e canais, i.e., os fluxos através de tais contornos são restritos a valores

prescritos e, portanto, fechados para outros fluxos. Já os contornos de água são ditos abertos, pois usualmente não há restrições aos fluxos que podem atravessar tais contornos, exceto pela prescrição de níveis de água. Usualmente no caso de baías prescreve-se níveis de maré em contornos abertos, e os fluxos que atravessam tais contornos são calculados.

4.1.4 Condições Iniciais

Para que as equações governantes do modelo hidrodinâmico sejam resolvidas, devem ser prescritos os valores de elevação da superfície livre (ζ) e das componentes da velocidade para todos os nós do domínio no instante inicial de simulação.

Os modelos hidrodinâmicos iniciam com uma “partida a frio”, isto é, o modelo considera que, em todo o domínio, os valores são iguais aos de elevação prescritos na fronteira aberta e as velocidades são nulas. A partir do instante inicial zero (01/05/2015), o modelo começa a calcular o campo de velocidade 2DH tendo como base os dados de entrada de maré astronômica, ventos e vazões fluviais. Por esse motivo são gerados uns dados espúrios no início da simulação. A fim de observar com cautela estes parâmetros preliminares, escolheu-se uma frequência de resultados baixa, 600 segundos. Após cerca de 24 horas, as condicionantes hidrodinâmicas começam a estabilizar e se comportarem de forma esperada. Tendo como referência os dados medidos, determina-se uma nova condição inicial (partida a quente), a partir de uma série de elevação num instante do resultado do modelo que é considerado coerente com a maré prevista.

4.2 Modelo de Geração de Ondas

O mecanismo que rege a formação das ondas de vento depende essencialmente da velocidade, duração e pista. Por este motivo, aqui são apresentados os principais parâmetros de ondas e sua relação com o campo de ventos com o intuito de propiciar uma maior compreensão dos desenvolvimentos matemáticos do Modelo de Geração de Ondas (MGO) aplicado.

A relação entre o coeficiente de Phillips (α) e o comprimento da pista (X), definida por Kitaigorodskii (1983):

$$\alpha = 0.076 \left(\frac{gX}{u_*^2} \right)^{-0.22} \quad (26)$$

Onde u_* é a velocidade de atrito, que indica a transferência de quantidade de movimento do vento para as ondas, obtida por:

$$u_* = \sqrt{\frac{\tau_{aw}}{\rho_{ar}}} \quad (27)$$

Na superfície livre, a tensão exercida pelo vento é determinada pela equação 3:

$$\tau_{aw} = \rho_{ar} C_D W_{10}^2 \quad (28)$$

onde C_D é o coeficiente de arraste do vento;

W_{10} é a velocidade do vento medida a 10m da superfície livre;

Para determinação deste coeficiente (C_D) aplicou-se a parametrização proposta por WU (1982) (In: Rosman 2000).

$$C_D = 0.001 \cdot (0.8 + 0.065 \cdot W_{10}) \quad (29)$$

Por meio do espectro de ondas, é possível estimar valores de altura significativa e frequência de pico. Por definição, a altura significativa de um determinado espectro é dada por:

$$H_s = 4\sqrt{m_0} \quad (30)$$

onde m_0 é a variância da altura das ondas calculada através do espectro:

$$m_0 = \sigma^2 = \int_0^{\infty} E(f) df \quad (31)$$

O tempo necessário para um vento com velocidade (W_{10}) gerar ondas limitadas por uma pista de comprimento (X) é dado por:

$$t_{(X, W_{10})} = 77.23 \frac{X^{0.67}}{g^{0.33} W_{10}^{0.34}} \quad (32)$$

A partir do espectro de JONSWAP, U.S. ARMY (2012) apresenta fórmulas que governam o crescimento das ondas com a pista em águas profundas, tais como:

$$\frac{gH_s}{u_*^2} = 4.13 \times 10^{-2} \left(\frac{gX}{u_*^2} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (33)$$

$$\frac{gT_p}{u_*} = 0.751 \left(\frac{gX}{u_*^2} \right)^{\frac{1}{3}} \quad (34)$$

Onde T_p é o período de pico.

As equações acima apresentadas são aplicáveis à situação de mar em desenvolvimento, onde há geração de ondas em águas profundas. Para águas rasas as fórmulas (25) e (26) devem ser utilizadas com a restrição de valor máximo de período de pico definido pela fórmula (27):

$$T_p \approx 9.78 \left(\frac{H_M}{g} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (35)$$

Onde H_M é a altura média da coluna d'água ao longo da pista de atuação do vento.

O parâmetro de máximo período de pico é aplicado no cálculo das tensões no fundo. Já que, conforme visto, apenas as ondas de águas rasas produzem esse tipo de tensões. (Referência Técnica do SisBaHiA®, 2017.)

4.2.1 Tensão de Atrito no fundo no Modelo de Geração de Ondas

O modelo inclui o efeito das ondas por meio de uma tensão de fundo aumentada e um modelo de transporte de sedimentos total por ondas e correntes com características não-coesivas de Van Rijn (2007). Quando os efeitos de ondas são incluídos no modelo hidrodinâmico, alteram-se os valores de tensão no fundo e de tensão crítica. As turbulências geradas pelas ondas no fundo aumentam a resistência ao escoamento resultando numa tensão de arrasto no fundo maior (Rosenhagen, 2013). O inverso acontece com a tensão crítica de mobilidade dos sedimentos, que tende a diminuir devido à ação conjunta de ondas e correntes, pois o movimento oscilatório gerado pelas ondas no fundo mantém os sedimentos em condição transiente. Os dois efeitos explicitados aumentam a capacidade de transporte de sedimentos.

Abaixo segue uma breve explanação sobre como é feito o cálculo das tensões de fundo no MGO do SisBaHiA[®], por Grant & Madsen (1986):

O cálculo tem como base a Teoria Linear de Ondas, onde se admite a aproximação de camada de limite para uma região de espessura muito pequena δ_w próxima ao fundo. Fora da camada limite, ou seja, $z > \delta_w$. Considera-se também que as dimensões vertical e horizontal no sentido da propagação da onda.

O esquema da Figura 4.2 mostra uma onda de altura H em águas de profundidade intermediária, e as trajetórias orbitais das partículas com amplitude A_{bm} junto ao fundo. As velocidades orbitais u_{bm} são indicadas pelos vetores e a espessura δ_w da camada limite oscilatória no fundo (Rosman, 2017).

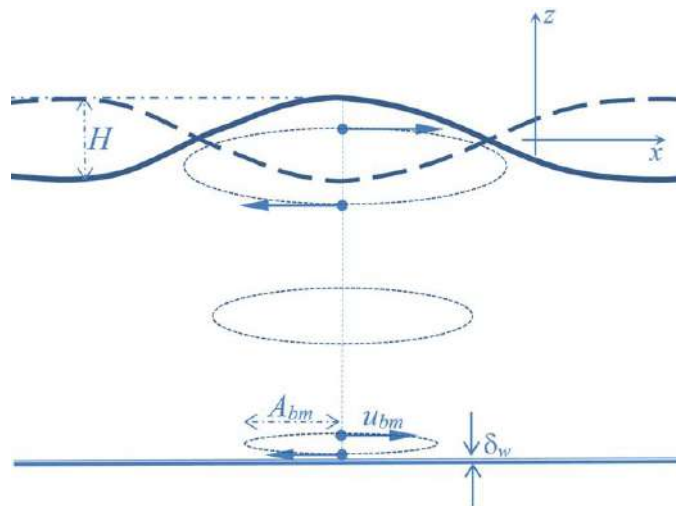


Figura 4.2: Esquema das trajetórias orbitais das partículas de uma onda em águas de profundidade intermediária. (ROSMAN, 2017)

Aplica-se um fator atrito para parametrização da tensão de fundo em função das características das ondas por Jonsson (1966) (In: Parsons, 2003) é:

$$\tau_{wm} = f_w \rho \frac{u_{bm}^2}{2} \quad (36)$$

Onde: f_w é o fator de atrito de onda;

u_{bm} é a máxima velocidade orbital induzida pela onda e ρ é a densidade da água;

As estimativas de tensão no fundo dependem do movimento oscilatório das ondas no topo da camada limite, que por sua vez, pode ser obtido a partir de informação sobre as características das ondas H_s , T_p , profundidade local h e composição dos sedimentos de fundo (Dean & Darymple 1984).

Dessa forma, a máxima velocidade orbital u_{bm} e a amplitude das órbitas do movimento induzido pelas ondas A_{bm} no topo da camada limite é dada por:

$$A_{bm} = \frac{H_s}{2\sinh(2kh)} \quad (37)$$

$$u_{bm} = \frac{w \cdot H}{2\sinh(kh)} \quad (38)$$

Onde k é o número de onda dado por:

$$k = \frac{2\pi}{L} \quad (39)$$

e L é o comprimento da onda

Substituindo-se a fórmula do período de pico T_p na equação de dispersão de ondas, obtém-se o valor de L por:

$$\left(\frac{2\pi}{T_p}\right)^2 = g \frac{2\pi}{L} \tanh(kh) \quad (40)$$

O fator de atrito de onda f_w é obtido tendo em vista a condição do escoamento na camada limite dada pelo número adimensional Re_r :

$$Re_r = \frac{k_r u_{b*}}{\nu} \quad (41)$$

onde ν é a viscosidade cinemática do fluido;

u_{b*} é a velocidade de atrito no fundo;

$$u_{b*} = \sqrt{\frac{\tau_{wm}}{\rho}} \quad (42)$$

k_r é o tamanho médio dos sedimentos do fundo;

Com base na fórmula aproximada de Swart (1976) tem sido usualmente empregada:

$$f_w = \min \left(0.00251 \exp \left[5.21 \left(\frac{A_{bm}}{k_n} \right)^{-0.19} \right]; 0.3 \right) \quad (43)$$

Onde k_n é a rugosidade do fundo determinada por duas condições de escoamento turbulento caracterizado por Re_r

No caso de escoamento fortemente turbulento no leito tem-se:

$$Re_r = \frac{k_r u_{b*}}{\nu} > 3.3 \quad (44)$$

Onde o valor de k_n é tomado por k_r .

No caso de escoamento suavemente turbulento no leito tem-se:

$$Re_r = \frac{k_r u_{b*}}{\nu} < 3.3 \quad (45)$$

$$k_n = \frac{3.3\nu}{u_{b*}} \quad (46)$$

4.3 Modelo com Evolução Morfológica

A implementação do modelo morfológico de forma conjunta ao modelo hidrodinâmico significa que o fundo do modelo é móvel. O fundo móvel implica que haja balanço de massa de sedimentos no fundo, calculando o transporte de sedimentos devido à ação dos agentes hidrodinâmicos. No presente estudo a evolução morfológica foi configurada ao se acoplar o modelo hidrodinâmico ao modelo de transporte de sedimentos não-coesivos. Para propósitos de comparação, os cenários simulados foram acoplados aos mesmos parâmetros sedimentológicos, tais como: limite de erosão, tipo de sedimentos de fundo, tensão crítica de mobilidade, etc.

Ao longo do tempo de cálculo, a superfície do fundo, $S_F \equiv z + h(x, y, t) = 0$, vai se alterando já que o valor de h torna-se variável no tempo. Deste modo, é possível fazer uma avaliação da evolução morfológica no domínio de modelagem e quantificar taxas de erosão e assoreamento.

Com a imposição de mudanças batimétricas, alteram-se também as correntes e ações dos agentes hidrodinâmicos, resultando em um processo com retroalimentação.

4.3.1 Modelo de Transporte de Sedimentos

Quanto ao modelo de transporte de sedimentos não coesivos (MTS), é importante estudar as equações governantes de modelos sedimentológicos, assim como as condições de movimento incipiente do grão que será levado em consideração e as fórmulas de quantificação da descarga sólida.

O critério aplicado para determinar a ocorrência de transporte de sedimentos é baseado no parâmetro de Shields modificado mostrado na Figura 4.3. Os parâmetros utilizados variam localmente e são dados pela: tensão de arrasto no fundo (τ_0) que é exercida pelos agentes hidrodinâmicos e pela tensão crítica de mobilidade dos sedimentos (τ_c).

O diagrama de Shields estipula a diferença entre a tensão no fundo (τ_0) e a tensão crítica de mobilidade do sedimento (τ_c). Valores de τ_0 acima de τ_c fazem com que os sedimentos no local sejam mobilizados e transportados pelas correntes, caso contrário os sedimentos permanecem em repouso ou tendem a depositar se estiverem sendo transportados. A expressão abaixo apresenta valores de Ψ_{cr} com limites inteiros a partir da parametrização do diagrama de Shields baseada em Van Rijn (1993).

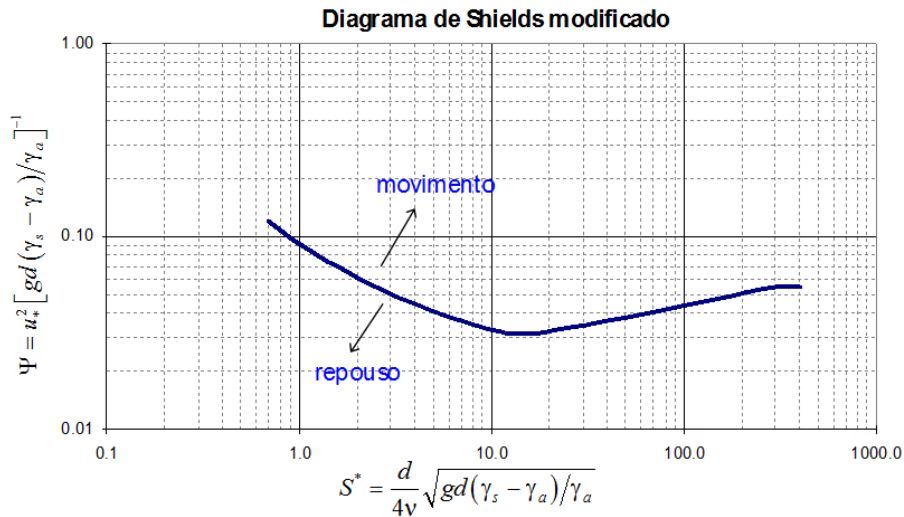


Figura 4.3: Diagrama de Shields modificado de Grant & Madsen (1986).

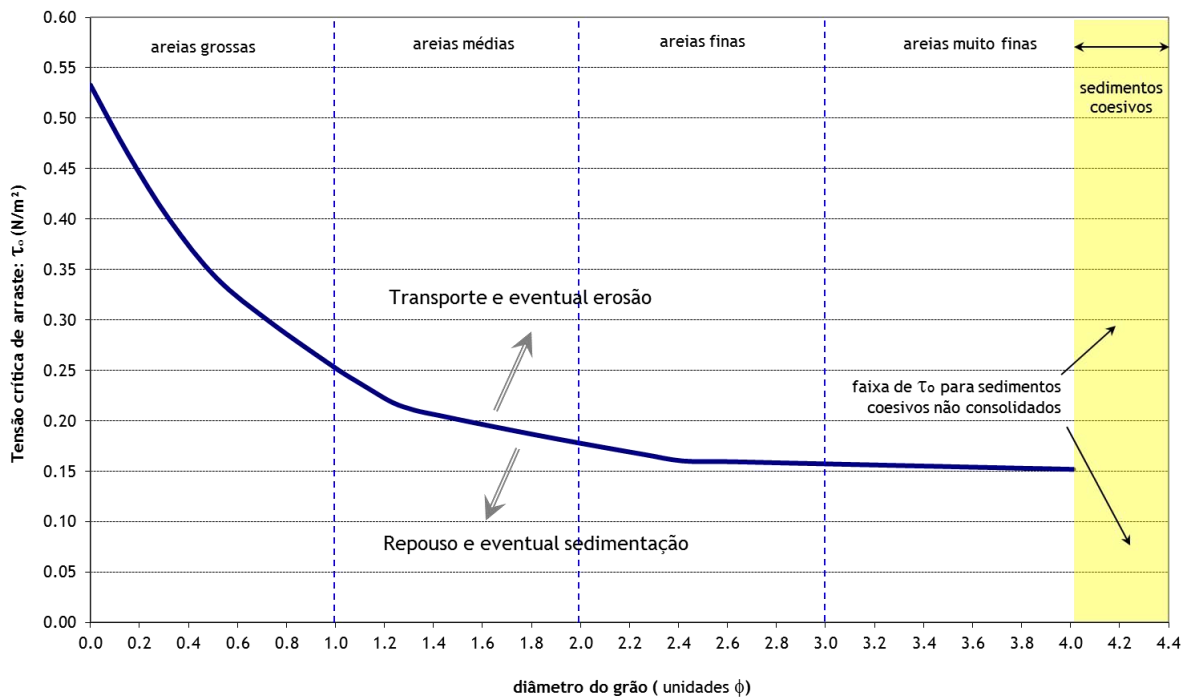


Figura 4.4. Tensão crítica para mobilidade, τ_c , calculada pelo diagrama de Shields modificado. No caso considerou-se água com $\rho_a = 998 \text{ kg/m}^3$, $\nu = 1.05\text{E}-6 \text{ m}^2/\text{s}$ e sedimentos com $\rho_s = 2650 \text{ kg/m}^3$. Unidades $\phi = -\ln(d [\text{mm}])/\ln(2)$. Valores listados na Tabela 4.

$$d_* = d \left(\frac{g(S_s - 1)}{\nu^2} \right)^{1/3} \quad \Psi_{cr} = \begin{cases} 0.225d_*^{-0.95} & \text{se } d_* < 4.5 \\ 0.140d_*^{-0.64} & \text{se } 4.5 \leq d_* < 10.2 \\ 0.040d_*^{-0.10} & \text{se } 10.2 \leq d_* < 17.9 \\ 0.013d_*^{0.29} & \text{se } 17.9 \leq d_* < 145 \\ 0.055 & \text{se } d_* \geq 145 \end{cases} \quad (47)$$

Ψ_{cr} é dada em função do diâmetro adimensional do grão de sedimento (d^*).

Em corpos d'água naturais é difícil determinar o limite do movimento, pois os sedimentos apresentam irregularidades em seu formato e tamanho. Dessa forma, o modelo de transporte de sedimentos (MTS) do SisBaHiA[®] considera um efeito probabilístico na decisão de haver ou não transporte quando a tensão no fundo tem valor próximo do valor crítico. O método estima o valor de Ψ_c como 50% de probabilidade de ocorrer movimento ou não, inserindo uma faixa de incerteza com tolerância α . Deste modo, ao invés de um valor crítico, há uma faixa de movimento incipiente definida por $\Psi_c \pm \alpha$. A tabela a seguir mostra um exemplo dessa abordagem probabilística definida pela Ψ_{cr} , para valores típicos para sedimentos em água doce a temperatura 20°C.

Tabela 4: Exemplo de valores de tensão crítica de mobilidade τ_{oc} calculados pela expressão (50). Dados: massa específica $\rho_s = 2650 \text{ kg/m}^3$, água com $\rho_a = 998,1 \text{ kg/m}^3$ e viscosidade cinemática $\nu = 1.05\text{E-}06 \text{ m}^2/\text{s}$.

Sedimentos	d (mm)	d (ϕ)	d^*	Ψ_{cr}	τ_{oc} (N/m²)
Areia Muito Fina	0.062	4.01	1.520	0.151	0.152
	0.083	3.59	2.032	0.115	0.154
	0.104	3.27	2.544	0.093	0.156
	0.125	3.00	3.056	0.078	0.157
Areia Fina	0.146	2.78	3.568	0.067	0.159
	0.166	2.59	4.080	0.059	0.160
	0.187	2.42	4.592	0.053	0.160
	0.208	2.26	5.104	0.049	0.166
	0.229	2.13	5.616	0.046	0.172
Areia Média	0.250	2.00	6.128	0.044	0.178
	0.275	1.86	6.741	0.041	0.184
	0.300	1.74	7.354	0.039	0.190
	0.325	1.62	7.967	0.037	0.195
	0.350	1.51	8.579	0.035	0.201
	0.375	1.42	9.192	0.034	0.206
	0.400	1.32	9.805	0.032	0.211
	0.425	1.23	10.418	0.032	0.218
	0.450	1.15	11.031	0.031	0.229
	0.475	1.07	11.644	0.031	0.241
Areia Grossa	0.500	1.00	12.256	0.031	0.252
	0.600	0.74	14.708	0.031	0.297
	0.700	0.51	17.159	0.030	0.341
	0.800	0.32	19.610	0.031	0.400
Areia Muito Grossa	0.900	0.15	22.061	0.032	0.465
	1.000	0.00	24.515	0.033	0.533
	2.000	-1.00	49.025	0.040	1.303
	4.000	-2.00	98.051	0.049	3.186
	8.000	-3.00	196.101	0.055	7.131

4.3.2 Fórmulas de Transporte Sólido

Existem diversas equações para o cálculo do transporte sólido, todas baseadas em experimentação. A Tabela 5 resume as fórmulas de transporte presentes no Modelo de Transporte de Sedimentos do SisBaHiA[®]. As equações para cálculo deste transporte são descritas na Referência Técnica do SisBaHiA[®] (ROSMAN, 2017). Também nesta tabela destaca-se a fórmula de Van Rijn (2007) adotada neste trabalho. Tal formulação foi adotada por ser a única desenvolvida para cálculo de transporte sólido com ação conjunta de correntes e ondas. A seguir transcreve-se a parte da Referência Técnica do SisBaHiA[®] pertinente à formulação de Van Rijn (2007):

Tabela 5: Formulações de transporte sólido do SisBaHiA[®], com suas faixas granulométricas (Adaptada de Rosman 2017).

Fórmula:	Faixa granulométrica	Arraste	Total
Meyer-Peter e Muller (1948)	0.40 a 30.0 mm	✓	-
Yalin (1963/1977)	0.30 a 30.0 mm	✓	✓
Van Rijn (1984)	0.20 a 2.00 mm	✓	-
Madsen (1991)	0.08 a 6.00 mm	✓	-
Nielsen (1992)	0.60 a 30.0 mm	✓	-
Ackers & White (1973-1990)	0.04 a 4.00 mm	✓	✓
Engelund e Hansen (1967)	0.08 a 45.0 mm	✓	✓
Van Rijn (2007)	0.05 a 2.00 mm	✓	✓

Analisando a formulação de van Rijn discutida a seguir, bem como as demais fórmulas de transporte sólido, pode-se constatar que, geralmente, são considerados dois fatores básicos:

1. **Fator de mobilidade:** o “fator de mobilidade do grão” é geralmente representado por uma função envolvendo a diferença entre a tensão efetiva no fundo, τ_e , exercida só pelas correntes ou por correntes e ondas de curto período, e a tensão crítica de mobilidade do grão, τ_c , ou seja $(\tau_e - \tau_c)$. Se tal fator for positivo há mobilidade caso contrário não. No caso da formulação original de van Rijn tal fator é escrito em termos de velocidades ao invés de tensões, mas o racional é o mesmo. Note que a diferença $(\tau_e - \tau_c)$, ou função equivalente, aparece em quase todas as fórmulas de transporte sólido apresentadas a seguir, em umas de modo explícito e em outras de maneira alternativa.
2. **Fator de modulação:** o “modulador da magnitude do transporte” é geralmente associado com a tensão no fundo devido apenas às correntes, ou com a velocidade das correntes média na vertical. Neste fator fica implícita a concepção que as ondas ajudam a mobilizar sedimentos, porém devido ao seu caráter oscilatório de curto período, têm muito menos capacidade de transporte que as correntes.

Formulação de VAN RIJN (2007): usada para o cálculo de transporte total, resulta da soma do transporte de fundo por arraste, *bed load* (q_{sb}), com o transporte em suspensão (q_{ss}). Recomendável para sedimentos na faixa granulométrica de 0.05 a 2.00mm.

A fórmula para transporte por arraste (q_{sb}) é apresentada em VAN RIJN, L. C., 2007a, *Unified View of Sediment Transport by Currents and Waves. I: Initiation of Motion, Bed Roughness, and Bed-Load Transport*, Journal of Hydraulic Engineering, ASCE, Vol. 133, No. 6, p. 649-667:

$$q_{sb} = \alpha \rho_s UH (d_{50}/H)^{1.2} M_e^n \quad (48)$$

Onde o fator de mobilidade do grão, M_e , é definido como:

$$M_e = (u_e - u_{cr}) / \sqrt{g(s-1)d_{50}} \quad (49)$$

A velocidade efetiva, considerando efeitos de ondas – com período de pico T_p e altura significativa H_s – e de correntes, é calculada por:

$$u_e = U + \gamma u_w ; u_w = \frac{\omega H_s}{2 \sinh(kH)} ; \omega = \frac{2\pi}{T_p} \quad (50)$$

Acima u_w é o módulo da velocidade orbital no fundo gerada pelas ondas.

A velocidade crítica de mobilidade de sedimentos é dada por:

$$u_{cr} = \theta u_{cr,c} + (1 - \theta) u_{cr,w} ; \theta = U / (U + \hat{u}_s) \quad (51)$$

Acima, as velocidades críticas $u_{cr,c}$ e $u_{cr,w}$ devido às ações de correntes e de ondas são definidas por:

$$u_{cr,c} = 0.19 d_{50}^{0.1} \log(12H/3d_{90}) \quad \text{para } 0.05 < d_{50} < 0.50 \text{ mm}$$

$$u_{cr,c} = 8.50 d_{50}^{0.6} \log(12H/3d_{90}) \quad \text{para } 0.50 < d_{50} < 2.00 \text{ mm}$$

$$u_{cr,w} = 0.24 [(s-1)g]^{0.66} d_{50}^{0.33} T_p^{0.33} \quad \text{para } 0.05 < d_{50} < 0.50 \text{ mm}$$

$$u_{cr,w} = 0.95 [(s-1)g]^{0.57} d_{50}^{0.43} T_p^{0.14} \quad \text{para } 0.50 < d_{50} < 2.00 \text{ mm}$$

Resumo de termos e parâmetros:

- q_b Taxa de transporte por arraste (kg/s/m).
- M_e Parâmetro de mobilidade.
- u_e Velocidade efetiva proposta por Soulsby (1997), para estender o transporte por arraste devido apenas às correntes para áreas costeiras (correntes + ondas).
- U Velocidade da corrente média na coluna d'água.

- γ Parâmetro de calibração determinado através de modelo numérico detalhado na escala de comprimento de onda, van Rijn (2007). Valores recomendados: $\gamma = 0.4$ para ondas irregulares e $\gamma = 0.8$ para ondas regulares.
- u_{cr} Velocidade crítica média na coluna d'água.
- $u_{cr,c}$ Velocidade crítica para as correntes determinada pelo diagrama de Shields.
- $u_{cr,w}$ Velocidade crítica para as ondas determinada por Komar & Miller (1975).
- α Coeficiente de calibração: valor recomendado = 0.015
- η Expoente de calibração: valor recomendado = 1.5
- H Altura da coluna de água.
- T_p Período de pico das ondas.
- T_s Altura significativa das ondas.

Na forma adimensional, a expressão pode ser escrita em termos de velocidades como:

$$q_{sb}^* = \frac{0.015}{[g(s-1)d_{50}]^{1.25}} \left(\frac{d_{50}}{H}\right)^{0.2} U(U_e - U_{cr})^{1.5} \quad (52)$$

Usando as tensões de atrito efetiva e crítica dadas por:

$$\tau_e = \rho_0 \frac{g}{C_h^2} (U + \gamma u_w)^2 \quad ; \quad \tau_{cr} = \rho_0 \frac{g}{C_h^2} (\theta u_{cr,c} + (1-\theta)u_{cr,w})^2 \quad (53)$$

Pode-se reescrever a forma adimensional da taxa de transporte de sedimentos por arraste como:

$$q_{sb}^* = \frac{0.015}{c_f^{1.25}} \left(\frac{d_{50}}{H}\right)^{0.2} \underbrace{\sqrt{\tau^*}}_{\text{fator de modulação}} \underbrace{\left(\sqrt{\tau_e^*} - \sqrt{\tau_{cr}^*}\right)^{1.5}}_{\text{fator de mobilidade}} \quad ; \quad c_f = \frac{g}{C_h^2} \quad (54)$$

$$q_s^* = \frac{0,053}{d_*^{0,3}} \underbrace{\frac{\tau_o}{\tau_e}}_{\text{fator de modulação}} \underbrace{\left(\frac{\tau_e - \tau_c}{\tau_c}\right)^{2,1}}_{\text{fator de mobilidade}} \quad (55)$$

Quanto ao fator de mobilidade: τ_e é a tensão efetiva no fundo exercida só pelas correntes ou por correntes e ondas de curto período e τ_c é a tensão crítica de mobilidade do grão (Rosenhagen, 2013).

Se $(\tau_e - \tau_c) > 0$ há mobilidade, do contrário não.

Quanto ao fator de modulação: induz a tensão no fundo devido apenas às correntes, ou com a velocidade das correntes promediadas na vertical (Rosenhagen, 2013).

A fórmula para transporte em suspensão (q_{ss}) é apresentada em Van Rijn, L. C., 2007b, *Unified View of Sediment Transport by Currents and Waves. II: Suspended Transport*, Journal of Hydraulic Engineering, ASCE, Vol. 133, No. 6, p. 668-689. Na forma adimensional, em termos de velocidades, pode ser escrita como:

$$q_{ss}^* = \frac{0.012}{[g(s-1)d_{50}]^{1.7}} D_*^{-0.6} U (U_e - U_{cr})^{2.4} \quad (56)$$

Usando as tensões de atrito expressas em, pode-se reescrever a forma adimensional da taxa de transporte de sedimentos em suspensão como:

$$q_{ss}^* = \frac{0.012}{c_f^{1.7}} D_*^{-0.6} \underbrace{\sqrt{\tau^*}}_{\text{fator de modulação}} \underbrace{\left(\sqrt{\tau_e^*} - \sqrt{\tau_{cr}^*}\right)^{2.4}}_{\text{fator de mobilidade}} ; c_f = \frac{g}{C_h^2} \quad (57)$$

A expressão de Van Rijn (2007) para transporte total resulta:

$$q_s^* = \underbrace{\frac{0.015}{c_f^{1.25}} \left(\frac{d_{50}}{H}\right)^{0.2} \sqrt{\tau^*} \left(\sqrt{\tau_e^*} - \sqrt{\tau_{cr}^*}\right)^{1.5}}_{q_{sb}^*} + \underbrace{\frac{0.012}{c_f^{1.7}} D_*^{-0.6} \sqrt{\tau^*} \left(\sqrt{\tau_e^*} - \sqrt{\tau_{cr}^*}\right)^{2.4}}_{q_{ss}^*} \quad (58)$$

Essa fórmula combina a tensão crítica de Shields para correntes com a tensão crítica para ondas. Definindo β como a magnitude relativa entre a velocidade da corrente média na vertical, U , e o máximo da velocidade orbital das ondas no fundo (u_{bm}) calcula-se o valor da velocidade crítica efetiva ($U_{cr,e}$).

$$U_{cr,e} = \beta U_{cr} + (1-\beta)u_{bm,cr} \quad (59)$$

$$\beta = U / (U + u_{bm}) \quad (60)$$

Nesta relação, a velocidade crítica do escoamento (U_{cr}) é obtida através de uma transformação de variáveis, partindo da tensão crítica adimensional de Shields. É importante mencionar que neste caso, o valor do coeficiente de Chézy é calculado como $\varepsilon = 2.5d_{50}$.

$$\tau_c^* = \frac{\rho U_{cr}^2}{C_h^2 (\rho_s - \rho) d_{50}} \therefore U_{cr} = \sqrt{\tau_c^* C_h^2 (s-1) d_{50}} \quad (61)$$

Para obter a velocidade orbital crítica segue-se a metodologia de KOMAR & MILLER (1975). As fórmulas correlacionam a velocidade crítica com o diâmetro médio do sedimento e o período da onda em questão. Já para períodos maiores, é observado que a velocidade crítica aumenta. A metodologia original tem como desvantagem o ponto de descontinuidade no diâmetro médio de 0,5mm.

$$u_{cr,bm} = 0,24[(s-1)g]^{-0,66} d_{50}^{0,33} (T_p)^{0,33}; \text{ para } 0,05 < d_{50}(\text{mm}) < 0,5 \quad (62)$$

$$u_{cr,bm} = 0,95[(s-1)g]^{-0,57} d_{50}^{0,43} (T_p)^{0,14}; \text{ para } 0,5 < d_{50}(\text{mm}) < 2,0 \quad (63)$$

Neste caso, a tensão crítica adimensional para ação conjunta de ondas e correntes é calculada pela expressão seguinte, com $\varepsilon = 2,5d_{50}$ no cálculo do C_h :

$$\tau_c^* = \frac{\rho(\beta U_{cr,c} + (1-\beta)u_{cr,bm})^2}{C_h^2(\rho_s - \rho)d_{50}} \quad (64)$$

Para quantificar as taxas de transportes no presente trabalho optou-se pela formulação de Van Rijn (2007) em todos os modelos de transporte de sedimentos aqui simulados. A vantagem dessa fórmula e relação às demais é que o transporte total (qt), considera tanto a velocidade orbital das ondas - quando houver ação de ondas - quanto das correntes.

4.3.3 Tensões de Atrito no Fundo no 2DH e 3D

Conforme discutido anteriormente, as tensões têm grande importância na mobilização dos sedimentos, principalmente no que tange o transporte por arraste. Ambos os modelos do 2DH e 3D computam a tensão devido as correntes e ondas a partir da Fórmula de Van Rijn (2007), porém suas tensões são calculadas de forma diferenciada. Para modelos morfológicos 2DH utiliza-se o perfil de velocidades médias para obter o parâmetro β da tensão (equação 77). Enquanto que, para modelagem 3D, o modelo se baseia nos resultados de velocidades do 2DH para obter o perfil de velocidade 3D, evidenciado no cálculo do parâmetro β através da velocidade de atrito característica u^* (equação 78).

No modelo 2DH, a tensão de atrito no fundo é dada por (ROSMAN, 2017):

$$\tau_i^B = \rho_o \beta U_i \quad [i = 1,2] \quad (65)$$

O parâmetro β é calculado de duas formas, dependendo de como o modelo hidrodinâmico 2DH é empregado:

Módulo 2DH desacoplado: Caso o módulo 2DH não seja acoplado ao módulo 3D, tem-se:

$$\beta = \frac{g}{C_h^2} \sqrt{U^2 + V^2} \quad (66)$$

Módulo 2DH acoplado: Caso o módulo 2DH seja acoplado ao módulo 3D, o parâmetro β irá depender da velocidade de atrito característica u_* - que é função do perfil de velocidade 3D:

$$\beta = \frac{\sqrt{g}}{C_h} |u_*| \quad (67)$$

C_h é o coeficiente de Chézy para ambas situações, e é definido como:

$$C_h = 18 \log_{10} \left(\frac{12H}{2\varepsilon} \right) = 18 \log_{10} \left(\frac{6H}{\varepsilon} \right) \quad (68)$$

Onde 2ε indica a altura e ε a amplitude da rugosidade equivalente do fundo.

Para estimação de ε , incluindo efeitos de ondas, utiliza-se:

$$\varepsilon = [\text{valor da Tabela 1}] \times \exp \left(\underbrace{\min \left[\frac{(0.8 + \phi - 0.3\phi^2) u_{bm}}{(0.001 + \sqrt{U^2 + V^2})}; 5 \right]}_{\text{fator de onda}} \right) \quad (69)$$

Na função exponencial acima, o valor 0.001 no denominador representa uma velocidade residual e o valor 5 um limitante, ambos são artifícios para evitar erros numéricos. Onde, compondo o fator de onda: u_{bm} é valor máximo da velocidade orbital da onda no fundo e ϕ é o ângulo $[0, \pi]$ entre a direção de propagação da onda e a direção da corrente.

Tipo de Sedimento de Fundo Predominante	Faixa de amplitude da ϵ (m)
Siltos	0,0001 ~ 0,0100
Areia Fina	0,0070 ~ 0,0150
Areia Média	0,0100 ~ 0,0300
Areia Grossa	0,0250 ~ 0,0500
Areia Muito Grossa	0,0400 ~ 0,0800
Areia e Cascalho	0,0500 ~ 0,1200
Sedimentos com vegetação (e.g. mangue)	0,0500 ~ 0,1500

No caso do modelo 2DH sem ação de ondas, o termo denominado fator de onda será igual à zero. Como o exponencial de zero é 1, o fator de onda será igual a 1 e não será considerada a ação das ondas. Assim sendo, o fator de onda somente será diferente de zero quando o modelo de geração de ondas estiver sendo utilizado. Este termo representa por meio de uma rugosidade aparente um incremento na tensão de fundo devido às turbulências geradas pelas ondas, seguindo a metodologia de VAN RIJN (1993).

4.4 Modelo de Transporte Lagrangeano

O Modelo de Transporte Lagrangeano (MTL) do SisBaHiA[®] foi utilizado para estimar as derivas ou correntes residuais dos modelos hidrodinâmicos dos cenários propostos. As correntes residuais auxiliam a identificar possíveis tendências no transporte de sedimentos.

O cálculo do transporte é resolvido através dos processos advectivos-difusivos. As tensões e difusividades turbulentas são computadas de tal forma que, o processo de calibragem do modelo, seja diretamente relacionado com as variáveis naturais inseridas no próprio modelo, fazendo uso de esquemas auto-ajustáveis. A modelagem da turbulência é baseada em técnicas de filtragem conhecidas como *Large Eddy Simulation* em escoamentos geofísicos.

O MTL se apresenta como uma ferramenta bastante útil para resolução de problemas práticos, já que permite simular o transporte de escalares que possam estar flutuando, misturados ou ocupando apenas uma camada na coluna de água, desde que, estes processos sejam função do tempo transcorrido após o lançamento das partículas que se deseja observar. O transporte pode ser condicionado por velocidade ou de tensão no fundo exercida por correntes.

A velocidade de propagação da maré depende da profundidade da lamina d'água, já que as marés são ondas longas. Em zonas estuarinas, as ondas de maré sofrem processos não lineares mais intensos devido às menores profundidades. As distorções nas velocidades das ondas ocorrem devido ao atrito de fundo e processos de alagamento e secamento decorrentes do acúmulo de águas em planícies de maré em regiões rasas (Dyer, 1997). Dessa forma, a crista da onda se propaga mais rapidamente do que a cava da onda. Considerando-se uma maré se propagando longo de um estuário, tem-se diferentes valores de velocidade de acordo com a batimetria local. As diferentes velocidades podem ser mais relevantes no caso de estuários associados a uma grande baía, com extensas planícies, como é o caso da Baía de Todos os Santos. A corrente residual também está relacionada com a persistência por mais tempo de vazante ou enchente no mesmo ciclo de maré. Isso resulta num fluxo ou corrente residual, e consequente transporte residual, normalmente em direção à costa.

A região de onde se deseja observar o comportamento das partículas deve manter uma margem de distância do limite do domínio de modelagem, de modo que as partículas não fossem perdidas, ou recontadas.

A deriva residual pode ser obtida da seguinte forma:

- i. É feita uma simulação de 1 segundo para determinar as posições iniciais das partículas $(x_0; y_0)$.
- ii. Posteriormente, é feita a simulação com o tempo total escolhido para obter as posições finais $(x_f; y_f)$.
- iii. Com os resultados das posições iniciais $(x_0; y_0)$ e posições finais $(x_f; y_f)$ de cada simulação, é possível calcular a deriva residual lagrangeana.
- iv. As componentes da velocidade U e V são obtidas a partir da fórmula $VM = \frac{\Delta S}{\Delta T}$, que é dada pela diferença entre as posições finais e iniciais nas direções x e y , dividida pelo tempo de total simulação.
- v. Em seguida, a intensidade do vetor residual é obtida por: $V_R = \sqrt{U^2 + V^2}$. Enquanto que a direção residual (em radianos) é dada por: $Dir = \tan^{-1}(U; V)^2$.

5. ÁREA DE APLICAÇÃO

A região escolhida para aplicação da abordagem proposta foi a Baía de Todos os Santos (BTS), localizada no Estado da Bahia. A escolha da BTS considerou tanto fatores ambientais da região, quanto questões práticas. A parte ambiental diz respeito a características hidrodinâmicas e sedimentológicas pertinentes ao estudo. A parte prática é devido à disponibilidade de dados obtidos em campanhas de campo através do projeto de pesquisa “PEN-18126 Análises e Levantamentos Hidro-Sedimentológicos visando ao Projeto da Ponte entre Salvador e a Ilha de Itaparica, BA” bem como a atuação da mestrandia no referido projeto. Com intuito de auxiliar nas análises dos resultados, este capítulo resume as características mais relevantes da baía.

A Baía de Todos os Santos (BTS) está localizada no litoral nordeste brasileiro, nas coordenadas 12°49'6"S e 38°38'10"W, conforme figura 3-1. A BTS foi descoberta pelos navegadores portugueses em Novembro de 1501. Antes disso, a BTS era conhecida pelos povos tupinambás como *Kirimurê*, que significa grande mar. Nome que se justifica em vista de sua grande extensão, cerca de 1.230 km². As características peculiares de formação da BTS, propiciaram uma região de expressiva extensão de recifes de coral, presença de bancos arenosos e mais de 50 ilhas em seu interior.

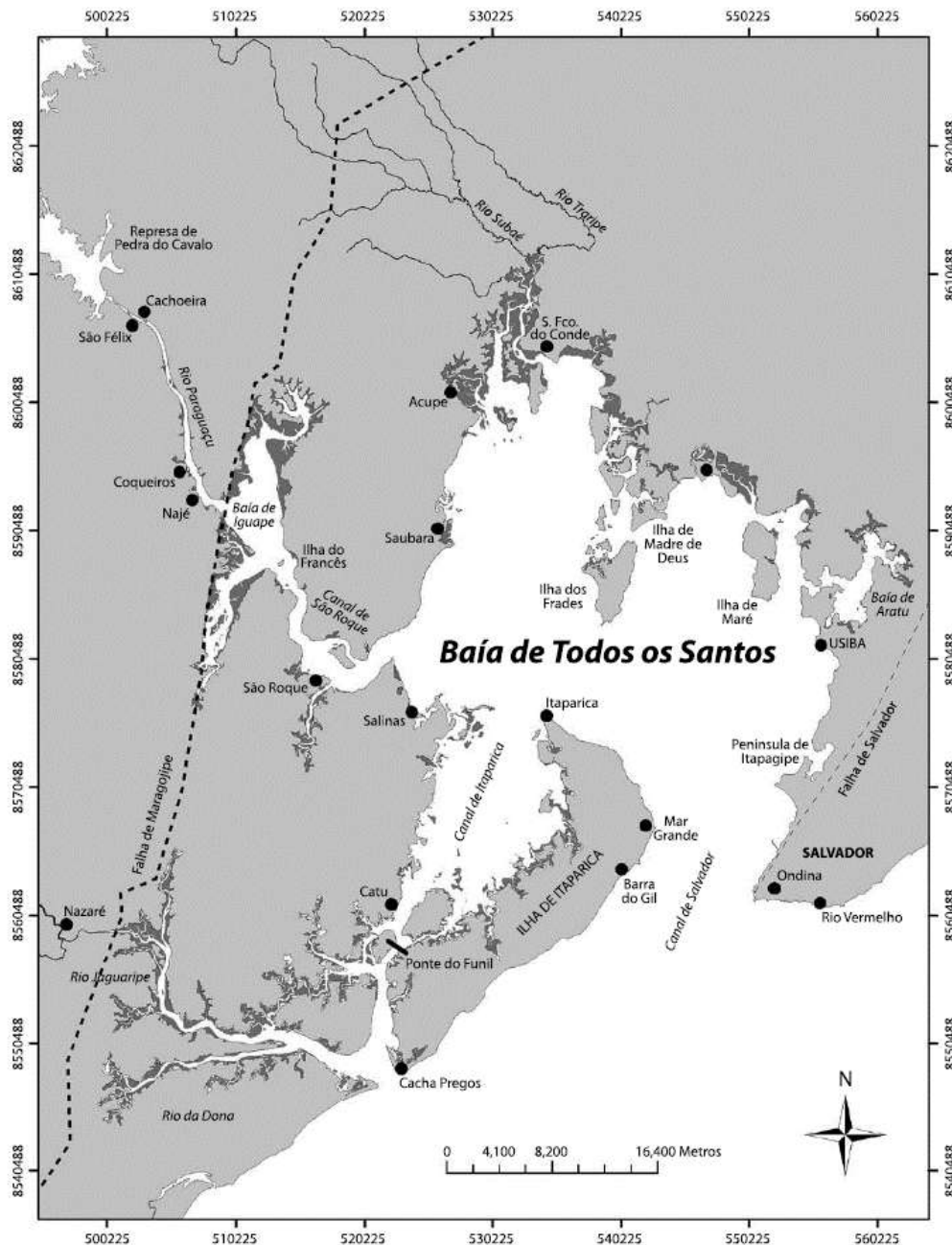


Figura 5.1: Mapa da Baía de Todos os Santos (BA) com suas ilhas e seus principais afluentes.

5.1 Aspectos Oceanográficos e Meteorológicos

Devido à presença das bacias do Rio Paraguaçu, Rio Jaguaripe, do Rio Subaé e dos pequenos cursos d'água periféricos, a BTS recebe uma descarga de drenagem correspondente a uma área de contribuição de 61.110 km². Sendo que, segundo Lima e Lessa (2002), mais de 90% está associada ao Rio Paraguaçu. No entanto, a descarga de água doce é muito pequena em vista do grande volume de água da BTS e dos altos valo-

res de vazão de maré. O gráfico indica as vazões de maré para o mês de novembro/2014 no trecho entre a Ilha de Itaparica e o Farol da Barra, onde os valores positivos são de enchente e negativos de vazante. O somatório das vazões fluviais é de 77,1 m³/s, enquanto que as vazões de maré alcançam 150.000 m³/s durante as sizígias.

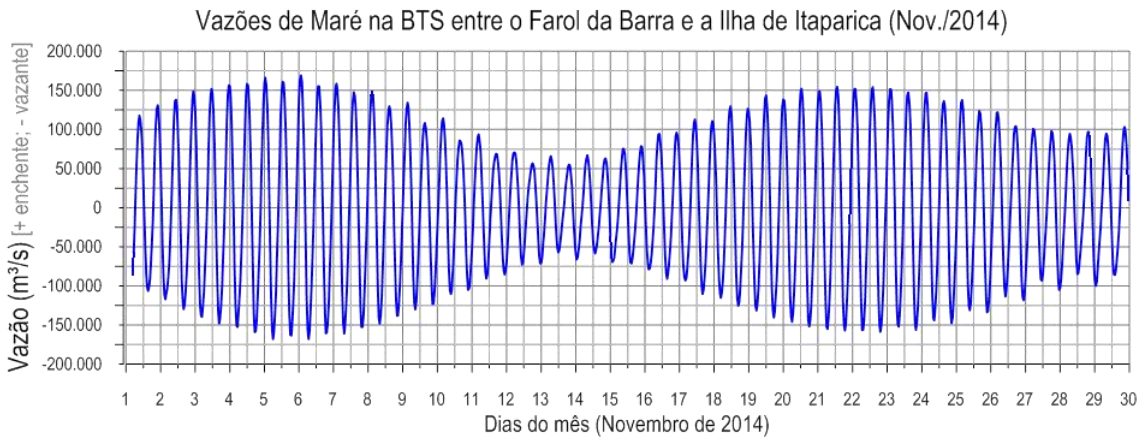


Figura 5.2: Vazões de marés na seção entre o Farol da Barra e a Ilha de Itaparica (Rosman, 2015A).

A menor influência fluvial na BTS, em relação às demais baías de nossa costa, promove uma coluna d'água melhor misturada e com menores gradientes verticais de densidade. Sendo assim, os processos de troca entre os diferentes segmentos da BTS e entre esta e o oceano são regidos pelos gradientes longitudinais de densidade e pela ação dos ventos que contribuem para o escoamento de frequências submareais.

Como um sistema estuarino semi-fechado, a circulação de água na baía é influenciada por duas forçantes principais (Lessa *et al.* 2009):

- i) os gradientes barotrópicos estão associados à variação do nível do mar (oscilações de maré e inframareais) e dos rios;
- ii) as tensões de atrito no fundo, assim como, as tensões geradas pelo cisalhamento do vento na superfície da água.

Estudos sobre a hidrodinâmica nas principais baías da costa brasileira - Baía de Paranaguá (PR), Baía de Vitória (ES), Baía de Guanabara (RJ) - seja através de modelagem numérica ou de análise de dados, indicam que, de uma maneira geral, a maré e o vento são forçantes dominantes na circulação no interior dessas baías. Estudos sobre a hidrodinâmica na Baía de Todos os Santos foram conduzidos por Xavier (2002) a partir

de simulações numéricas, no qual os resultados mostram que as forças motrizes dominantes sobre sua circulação relevante também estão associadas à maré e aos ventos. Sob estas condições, o escoamento relevante na baía é barotrópico, no qual, os gradientes horizontais de pressão devido a declives da superfície livre são muito maiores que os devidos às variações horizontais de densidade. A seguir será dada uma breve explicação sobre o comportamento destas forçantes na região.

Para efeitos de caracterização dos ventos da BTS são apresentados alguns parâmetros referentes a séries temporais adquiridas no relatório de medições de vento de ROSMAN (2015D). Desse conjunto de dados foi extraída a série temporal para os meses de maio a julho de 2015 utilizada na modelagem deste estudo. O vento reinante, dominante e a velocidade máxima para cada uma das três estações medidas - Amaralina (M1), Ilha de Itaparica (M2) e Ilha do Frade (M3) - se encontram na Tabela 6. O vento reinante, ou seja, de maior frequência, é proveniente de Leste-Sudeste (ESE). Entretanto, o vento dominante – aquele que tem maior valor do produto frequência \times (velocidade)² – é de Leste-Nordeste (ENE). A velocidade máxima registrada na estação M2 atingiu 18 m/s, proveniente de ENE.

Tabela 6: Parâmetros estatísticos dos dados de vento e suas Estações Meteorológicas.

Estação		Vento Reinante	Vento Dominante	Velocidade Máxima (m/s)
Amaralina	M1	ENE	E	16,89 de SO
Ilha de Itaparica	M2	ESE	ENE	18,73 de ENE
Ilha do Frade	M3	ESE	ESE	12,66 de ESE

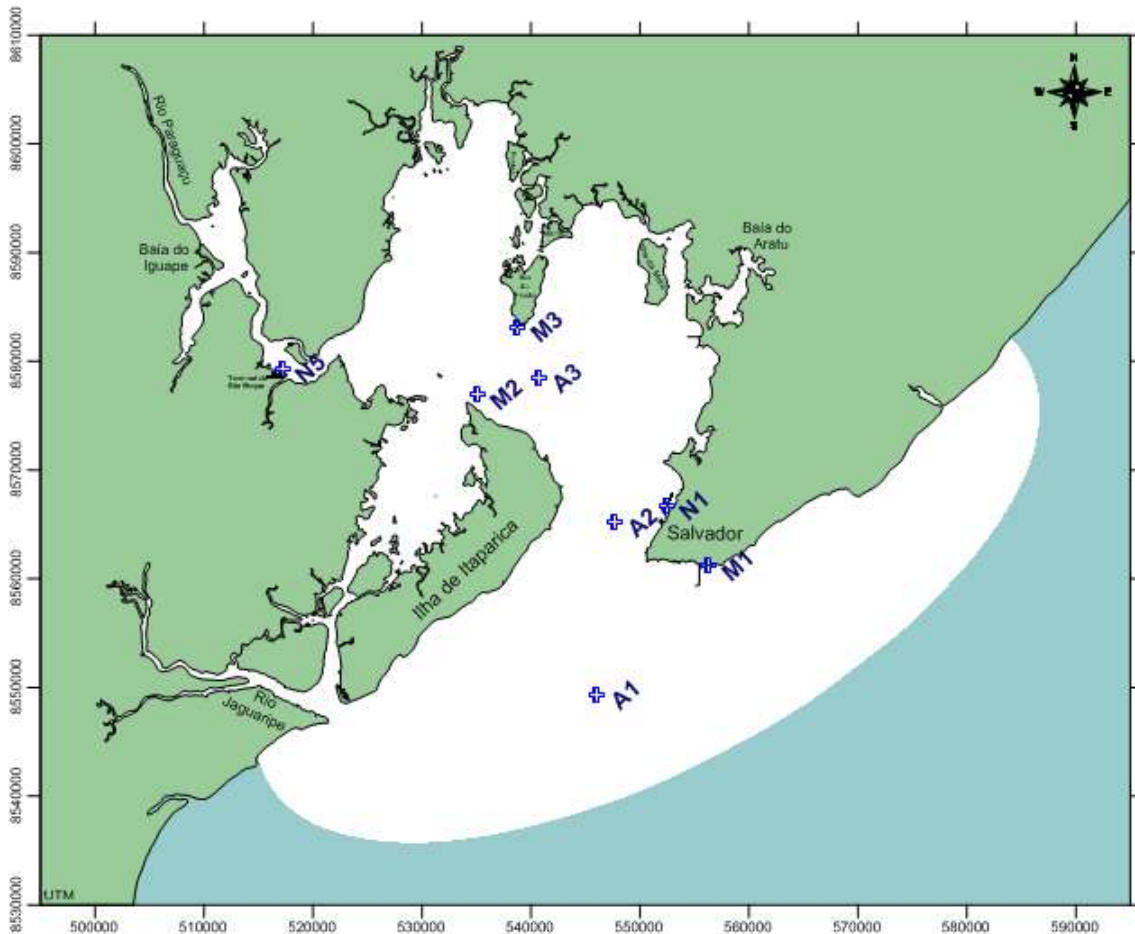


Figura 5.3: Mapa da Baía de Todos os Santos com a localização das estações de dados de vento: Amaralina (M1), Ilha de Itaparica (M2) e Ilha do Frade (M3).

O gráfico da Figura 5.4 está em formato de rosa dos ventos, apresentando a distribuição percentual de ocorrência dos mesmos na Estação M2 (no interior da BTS), onde se observa direção marcadamente de quadrante Leste-Nordeste (ESE) e intensidade de 5-10 m/s, considerando um ano completo de medições. De acordo também com dados da estação localizada em Ondina (SERVAIN et al., 1996), a direção preferencial dos ventos é de NE no verão e SE no inverno, caracterizando um padrão de circulação eólica em condições de mar aberto.

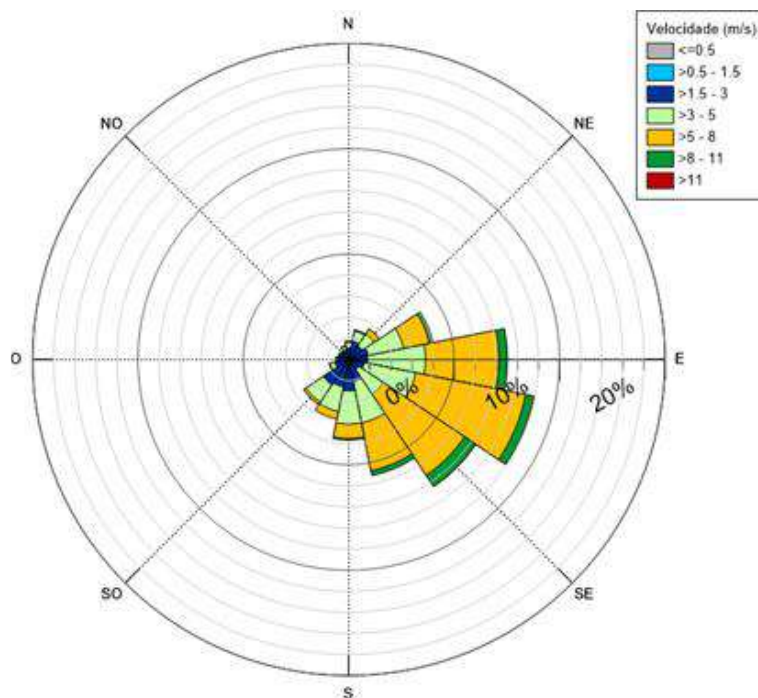


Figura 5.4: Percentual de direção (em azimute) e intensidade dos ventos na estação da Ilha de Itaparica (M2) entre Novembro de 2014 e Outubro de 2015.

A série temporal de vetores da Figura 5.5, que facilita a visualização da variação do vento ao longo do tempo em uma determinada região. A posição das setas indica de onde o vento vem, a posição no eixo vertical indica a hora de medição, enquanto no eixo horizontal indica o dia do mês. A escala de cores retrata a velocidade do vento, em metros por segundo. Os dados são do mês de julho de 2015, e mostram características típicas para a estação M2, mais representativa dos ventos que adentram a região do Porto de Salvador, onde se encontram diversos bancos arenosos. No entanto, o estudo foi realizado para os meses de verão, onde o padrão de brisa é dominante (XAVIER, 2002).

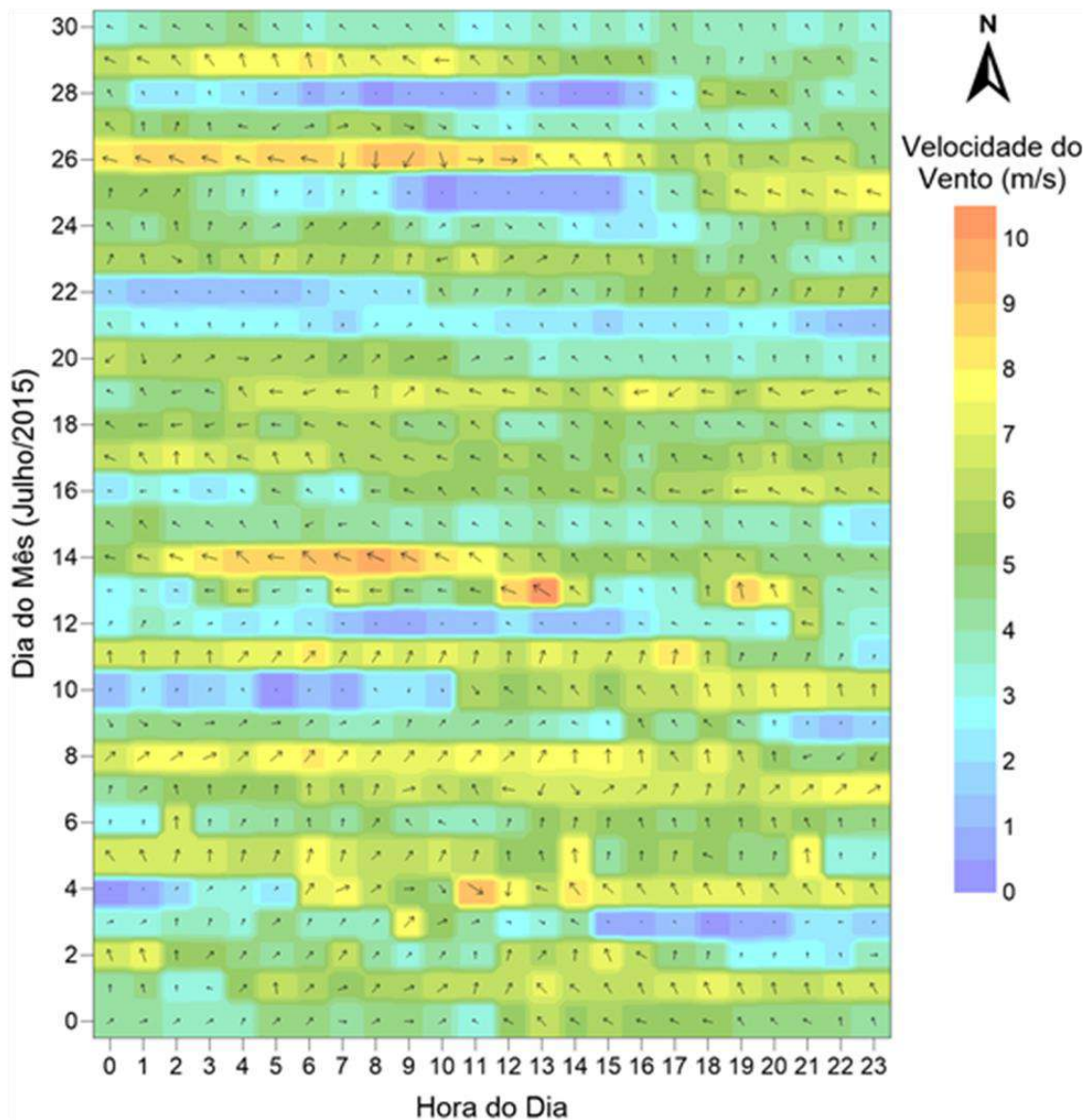


Figura 5.5: Série temporal de vetores de ventos medidos em Julho de 2015 na estação da Ilha de Itaparica (M2), direção em ângulo X. (Rosman, 2015D).

Estudos de Cirano & Lessa (2007), corroborado por CRA (2001), mostram que, quando estes ventos adentram a BTS, sofrem aceleração de sua velocidade e um desvio em sua direção de cerca de 30° no sentido horário. De uma maneira geral, os dados de vento devem ser avaliados com cautela, pois a orografia local pode bloquear parcialmente os ventos vindos de determinadas direções.

As marés na plataforma continental adjacente à BTS têm número de forma:

$$N_f = K1+O1 / M2+S2 \leq 0,11$$

caracterizando marés semidiurnas (LESSA *et al.* 2009). O gráfico da Figura 5.6 apresenta uma série temporal de elevações de maré gerada no Grapher® para o Porto de Salvador, entre Novembro de 2014 a Outubro de 2015. Durante as marés de quadraturas as amplitudes das elevações são menores, com as preamares (PM) mais baixas e as baixas-mares (BM) mais altas. Já nas marés de sizígias, ocorrem as maiores amplitudes, sendo que as amplitudes máximas de maré (PM – BM) são nas sizígias próximas dos períodos equinociais (março e setembro). No gráfico abaixo se observa a ocorrência de sizígias e quadraturas de forma alternada, a cada 14,6 dias. As alturas de maré médias, em sizígia, e mínima, em quadratura foram respectivamente de 2,4 m e 1,1 m, com pequenas desigualdades diurnas.

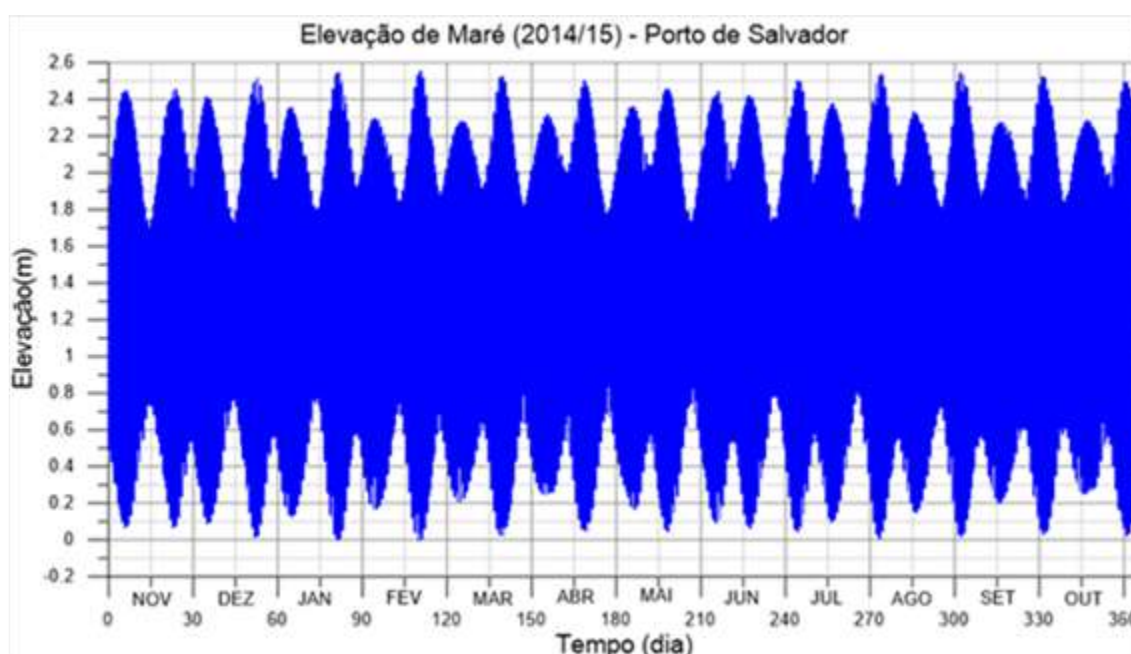


Figura 5.6: Gráfico de elevações de maré modeladas para o Porto de Salvador (novembro/2014 - outubro/2015).

Ao entrar na baía, a onda de maré é progressivamente amplificada e distorcida, especialmente nos trechos mais estreitos, sinuosos e/ou rasos (XAVIER, 2002). A propagação de maré de sizígia na BTS resultante de simulações numéricas com o modelo RMA2-SMS (CRA 2001) corrobora este fenômeno. Observa-se que no trecho próximo à Ilha dos Frades a altura da maré amplificada corresponde a 30% da altura de maré oceânica, alcançando valores extremos dentro da Baía de Iguape, onde em sizígia a amplificação é de 53% de maré oceânica.

O relatório de maregrafia (ROSMAN, 2015A) apresenta uma comparação entre elevação de nível em diferentes estações na BTS (v. figura), onde: estação N1 é referente ao Porto de Salvador, seus registros de maré são do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE); estação N5 foi medida próxima ao Terminal de São Roque do Paraguaçu; estações A1 e A2, realizada através de ADCP (*Acoustic Doppler Current Profile*), a primeira localizada na parte externa da BTS e a segunda no canal de entrada da BTS. O gráfico de variação de nível tem como referência o nível médio da N1, e corrobora o aumento progressivo da amplitude de maré e mudança na sua forma em direção ao interior da baía.

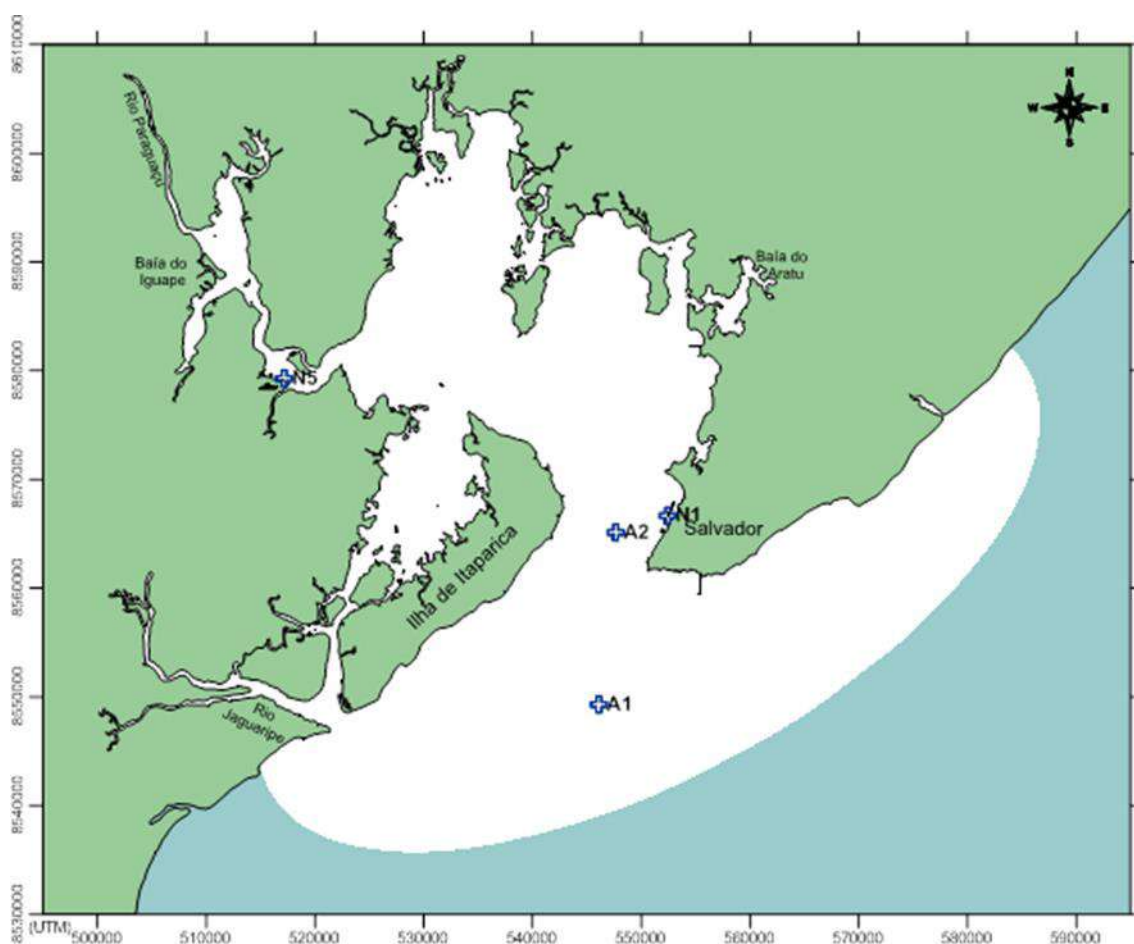


Figura 5.7: Localização das estações de registro maré A1, A2, N1 e N5 de ROSMAN (2015A).

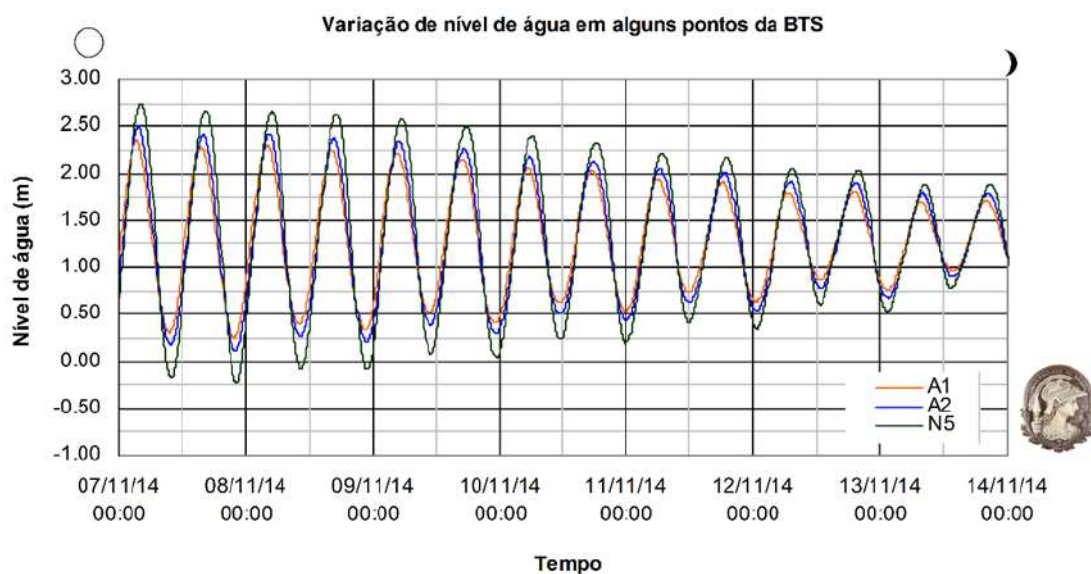


Figura 5.8: Gráfico com comparação entre os níveis de água observados nas Estações A1 (externa a BTS), A2 (canal de entrada) e N5 (interna a BTS) entre 07 e 13 de Novembro de 2014 (Rosman, 2015A).

A complexidade da dinâmica da maré aliada à distribuição espacial dos pontos de descarga de água doce, às diferenças climáticas existentes no eixo leste-oeste (entre Salvador e Cachoeira) e a contrastante sazonalidade pluviométrica entre as bacias de drenagem, criam regiões com características particulares de circulação de água. Para a melhor compreensão da circulação hidrodinâmica da BTS é essencial para avaliar as possíveis diferenças nos cenários 2DH e 3D.

Para o presente trabalho, ressalta-se a presença dos ventos alíseos, especialmente na região nordeste, já que ocorrem entre as latitudes 0° e 30° na direção Leste-Oeste. Outro sistema que afeta a região é o Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), responsável pelos ventos de SE e E. Este campo de alta pressão é semi-estacionário e sofre pequenas oscilações geográficas em função das variações de temperatura entre o continente e o oceano ao longo do ano, localizando-se mais ao Sul e a Leste Nos meses de verão (entre as coordenadas de 30°S e 15°W), e mais ao Norte e a Oeste nos meses de inverno (22°S e 30°W). A presença do ASAS influencia diretamente os ventos alíseos, que podem variar de intensidade e constância, e sofrer altas e baixas turbulências devido à ausência de obstáculos na extensa costa oceânica do Nordeste.

As tempestades provenientes de médias e altas latitudes nos centros de baixa pressão da região Antártica, quando associados às frentes frias, são as principais responsáveis pelas ondas de gravidade observadas no Atlântico Sul (CANDELLA, 1997). Os ventos são formados pelo gradiente de pressão do centro de baixa associado à frente, esses ventos são tão mais intensos quanto maior for esse gradiente. Uma vez que as ondas de gravidade dependem diretamente de características do campo de ventos, conclui-se que a velocidade de deslocamento da frente fria e a intensidade dos ventos associada ao gradiente de pressão dessa frente, são fatores que irão influenciar a formação do campo de ondas (Young, 1999).

Segundo estudo realizado por Rosman (2015F), as direções de ondulações (*swell*) que alcançam a região litorânea da Baía de Todos os Santos não apresentam interação significativa na dinâmica de sedimentos no domínio escolhido. O mapa da Figura 5.1 foi escolhido como exemplo, por se tratar de um caso comum na BTS, onde a onda tem direção Sudeste e período de 7 segundos, parâmetros com frequência de ocorrência de 35% e 50%, respectivamente. O mapa utiliza um fator de amplificação para a altura de onda H/H_0 , que possibilita estimar a interferência da onda. Em todos os casos, com diferentes direções e períodos, a interferência da onda se restringe a desembocadura da BTS, não atingindo seu interior.

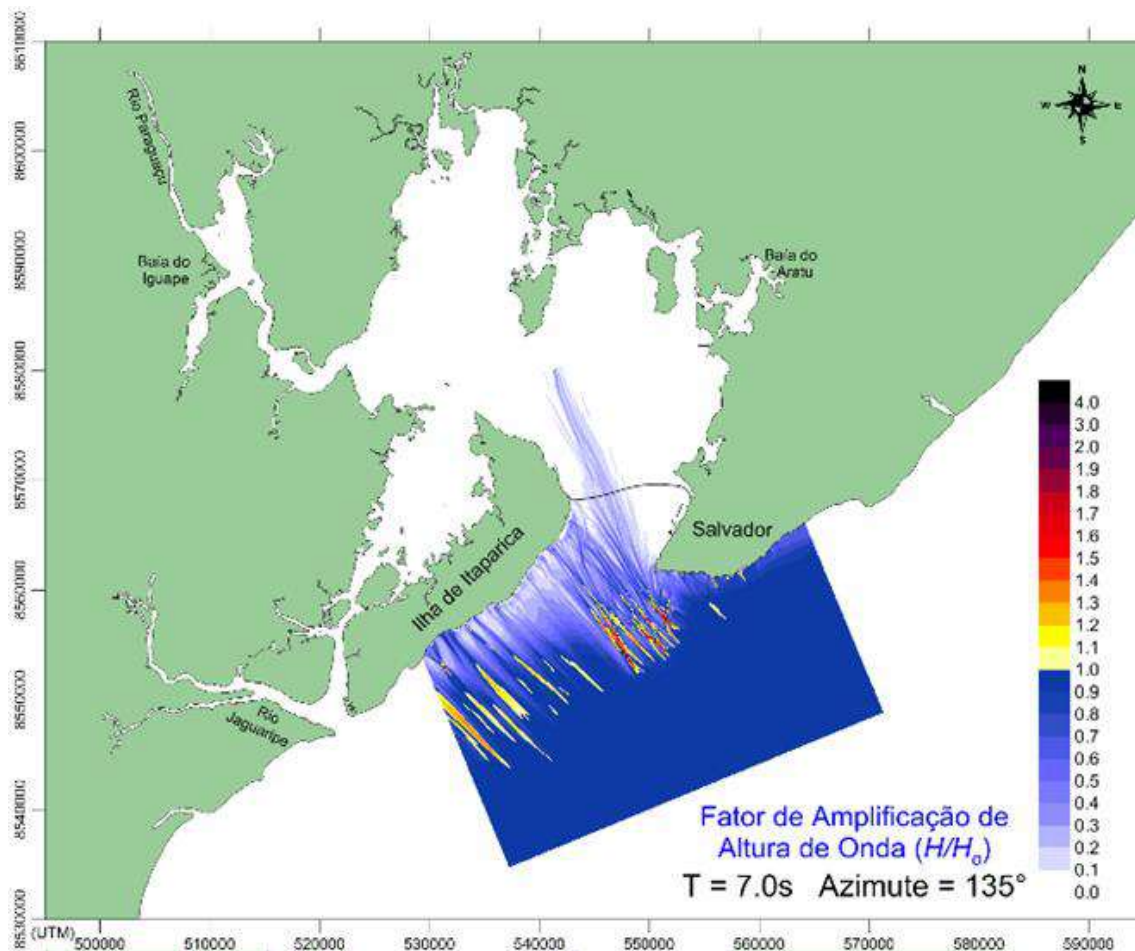


Figura 5.9: Mapa de isolinhas de fatores de amplificação alturas de onda: H/H_0 . Onde H é a altura da onda propagada em um dado local e H_0 é a altura da onda em águas profundas. Direção de onda Sudeste (Rosman, 2015F).

Sendo assim, esse tipo de sistema tem ação de ondas geradas por ventos locais (vagas). As ondas geradas em corpos costeiros são geralmente limitadas pelo *fetch*, por isto as vagas geradas na BTS tem curto período devido a direção predominante E-NE e o vento típico moderado. Conforme foi discutido detalhadamente no Capítulo 3, as vagas possuem baixa energia e atuam principalmente na mobilização de sedimentos em áreas rasas e planas. As áreas com baixa profundidade também são importantes para a representação dos efeitos de escoamento tridimensional, onde o atrito tem mais impacto, como explicitado no subitem 4.1.2.

5.2 Caracterização Sedimentológica de Fundo

A caracterização sedimentológica é essencial para estudos morfodinâmicos, pois o transporte de sedimentos não coesivos segue o seguinte critério de mobilidade: para que um grão de sedimento junto ao fundo entre em movimento, a relação entre as forças

hidrodinâmicas impostas pelo escoamento deve ser maior que as forças de resistência do próprio grão ao movimento (atrito).

Uma vez em movimento, o grão pode ser transportado por arraste e suspensão. Inúmeras fórmulas são capazes de quantificar este transporte. No entanto, deve se analisar condições específicas do caso em estudo a fim de aplicar a fórmula que seja mais coerente (ROSMAN, 2017). No caso de sedimentos predominantemente arenosos, o critério de mobilidade usualmente empregado baseia-se no parâmetro de Shields, Ψ , que tem a seguinte expressão:

$$\Psi = \frac{u_*^2}{g(S_s - 1)d} = \frac{\tau_0}{\gamma_a(S_s - 1)d}; S_s = \frac{\gamma_s}{\gamma_a}$$

Onde:

τ_0 : tensão de arrasto no leito;

γ_s : peso específico do grão;

γ_a : peso específico da água;

g : aceleração da gravidade;

d : diâmetro do grão;

u_* : velocidade de atrito no leito;

ν : viscosidade cinemática da água;

R_* = número de Reynolds do grão, $R_* = \frac{du_*}{\nu}$;

Por estes motivos é apresentada a seguir uma descrição dos sedimentos de fundo no interior da BTS.

O trabalho de LESSA & DIAS (2009) trata profundamente deste tema, onde foram integradas e padronizadas informações pretéritas de diversos autores referentes à caracterização sedimentológica da BTS. A Figura 5.10 explicita as diferentes áreas de estudo abordadas, identificando seus respectivos autores.

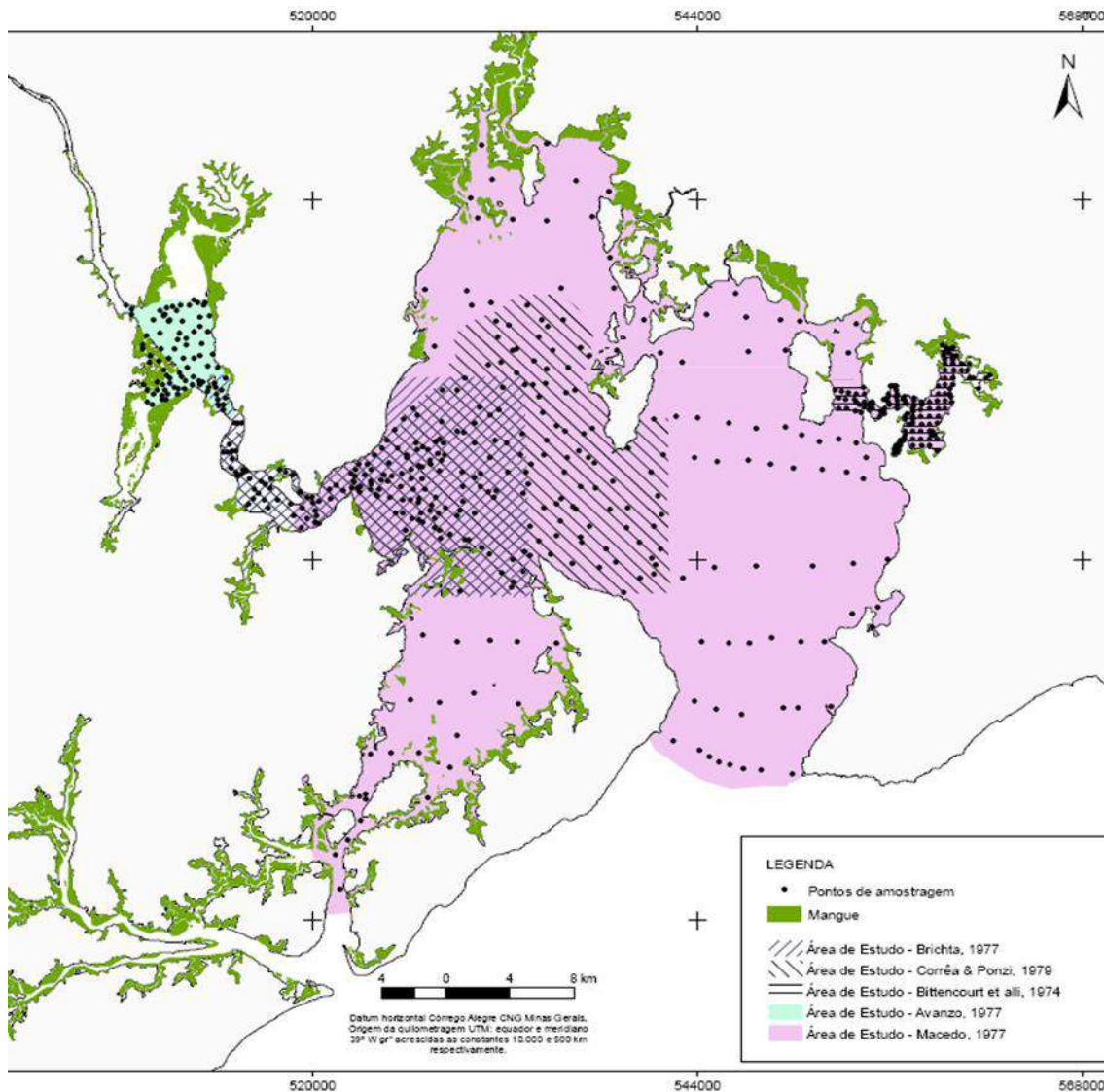


Figura 5.10: Mapa de setorização das áreas abordadas pelos diferentes autores, assim como a localização dos pontos de coleta de sedimentos (Lessa & Dias, 2009).

Dentre as pesquisas realizadas, destacam-se os trabalhos de:

- 1) MACEDO (1977), analisou as 119 amostras coletadas por BITTENCOURT *et al.* (1976), identificou as características texturais e composicionais dos sedimentos superficiais do fundo distribuídos na BTS. Quanto ao nível de energia associado, existem três ambientes de deposição distintos na baía: o primeiro de baixa energia é composto por fácies lamosa, o segundo, de alta energia, fácies de areia quartzosa, e por último, de energia intermediária, fácies mistas - uma mistura de ambos – pois contém diferentes proporções de areia quartzosa, lama e biodetritos;

- 2) BITTENCOURT *et al.* (1974) focou no setor nordeste da BTS, onde fica a Baía de Aratu. Seu conjunto de 135 amostras de sedimentos de fundo, apontou a predominância de material argilo-siltoso com áreas marcadamente argilosas, e áreas de material grosso associados a depósitos de conchas e fragmentos de esqueletos;

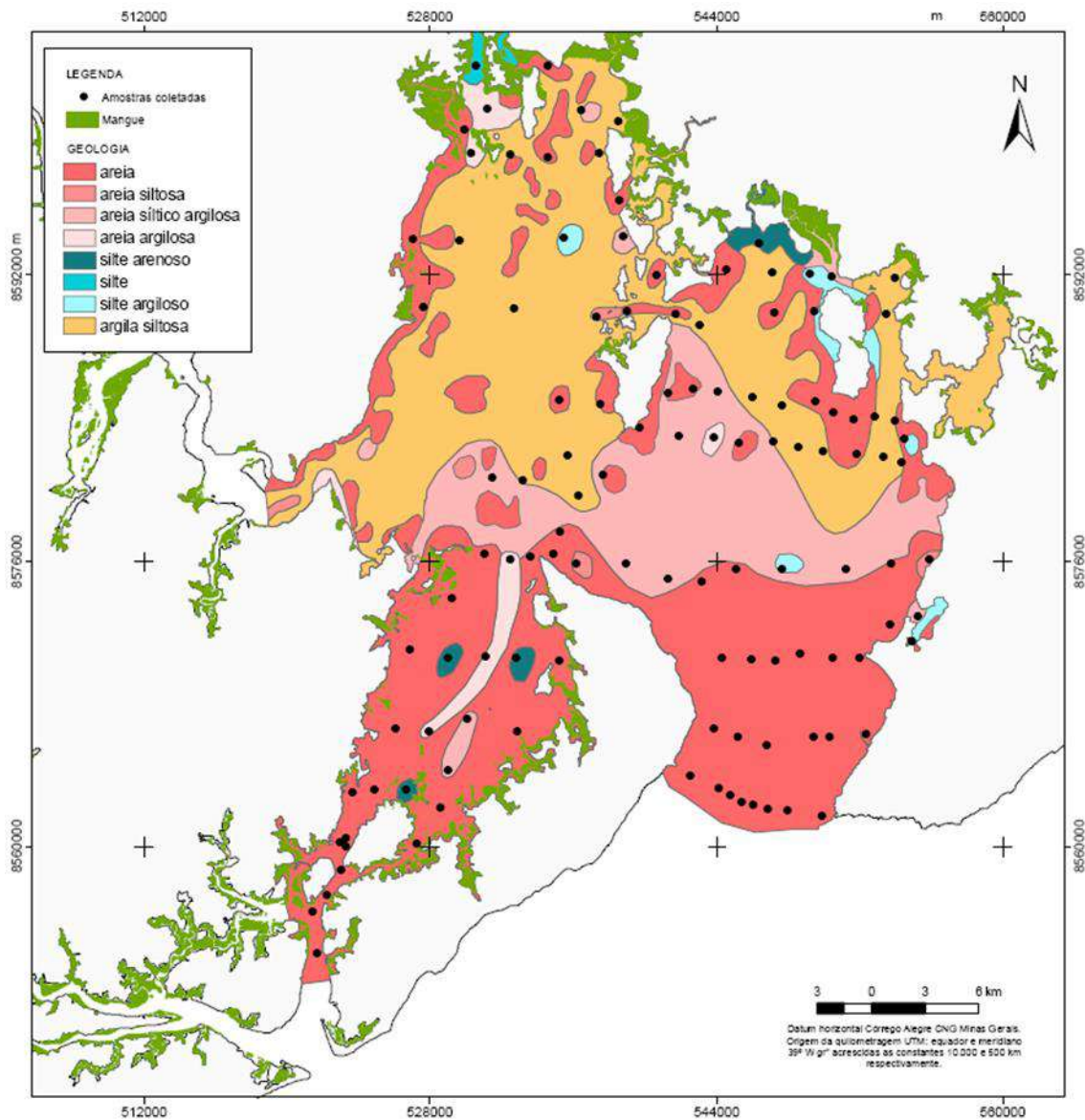


Figura 5.11: Mapa de distribuição textural dos sedimentos de fundo oceânico na BTS adaptado de BITTENCOURT *et al.* (1976).

- 3) BRICHTA (1977) observou a sedimentação no canal de São Roque. Utilizou 72 amostras de sedimentos e propôs a existência de quatro litofácies: arenosa, areno-argilosa e conchífera (próximo às margens) e lamosa (no centro do canal e na foz);

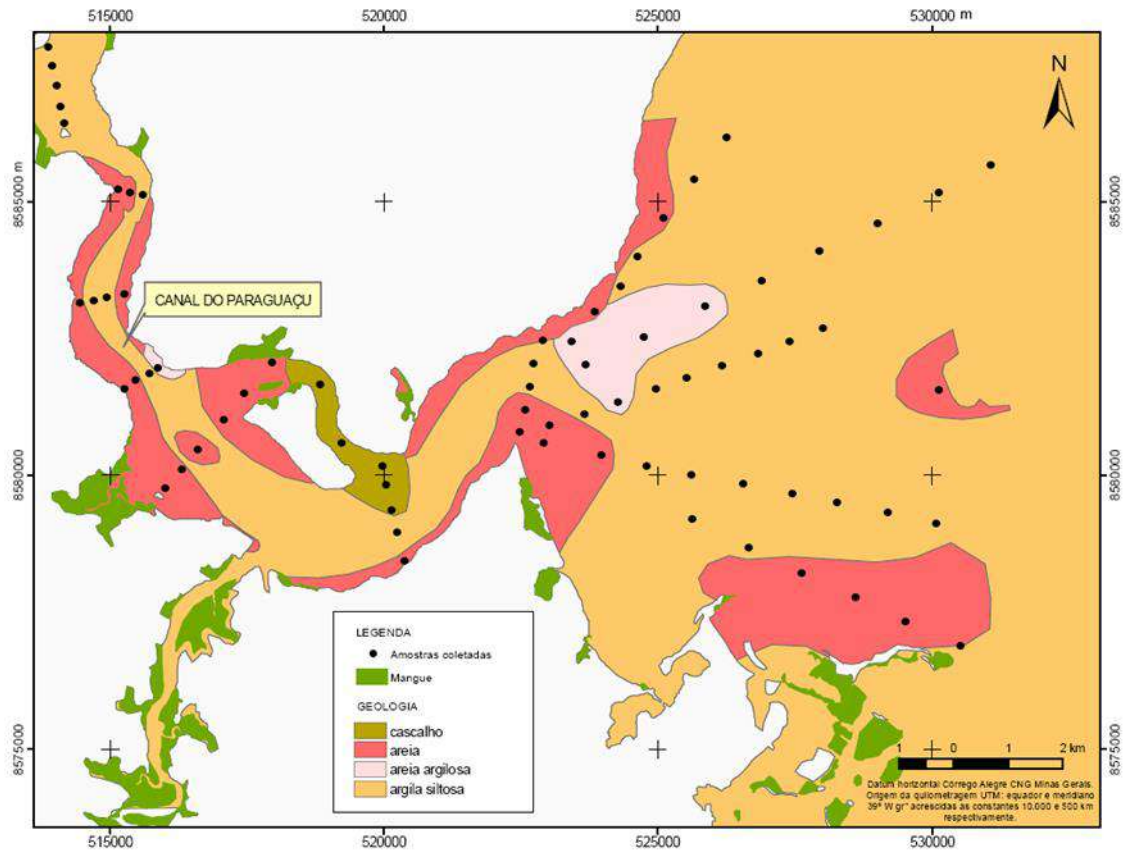


Figura 5.12: Mapa de distribuição textural dos sedimentos de fundo oceânico da BTS adaptado de BRICHTA (1977).

- 4) O trabalho de AVANZO (1977) corrobora o de Brichta (1977). Realizado na Baía de Iguape, próximo a desembocadura do Rio Paraguaçu, definiu a existência de duas grandes regiões compostas por de 8 litofácies: sendo a primeira um ambiente fluvial raso próximo a desembocadura e a segunda, uma planície de maré, constituída por canais profundos.

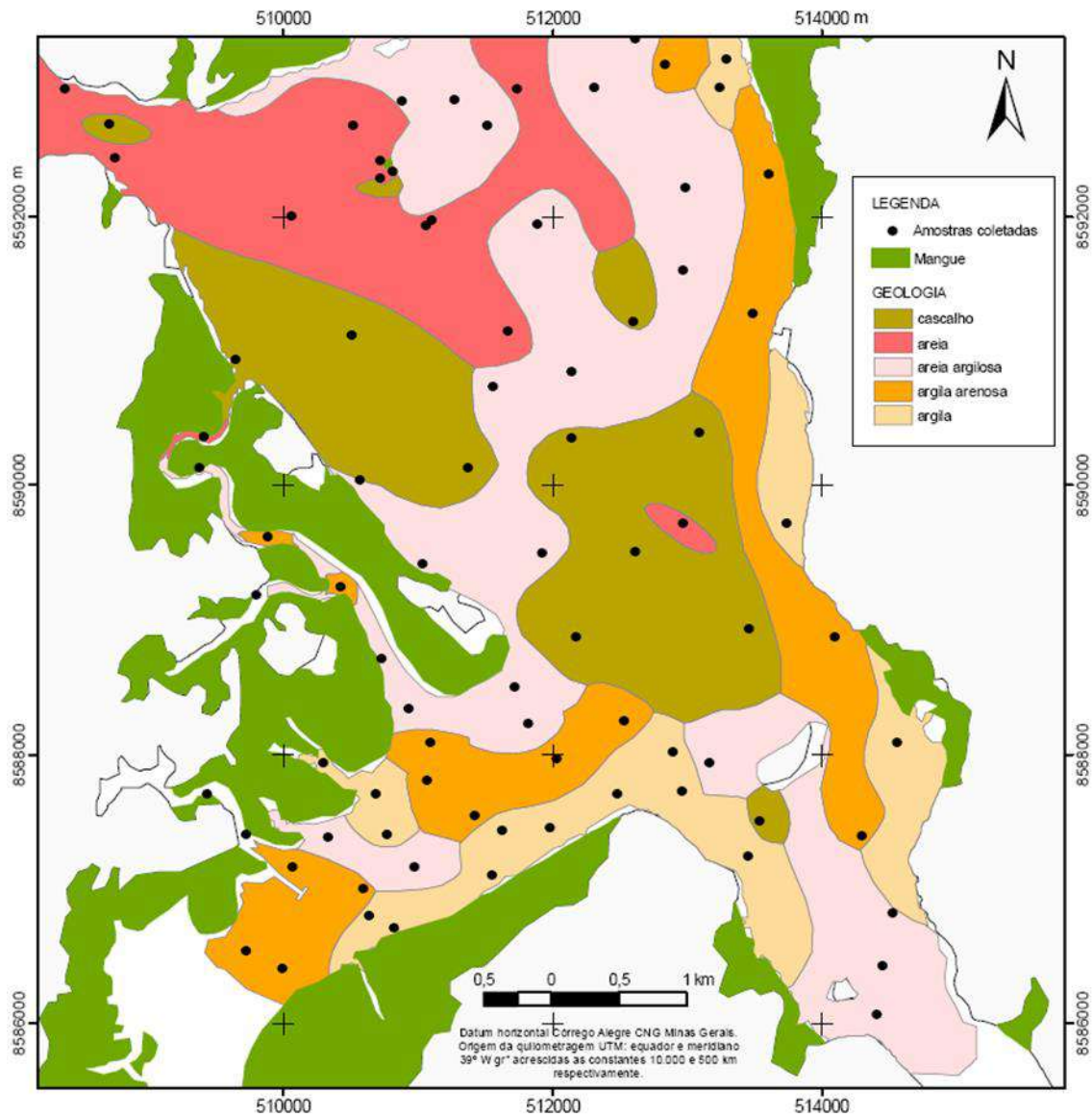


Figura 5.13: Mapa de distribuição textural dos sedimentos de fundo da BTS adaptado de AVANZO (1977).

- 5) CORRÊA & PONZI (1979) analisaram o no setor oeste da BTS, desde a saída do Canal do Paraguaçu até as proximidades da Ilha dos Frades. Com base em 161 amostras, propuseram a existência das fácies cascalho-arenosa, fácies arenosa, fácies areno-lamosa e fácies lamosa.

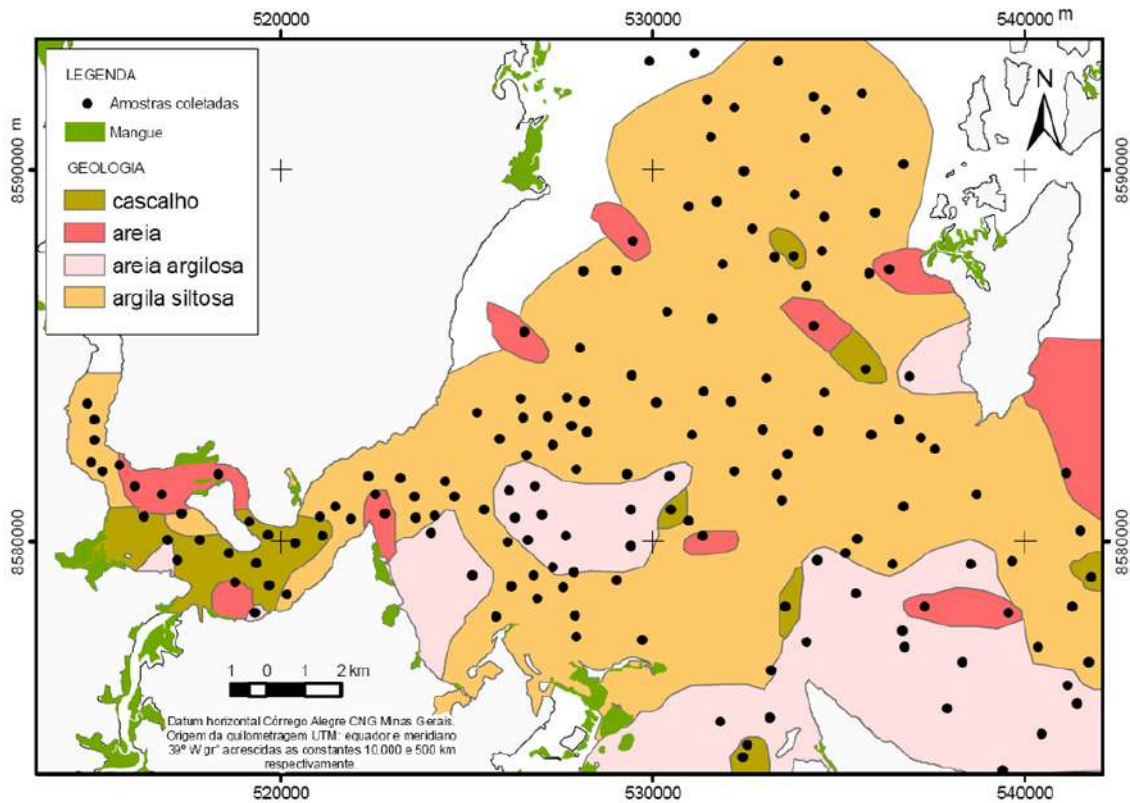


Figura 5.14: Mapa de distribuição textural dos sedimentos de fundo oceânico adaptado de CORRÊA & PONZI (1979).

A Figura 5.15 é uma composição do trabalho de Lessa & Dias (2009) que sintetiza os trabalhos anteriores e dados analisados pelo Laboratório de Dinâmica de Sedimentos Coesivos (LSDC) provenientes do Relatório de Caracterização Sedimentológica da BTS (Gallo & Vinzon, 2015). A classificação textural dos sedimentos superficiais de fundo da BTS que varia desde argila à areia muito grossa. Nas entradas Norte e Sul da BTS observa-se areia média à areia muito grossa, assim como numa região localizada atrás da Ilha de Itaparica, na desembocadura do Rio Paraguaçu, ao longo da margem ocidental do Canal de Itaparica e nos arredores da Ilha de Maré. Pode-se visualizar também essa classe de sedimentos em zonas dispersas na parte central do interior da BTS. A porção Nordeste, onde fica a Baía de Aratu tem predominância de sedimentos lamosos, assim como na porção Noroeste, onde se situa o Canal do Rio Paraguaçu e a Baía de Iguape. Já as areias finas a muito finas ocorrem principalmente ao longo do Canal de Itaparica, de forma contínua na porção central da baía e ao longo da margem noroeste do Canal do Rio Paraguaçu.

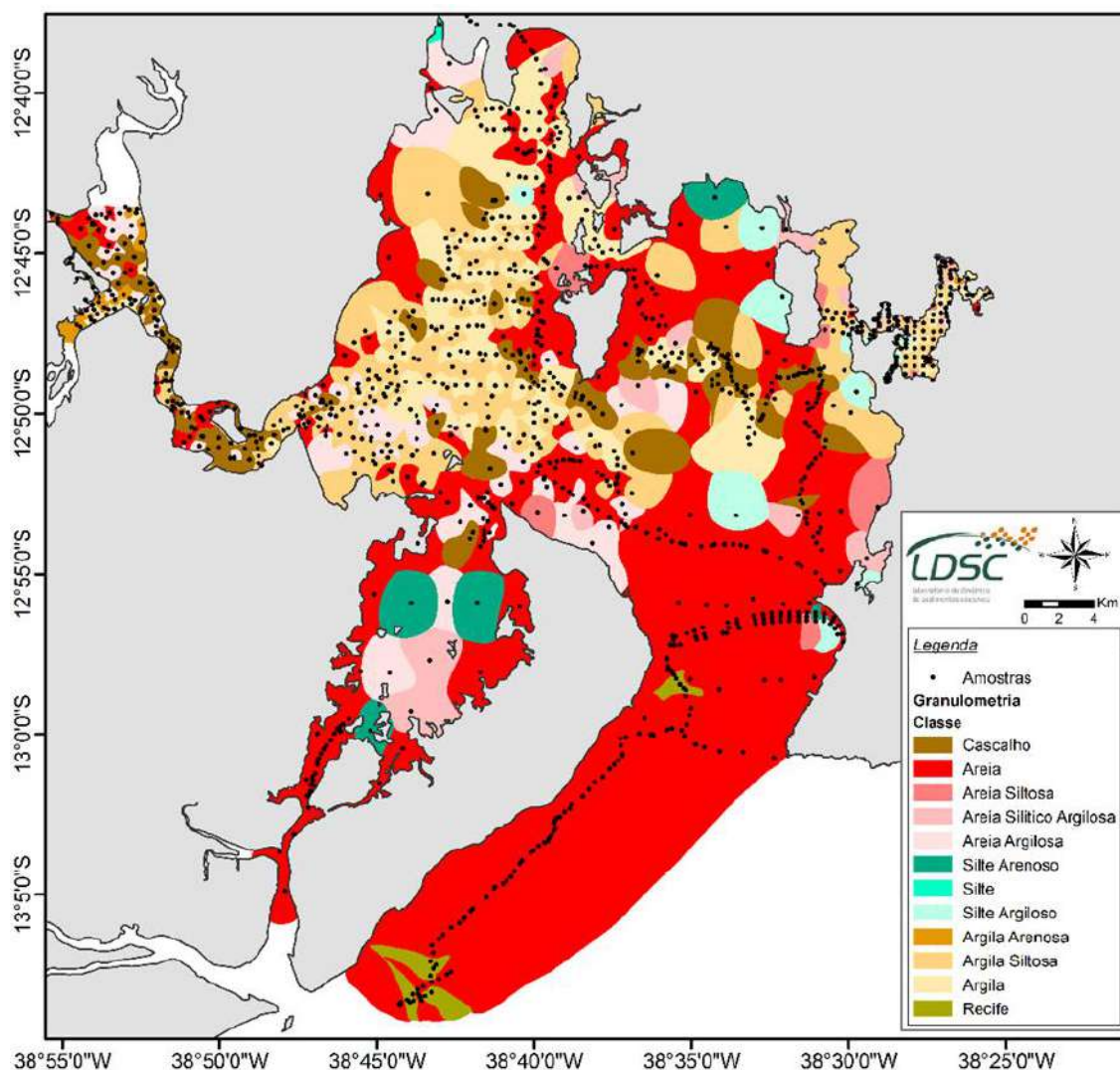


Figura 5.15: Mapa faciológico interpolado segundo a classificação Shepard, incluindo as amostras analisadas no projeto e nos trabalhos citados anteriormente (Gallo & Vinzon, 2015).

6. ESTUDO DE CASO

Para o experimento numérico desse estudo foram executados os modelos hidro-sedimentológicos 2DH e 3D, com acoplamento dinâmico entre os modelos de Geração de Ondas (MGO) e de transporte de sedimentos (MTS).

O modelo rodou considerando registros de marés com efeitos meteorológicos devidamente calibrados para o Porto de Salvador, vazões médias nos principais rios afluentes e nos pontos de lançamento de águas servidas, com padrões de ventos usuais para o período, e curva granulométrica pertinente aos diferentes setores do domínio de modelagem. Para análise de correntes residuais lagrangeanas, a partir dos resultados dos cenários, também foi elaborado um Modelo de Transporte Lagrangeano.

As diferentes modelagens implementadas obtêm valores de níveis, campos de correntes, evolução morfológica de fundo, entre outros resultados, fornecendo base de comparação entre os cenários.

O processo de configuração desses modelos envolveu procedimentos tais como: construção da grade numérica, modelagem digital do terreno, aquisição de dados de entrada referente às forçantes analisadas, calibração e validação do experimento. Tais etapas, assim como o conjunto de dados ambientes que foram empregados, e as condicionantes prescritas no modelo hidrodinâmico são detalhadamente descritas neste capítulo.

6.1 Modelagem Digital do Terreno

A modelagem digital do terreno consiste em determinar a região de estudo, definindo a escala de interesse do modelo, sua geometria, margens, entre outros. O domínio de modelagem (Figura 6.1) compreende a baía de Todos os Santos e região oceânica adjacente (cerca de 20 km) até profundidades em torno de 800 m. É importante estender o domínio além da zona de interesse, afastada de possíveis interferências das condições prescritas em fronteiras abertas visando a melhor representação da circulação estuarina.

6.1.1 Mapa Base

A delimitação dos contornos da região de estudos foi feita a partir de digitalização de imagem de satélite do Google Earth, na qual foram demarcados os contornos de terra e mar, e posteriormente representados com auxílio do programa Surfer. As coordenadas foram projetadas em UTM (WGS-84) e foi confeccionado o mapa base do domínio, apresentado na Figura 6.1 do item seguinte, juntamente com a malha de discretização.

6.1.2 Malha de Discretização

A Figura 6.1 mostra o domínio de modelagem da Baía de Todos os Santos com a malha de discretização em elementos finitos quadráticos. No canto inferior da figura há um quadro que resume os dados gerais da malha. A área do domínio foi discretizada por uma pilha de 11 malhas de elementos finitos quadráticos. Na vista de topo apresentada, cada cruzamento de linhas da malha representa uma coluna d'água dividida em 11 níveis, totalizando 88792 pontos de cálculo.

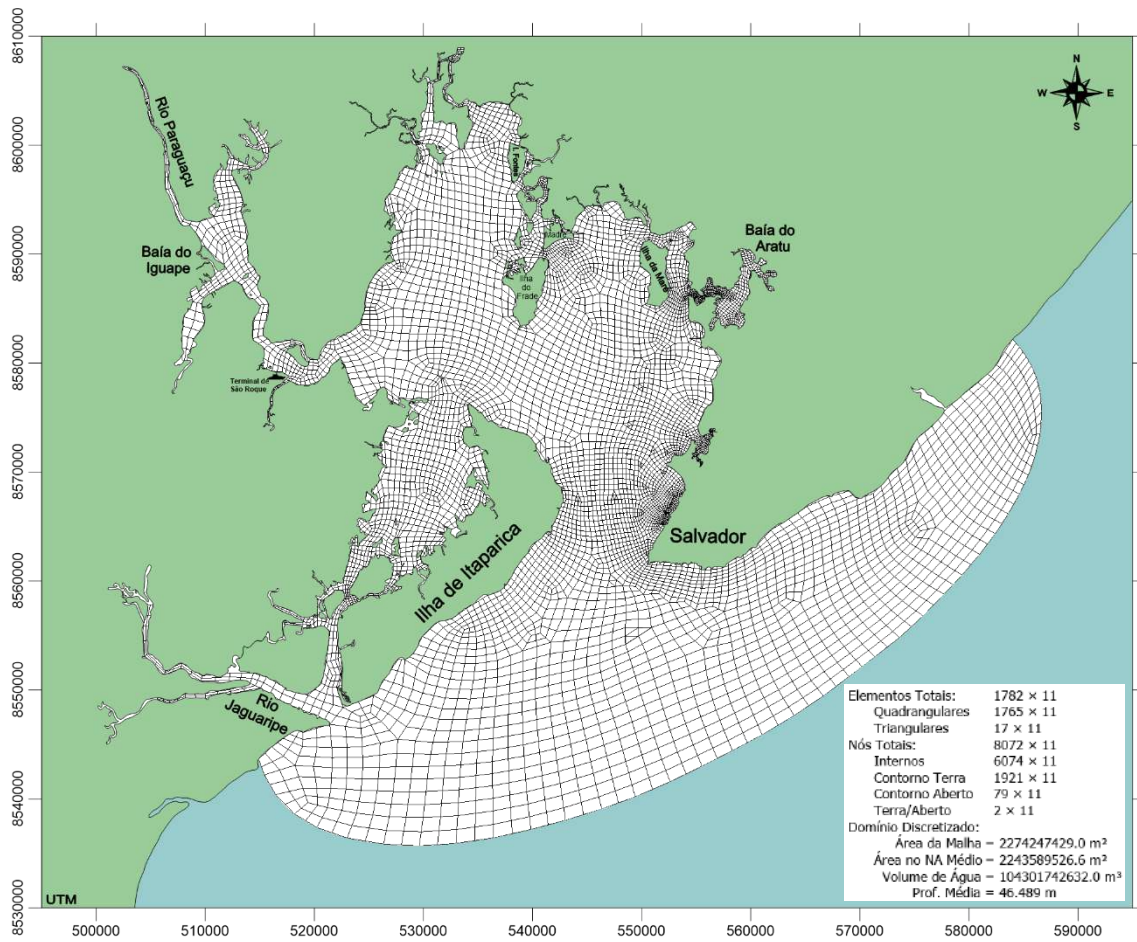


Figura 6.1: Mapa da Baía de Todos os Santos mostrando vista superior de pilha de 11 malhas de elementos finitos superpostas para discretização 3D do domínio de interesse. O quadro no canto inferior esquerdo resume dados da malha. Cada cruzamento de linhas da malha representa uma coluna de água discretizada em 11 níveis na vertical.

6.2 Batimetria e Linha de Orla

Para linha de orla foram usadas imagens georeferenciadas do Google Earth, por serem mais atuais do que as disponíveis em Cartas Náuticas.

Os dados batimétricos foram obtidos a partir da digitalização de Cartas Náuticas do Centro de Hidrografia da Marinha (CHM), através da Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN), e levantamentos hidrográficos realizados pela mesma. Estes dados se encontram disponíveis na Internet e foram fornecidos pela Fundação Coppetec, a respeito do Projeto PENO18126_1. Segue a listagem das cartas, sendo as três primeiras de maior relevância:

- Carta Náutica nº 1101 – Proximidades do Porto de Salvador
- Carta Náutica nº 1102 – Porto de Salvador

- Carta Náutica nº 1110– Baía de Todos os Santos
- Carta Náutica nº 1103 – Baía de Aratu e Adjacências do Rio Itariri a Ilhéus
- Carta Náutica nº 1104 – Baía de Todos os Santos parte Nordeste (Figura 6.2)
- Carta Náutica nº 1105 – Porto de Madre De Deus
- Carta Náutica nº 1108 – Baía de Todos os Santos Porto de São Roque e Proximidades

O nível de referência (NR) adotado é o mesmo considerado pela carta náutica 1108. Em tal carta o plano de cota zero corresponde ao nível da mais baixa baixa-mar de sizígia. O nível médio do mar referido a tal NR tem cota +1,25 m.

O datum horizontal adotado foi o WGS-84 - UTM Zona 24S, com projeção Universal Transversa de Mercator. Este conjunto de dados foi inserido no modelo hidrodinâmico e suas profundidades foram interpoladas através do método kriging.

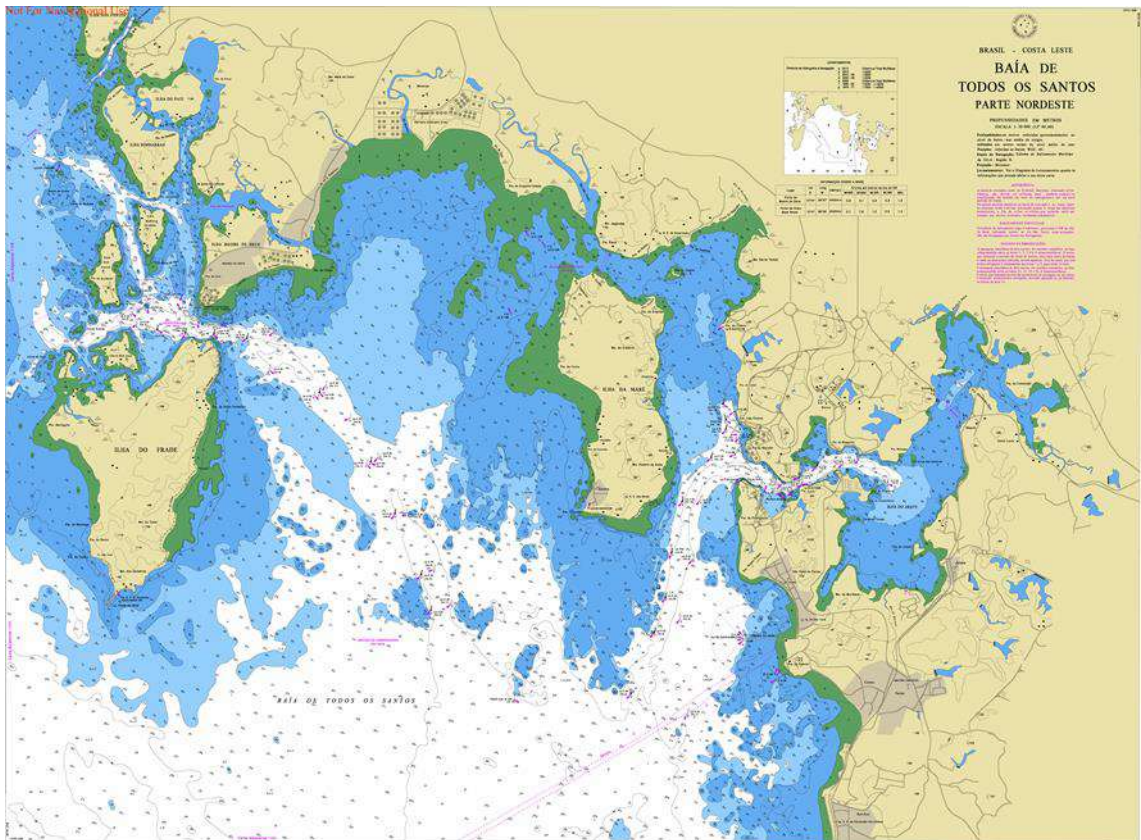


Figura 6.2: Imagem da Carta Náutica nº 1104 – Baía de Todos os Santos setor Nordeste.

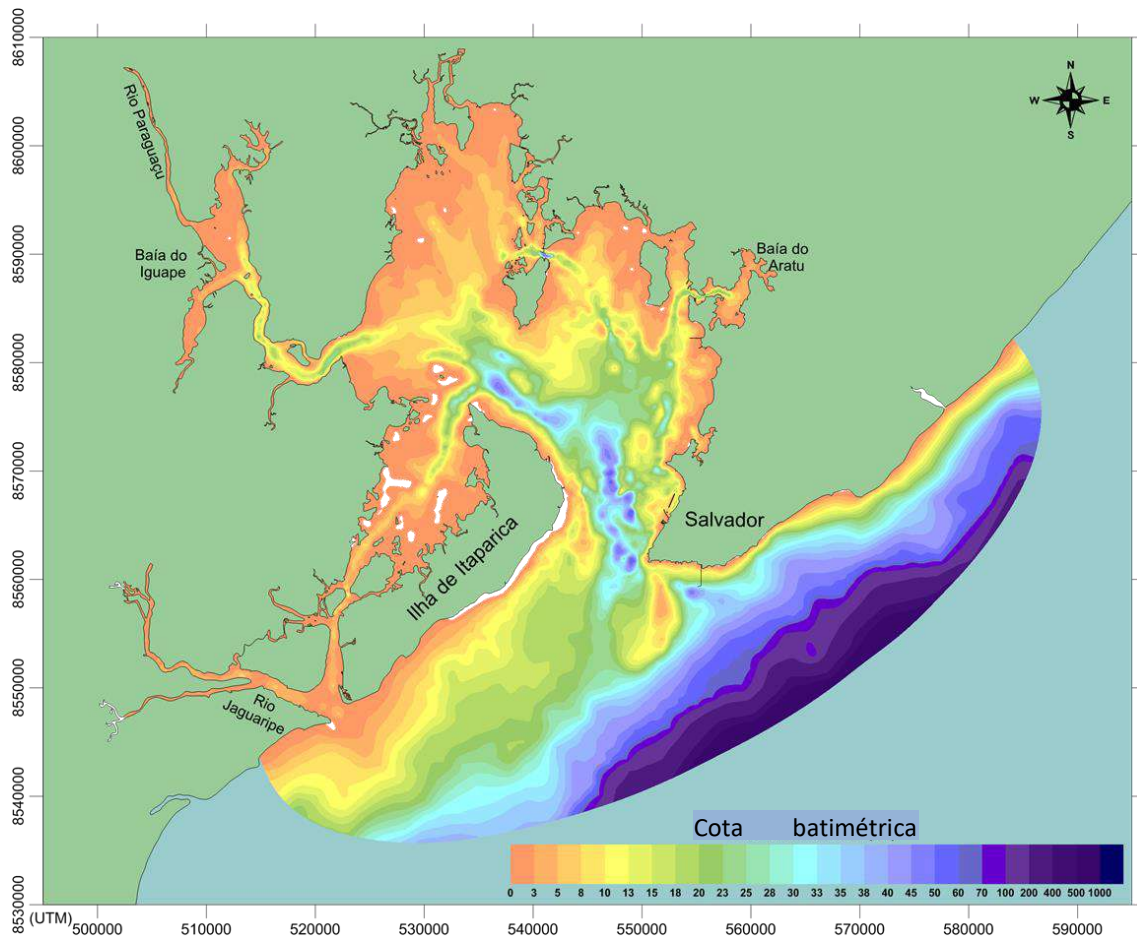


Figura 6.3: Mapa de batimetria e linhas de costa da Baía de Todos os Santos. As zonas em branco são regiões não hidrografada com cotas abaixo do NR. Tais locais tiveram cotas batimétricas estimadas variando de 0m a -2m . Lembra-se que a cota batimétrica é o negativo da cota altimétrica.

6.3 Níveis d'água devido às Marés

Na Tabela 3 são apresentadas as componentes harmônicas adotadas na fronteira aberta do MH, segundo medições de campo obtidas no relatório de Rosman (2015D) para o Porto de Salvador – SA. Nela são descritos os nomes das constantes harmônicas, suas respectivas amplitudes (em metros) e fases locais em (radianos). Na Figura 7-5 a maré modelada para o Porto de Salvador, observa-se que, a maré na BTS é marcada-mente semidiurna com pequenas desigualdades.

Tabela 7: Características das constantes harmônicas utilizadas nas simulações, onde o valor de NMM indica o nível médio do mar aplicado.

Constante	Período (seg)	Amplitude (m)	Fase (grau)
Mm	2380713.365	0.0167	242.7
MSf	1275721.423	0.0081	271.2
alpha1	104661.599	0.0014	228.5
2Q1	100822.401	0.0030	215.1
Q1	96726.084	0.0202	202.0
O1	92949.630	0.0622	120.4
K1	86164.091	0.0415	202.5
OO1	80301.867	0.0031	208.0
mu2	46338.327	0.0249	252.2
N2	45570.054	0.1291	94.4
M2	44714.164	0.6933	102.5
L2	43889.833	0.0269	96.7
S2	43200.000	0.2593	117.4
MO3	30190.691	0.0026	198.3
M3	29809.443	0.0082	100.9
MK3	29437.704	0.0006	125.4
SK3	28773.740	0.0032	215.6
MN4	22569.026	0.0049	119.9
M4	22357.082	0.0118	170.2
MS4	21972.021	0.0052	264.2
S4	21600.000	0.0020	238.6
2MK5	17751.169	0.0009	101.2
2MN6	14998.622	0.0017	357.7
M6	14904.721	0.0028	288.8
2MS6	14732.595	0.0029	205.4
M8	11178.541	0.0003	210.9

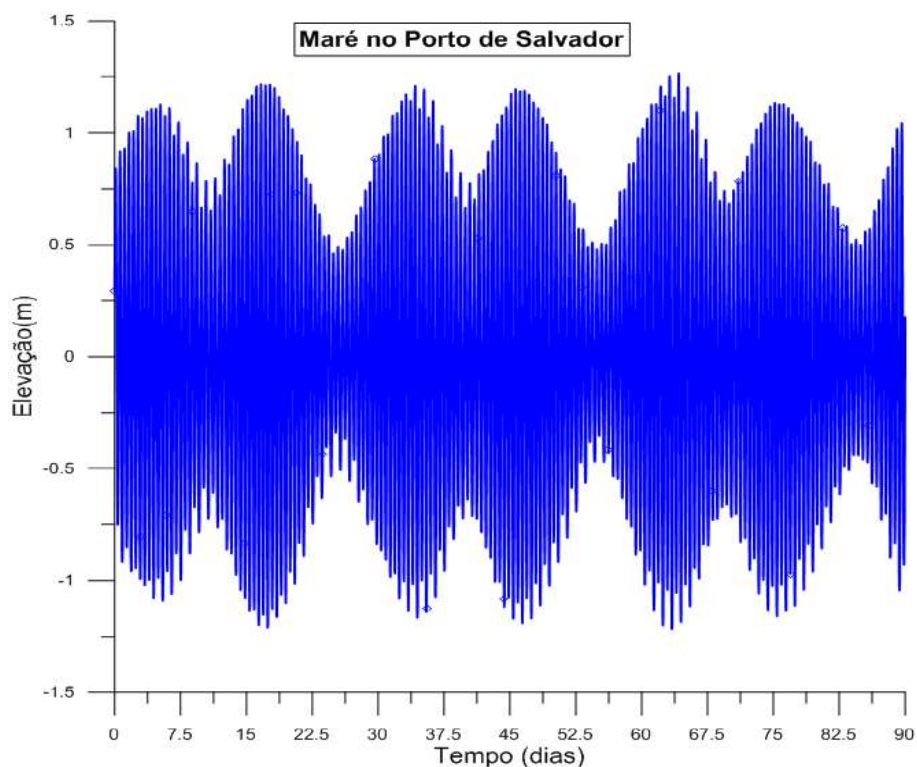


Figura 6.4: Elevação de maré modelada para Estação do Porto de Salvador para os meses de maio, junho e julho de 2015.

A curva de maré é composta por suas componentes astronômicas e meteorológicas. A maré meteorológica resulta de alguma perturbação no nível médio do mar, que pode ser produzida por fatores tais como: diferença de gradiente de pressão atmosférica, ação do vento que empilha água na costa devido ao efeito de Coriolis, alteração da batimetria local, entre outros. Segundo Pugh (1987), esse fenômeno é determinado por:

$$S(t) = x(t) - z_0 - \eta(t) = 0$$

A maré meteorológica da BTS tem uma amplitude de cerca de 0.1 m, sendo muito pequena em relação à variação de nível na BTS. Apesar disso, condição de contorno não seria adequada sem ela, já que a água ficaria aprisionada (pulsando) dentro da baía. A inserção desse fenômeno possibilita a representação de correntes costeiras, que alteram a dinâmica dentro da BTS.

6.4 Descargas Fluviais

As contribuições fluviais mais relevantes do domínio de modelagem provêm do Rio Paraguaçu, do Rio Jaguaripe, do Rio Subaé, e de pequenos cursos d'água periféricos - Da Dona, São Paulo, Acupe, Dão João, Paramirim, Mataripe e Caípe - que desaguam na Baía de Todos os Santos. As vazões dos rios foram prescritas através de médias mensais baseadas em séries temporais de estações fluviométricas da Agência Nacional de Águas (ANA). A Baía de Todos os Santos recebe uma descarga total resultante de 80 m³/s, sendo que, segundo Lima & Lessa (2002) mais de 90% deste valor está associado ao Rio Paraguaçu. Ainda assim, em termos de circulação hidrodinâmica, a influência dos rios é pouco relevante frente às vazões de maré, com exceção de alguns trechos finais de estuários de rios afluentes, por isso a BTS é considerada verticalmente homogênea e seu escoamento barotrópico, conforme explicitado no teste de sensibilidade subitem 3.2. Por esse motivo os cursos d'água com bacias menores, e, por conseguinte, vazões muito pequenas, foram desconsiderados na modelagem. Os principais afluentes da BTS e suas respectivas vazões médias consideradas são indicados no mapa da Figura 6.5.

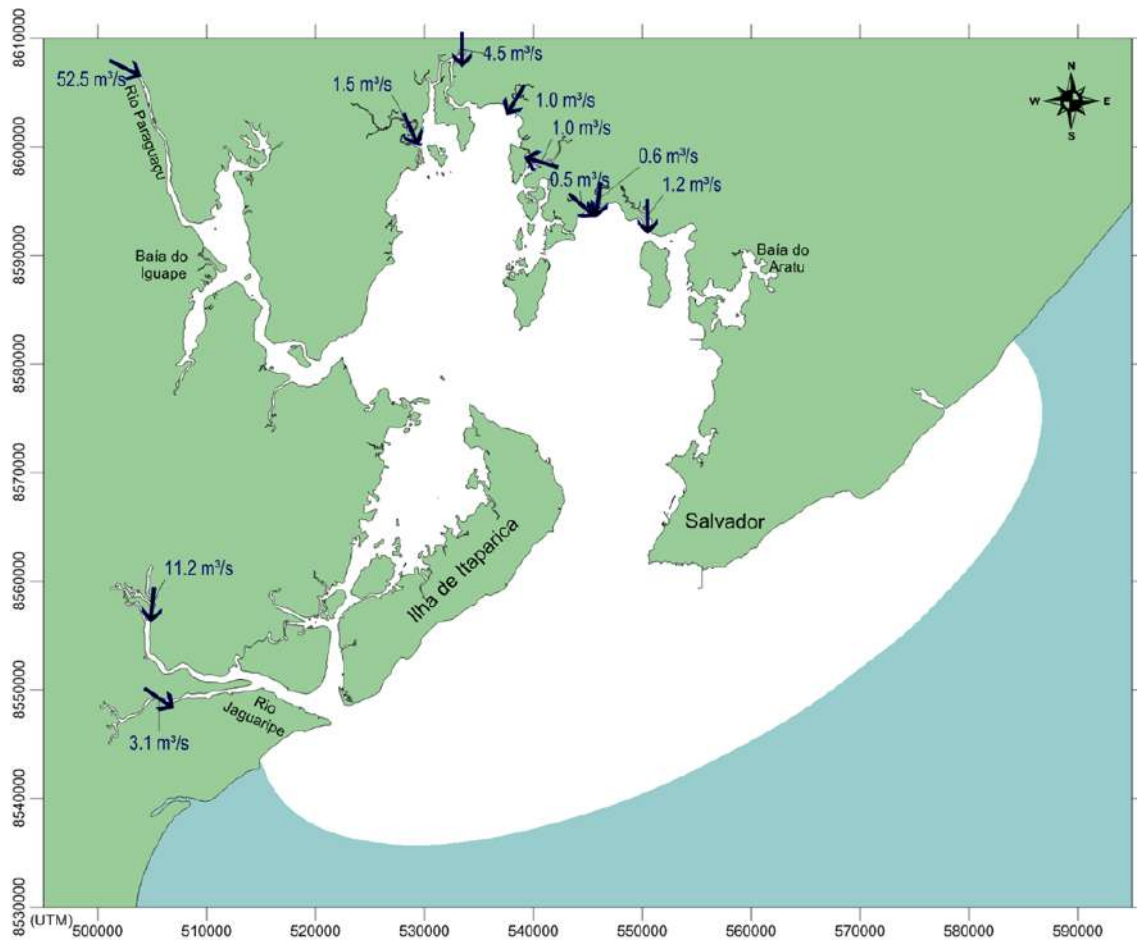


Figura 6.5: Mapa indicando valores de descargas fluviais mensais prescritas nas fronteiras do domínio de modelagem.

Os valores são então inseridos no modelo, com sinal negativo e, configurados como tipo nó 6 ou 9, sob forma de vazão nodal. Para obter esta vazão nodal (q_2), adotou-se o seguinte tipo de cálculo: A vazão fluvial (Q) - v. Figura 6.5- é dividida pela largura da seção transversal do rio (L) e multiplicada por 1.5, será igual a vazão no nó central (q_2).

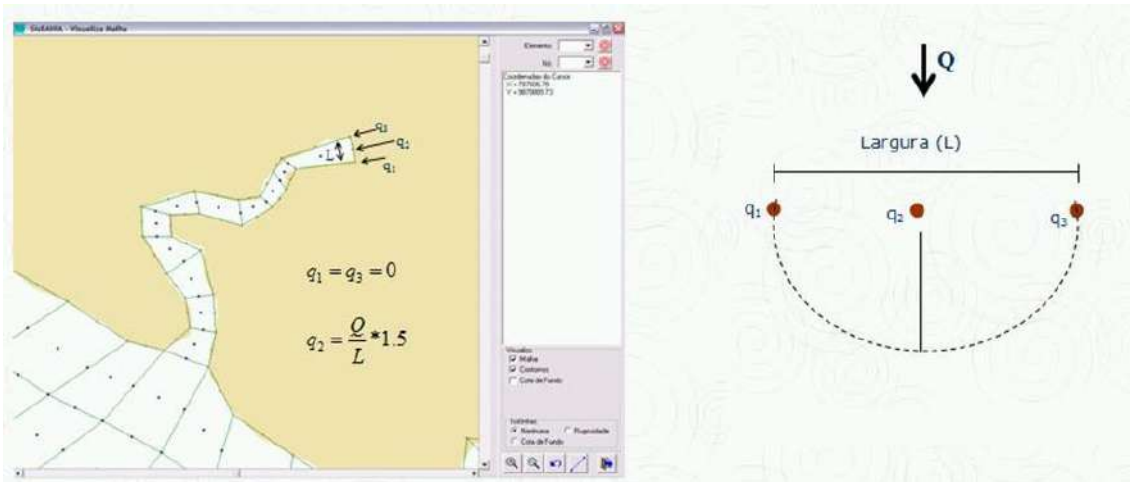


Figura 6.6: Malha com um elemento definindo a seção do rio com equação da vazão nodal. (Fonte: Manual do Usuário do SisBaHiA disponível em <http://www.sisbahia.coppe.ufrj.br/ManualSisbahia.htm>).

6.5 Rugosidade Equivalente de Fundo

A tensão de atrito de fundo depende do parâmetro de rugosidade equivalente de fundo, que é dado em função da granulometria dos sedimentos, forma do relevo do assoalho oceânico, e a ação das ondas (caso haja no corpo hídrico estudado).

No presente trabalho foram adotados valores de amplitude de rugosidade equivalente do fundo (ϵ) apresentados no trabalho de Lessa & Dias (2009), devidamente calibradas e validadas para a região de estudo conforme a metodologia descrita no mesmo e com base na rugosidade fornecida pela Referência Técnica do SisBaHiA[®] (ROSMAN, 2014) - v. Tabela 8 – Amplitude da rugosidade equivalente do fundo (ϵ), adotada nas simulações computacionais. Adaptado da Tabela 1 da Referência Técnica do SisBaHiA[®] (www.sisbahia.coppe.ufrj.br). A Figura 6.7 apresenta o mapa de rugosidade interpolada para toda a região de domínio, observa-se que quanto maiores os valores mais rugosos são os fundos correspondentes.

Tabela 8 – Amplitude da rugosidade equivalente do fundo (ϵ), adotada nas simulações computacionais. Adaptado da Tabela 1 da Referência Técnica do SisBaHiA® (www.sisbahia.coppe.ufrj.br)

Tipo de Sedimento de Fundo Predominante	Ordem de amplitude da ϵ (m)
Siltes	0,0001 - 0,0100
Areia Fina	0,0070 - 0,0150
Areia Média	0,0100 - 0,0300
Areia Grossa	0,0250 - 0,0500
Areia Muito Grossa	0,0400 - 0,0800
Areia e Cascalho	0,0500 - 0,1200
Sedimentos com vegetação (e.g. mangue)	0,0500 - 0,1500

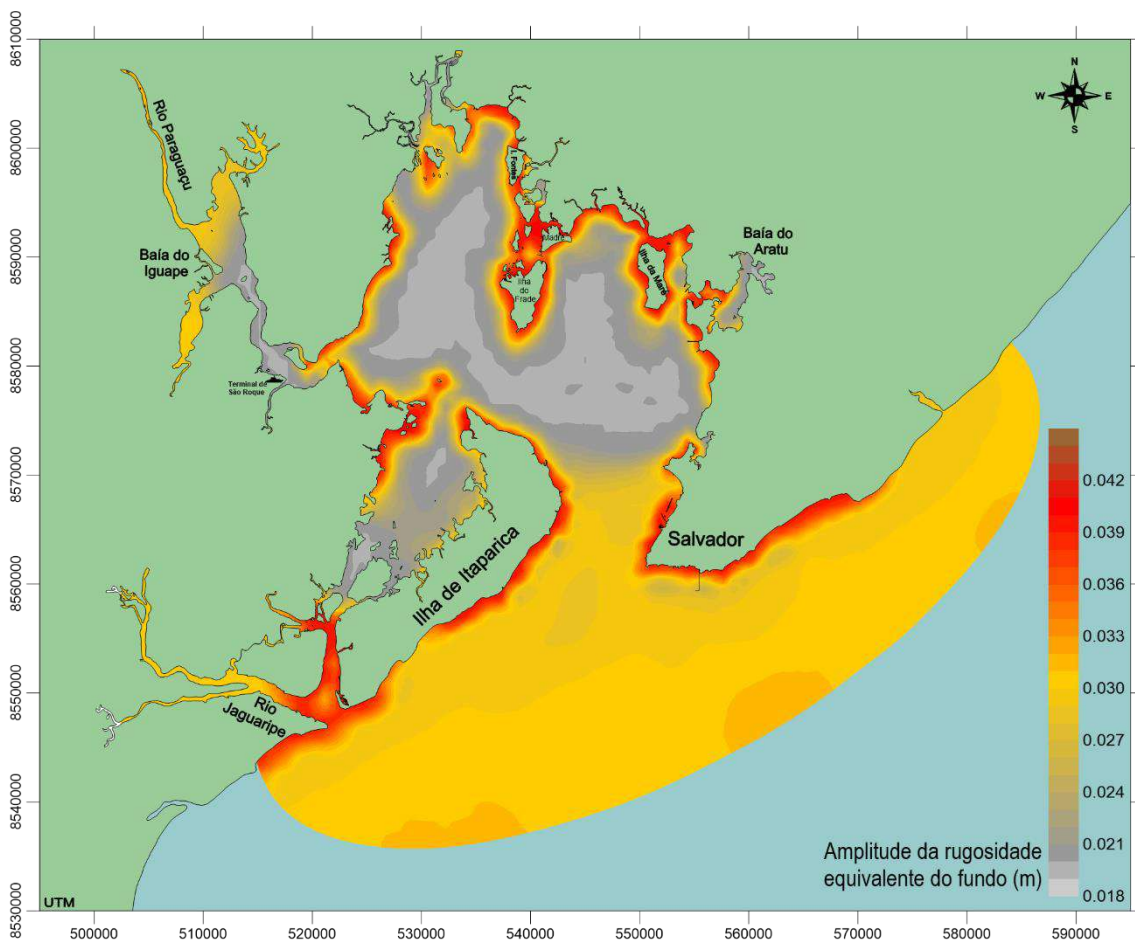


Figura 6.7: Mapa de isolinhas de amplitudes de rugosidade equivalente do fundo calibradas para a Baía de Todos os Santos, Salvador - BA.

6.6 Padrão de Vento

Os dados de vento do modelo hidrodinâmico foram obtidos em campo, provenientes de campanhas vinculadas ao projeto *Análises e levantamentos hidro-*

sedimentológicos visando ao projeto da ponte entre Salvador e a Ilha de Itaparica, BA. Estão dados são disponibilizados no *Relatório de Medições de Ventos, Correntes e Ondas - Parte A* (Rosman, 2015D), onde são descritos em maior detalhe. Tais medições foram realizadas em três estações: Amaralina (M1), Ilha de Itaparica (M2) e Ilha do Frade (M3), com 20 minutos de intervalo de tempo de medição. O mapa O mapa de localização das estações se encontra na Figura 6.11. Estes dados são inseridos no modelo e interpolados para o restante do domínio.

O modo de vento executado no SisBaHiA[®] foi o “variável e variado em N Estações”, ou seja, trata-se de uma série de dados, com vetores de direção e de intensidade ao longo de um determinado período, para um número N de estações. O vento atuante no domínio é uma composição dos ventos medidos nas N estações ao longo desse período. O conjunto de dados de vento está padronizado a uma altitude de 10 metros, referenciado ao Norte verdadeiro e abrange o período de 01/05/2015 a 31/07/2015.

O vento mais intenso foi registrado na Ilha de Itaparica (M2) chegou a 13.05 m/s, proveniente da direção 137.08°, no dia 15/06/2015, às 12:20 h. No entanto, a velocidade típica do vento oscila em torno de 4 m/s, sendo os ventos mais frequentes provenientes de ESE e ESSE. Os mapas ilustrativos das velocidades e direções de vento gerados pelo modelo.

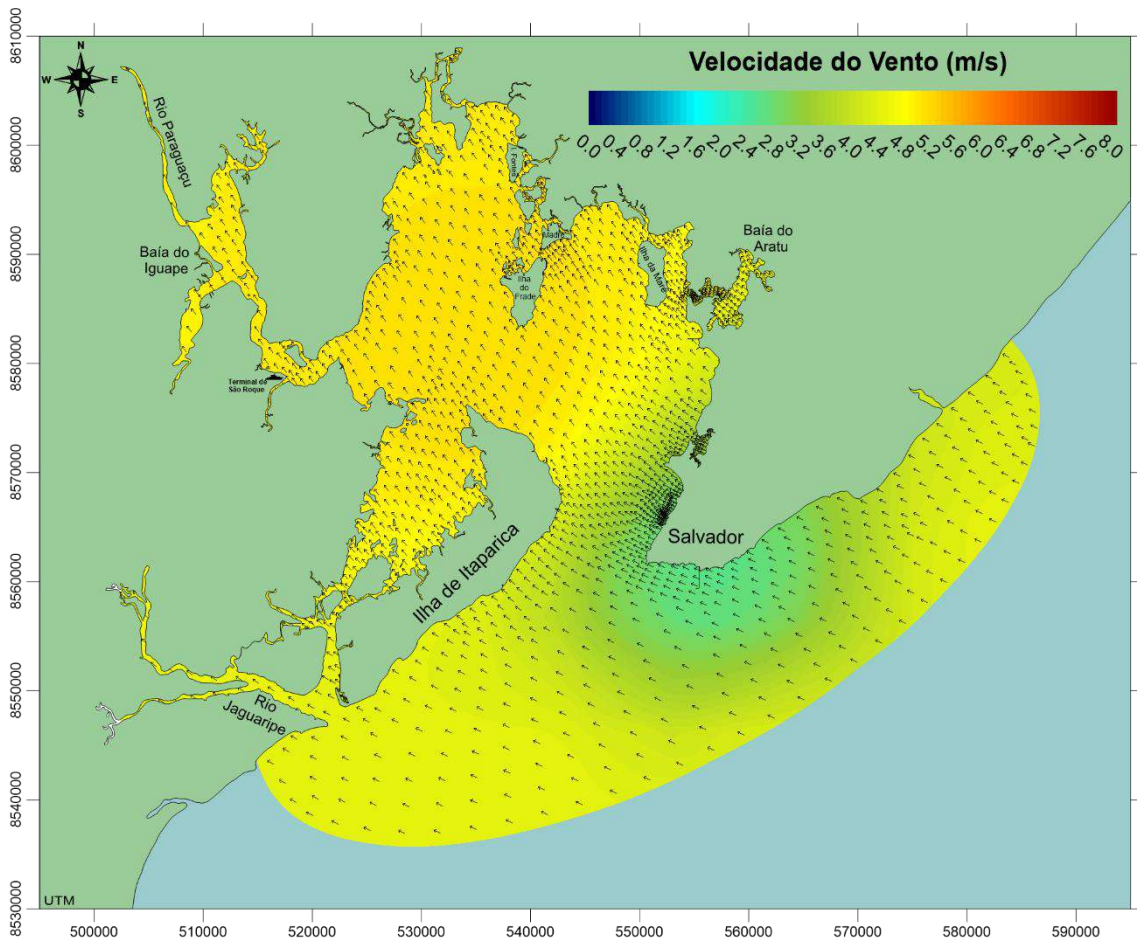


Figura 6.8: Mapa de velocidade (m/s) e direção (ângulo X) do vento gerado no modelo hidrodinâmico de maio a julho de 2015.

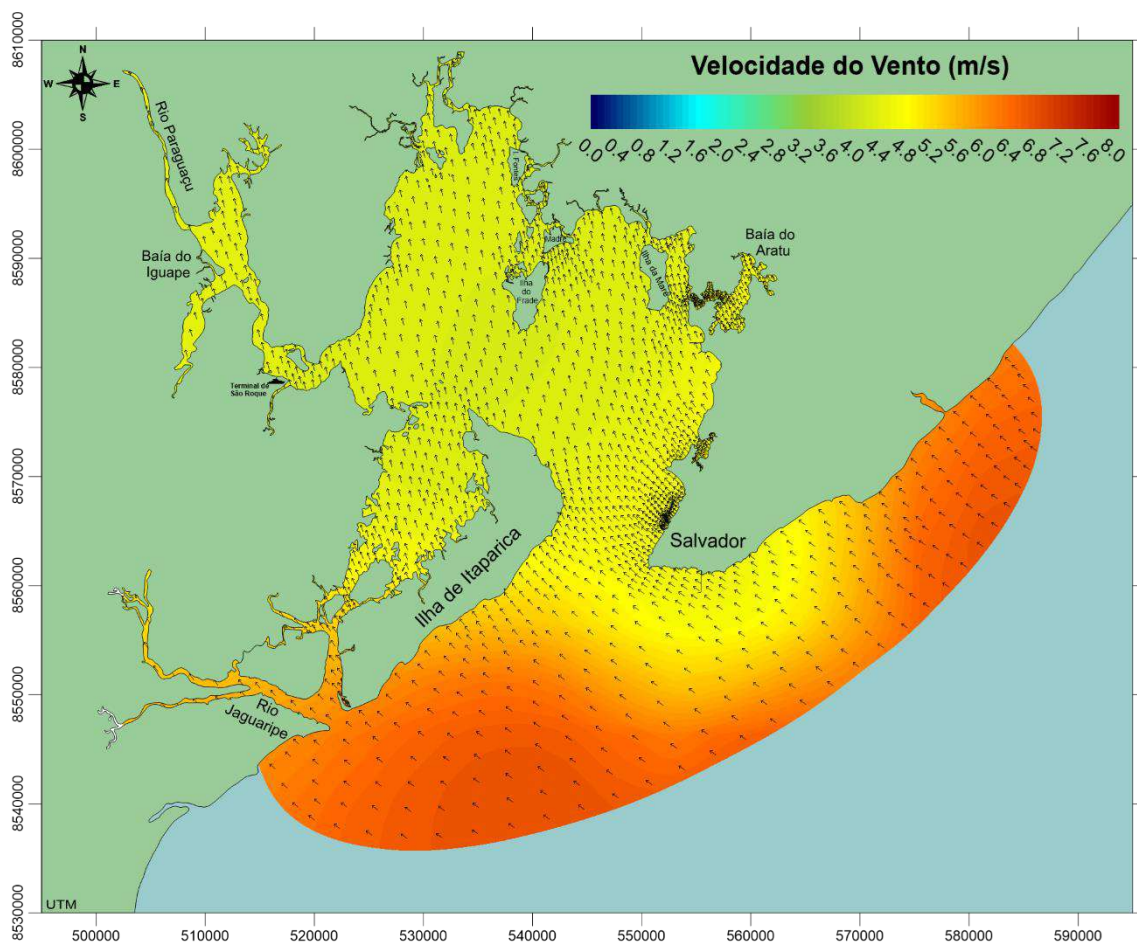


Figura 6.9: Mapa de velocidade (m/s) e direção (ângulo X) do vento gerado no modelo hidrodinâmico de maio a julho de 2015.

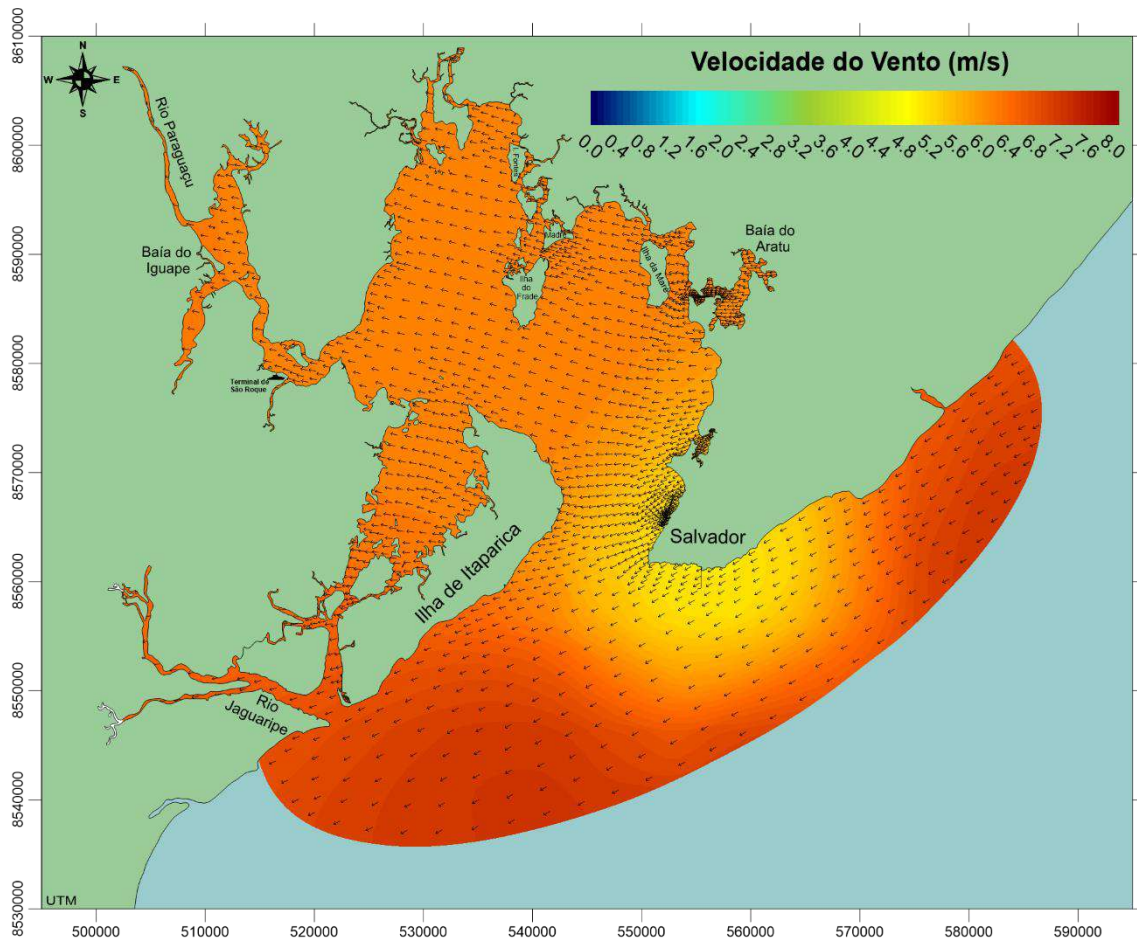


Figura 6.10: Mapa de velocidade (m/s) e direção (ângulo X) do vento gerado no modelo hidrodinâmico de maio a julho de 2015.

6.7 Calibração do Modelo Hidrodinâmico 2DH

A respeito da calibração e validação do modelo será seguida a metodologia de Rosman (2017) “Capítulo 9 - Sobre calibração e validação de modelos” na Referência Técnica do SisBaHiA[®]; e também Capítulo 1 (pp. 1-161) do livro Métodos Numéricos em Recursos Hídricos 5, *Um Sistema Computacional de Hidrodinâmica Ambiental* pela Associação Brasileira de Recursos Hídricos.

A complexidade do modelo 3D, apesar de vantajosa, dificulta sua calibração. Como seu modelo matemático depende diretamente dos resultados do modelo 2DH, foi considerada satisfatória a calibração e validação apenas do modelo bidimensional.

A escassez de dados medidos *in situ* inviabilizou a calibração do Modelo de geração de ondas, porém as alturas e períodos de ondas estimados são condizentes com o esperado na região de aplicação do estudo.

6.7.1 Dados Utilizados

O conjunto de dados de níveis de maré, correntes e ventos aqui utilizados, são provenientes de campanhas vinculadas ao projeto *Análises e levantamentos hidro-sedimentológicos visando ao projeto da ponte entre Salvador e a Ilha de Itaparica, BA* e disponibilizados no R13C - *Relatório de Medições de Ventos, Correntes e Ondas - Parte A*, e no R6 - *Relatório de Medições Maregráficas Equinócio - Março de 2015*, onde são descritos em maior detalhe. A Tabela 6 apresenta os dados que foram medidos e suas respectivas estações, assim como os equipamentos utilizados nas medições e as instituições responsáveis pelas mesmas.

Tabela 9: Localização das estações e respectivos dados monitorados nas campanhas realizadas entre Novembro/2014 e Janeiro/2015.

Localização	Estação	Dado	Instrumento	Operador
Capitania dos Portos	N1	Marés	Radar	IBGE
São Roque	N5	Marés	Valeport TideMaster	COPPE/UFRJ
Amaralina	M1	Ventos	Campbell Scientific CR1000	COPPE/UFRJ
Ilha de Itaparica	M2	Ventos	Campbell Scientific CR10X, CR200X	COPPE/UFRJ
Ilha do Frade	M3	Ventos	Campbell Scientific CR10X	COPPE/UFRJ
Externa à BTS	A1	Correntes, Ondas e Marés	TRDI WavesArray 600 kHz	COPPE/UFRJ
Interna à BTS	A2	Correntes, Ondas e Marés	TRDI WavesArray 600 kHz	COPPE/UFRJ
Centro da BTS	A3	Correntes e Marés	Sontek Argonaut XR 750 kHz	IGEO/UFBA

Os dados de vento foram medidos nas estações M1, M2 e M3, instaladas respectivamente na Praia de Amaralina, ao norte da Ilha de Itaparica e ao sul da Ilha do

Frade. As medições de ondas e correntes nas estações A1, A2 (canal de entrada da BTS) e A3 (entre a Ilha de Itaparica e a Ilha do Frade). Os dados da estação A1 - na parte exterior da BTS - foram usados para gerar condições de contorno nas fronteiras abertas, enquanto os dados das estações internas - N1 e N5 - foram base para calibração do modelo. Para facilitar a visualização das calibrações, os dados medidos são apresentados de forma conjunta aos resultados dos modelos nas suas respectivas seções de Calibração de Níveis d'água e Calibração de Correntes.

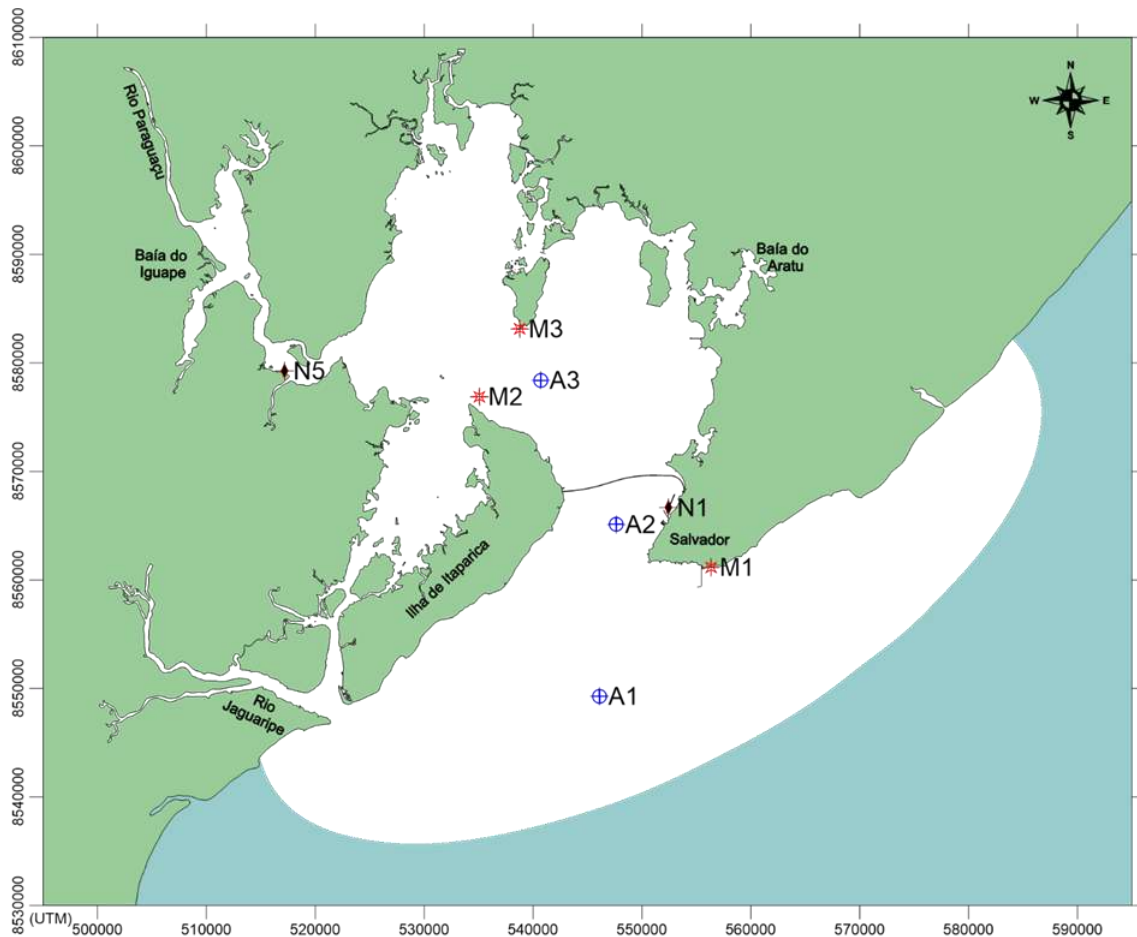


Figura 6.11: Localização de estações de medição dos dados utilizados para calibração do modelo hidrodinâmico (R13A - *Relatório de Medições de Ventos, Correntes e Ondas - Parte A*).

A série temporal das medições de correntes 1, A2 e A3 abrange todo o mês de novembro de 2014. As velocidades do escoamento 2DH representam valores médios na vertical, que são obtidas através da promediação de medições em profundidades entre 20% e 80 % da coluna de água média (H_{med}). A Tabela 10 apresenta os valores de profundidades mínimas e máximas para cada medição de correntes, assim como o intervalo de medição e H_{med} adotados, em suas respectivas estações.

Tabela 10: Intervalos de nível, profundidade da coluna d'água e *Hmed* onde foi realizada a medição para cada estação.

Localização	Estação	Intervalo de Nível de Medição (m)	Profundidades da coluna d'água média (m)	<i>Hmed</i> (m)
Externa à BTS	A1	1	7-26	32.7
Interna à BTS	A2	1	6-22	28
Centro da BTS	A3	3	7-25	29.5

Os gráficos abaixo apresentam os dados de ventos medidos durante o mês de novembro na Estação M1 – localizado na parte externa da BTS, e estações M2 e M3 – no interior da BTS. As estações foram escolhidas de maneira a melhor representar o campo de ventos em todo o domínio, devido às significativas diferenças entre regimes de vento em costa aberta e protegida. O sentido indica de onde o vento de vem, a partir do Norte verdadeiro, na altura de 10 metros acima do NMM.

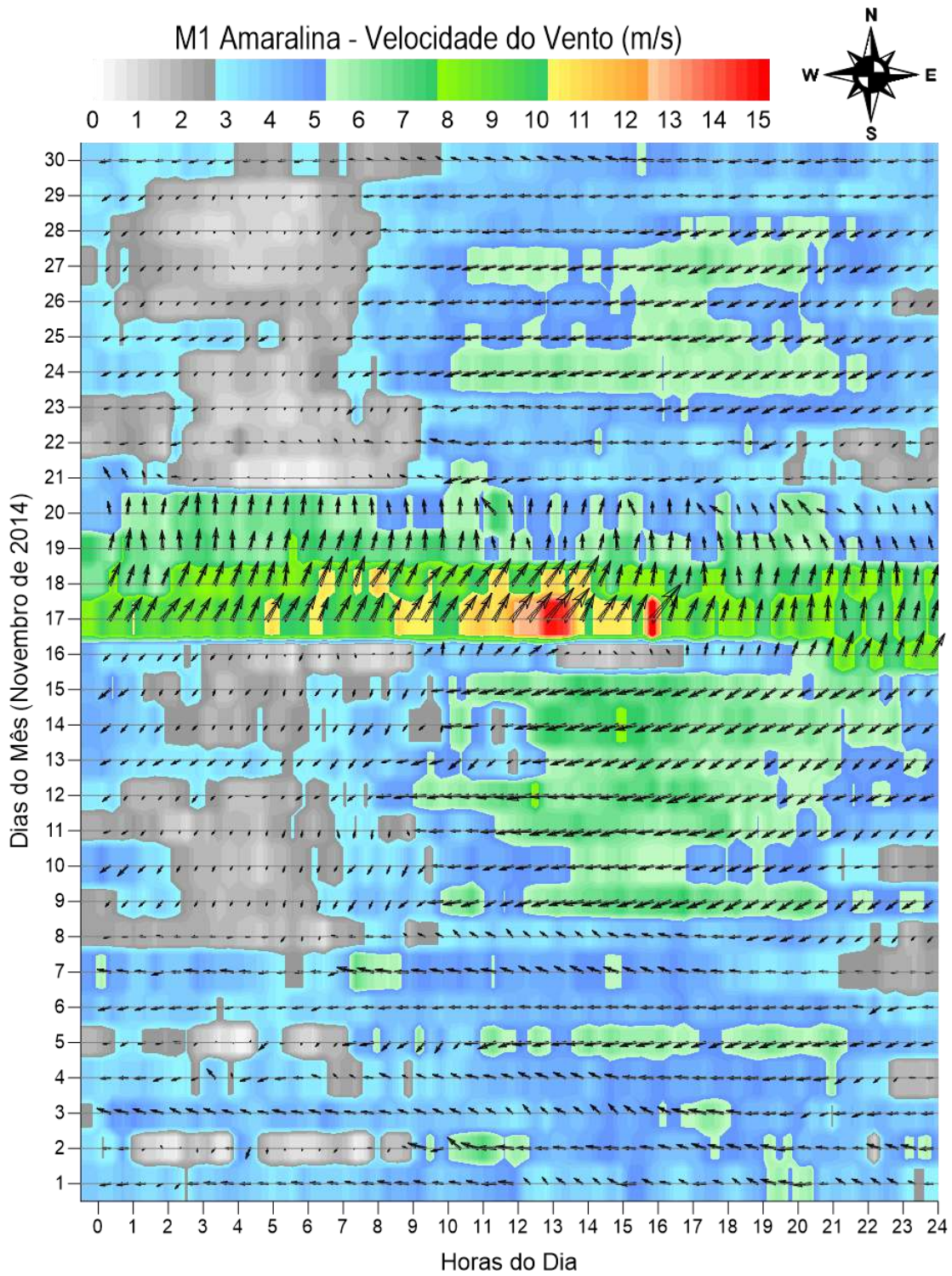


Figura 6.12: Série temporal de vetores de vento medidos durante o mês de novembro de 2014 na estação M1 (v. Figura 6.11). Fonte: Rosman, 2015D.

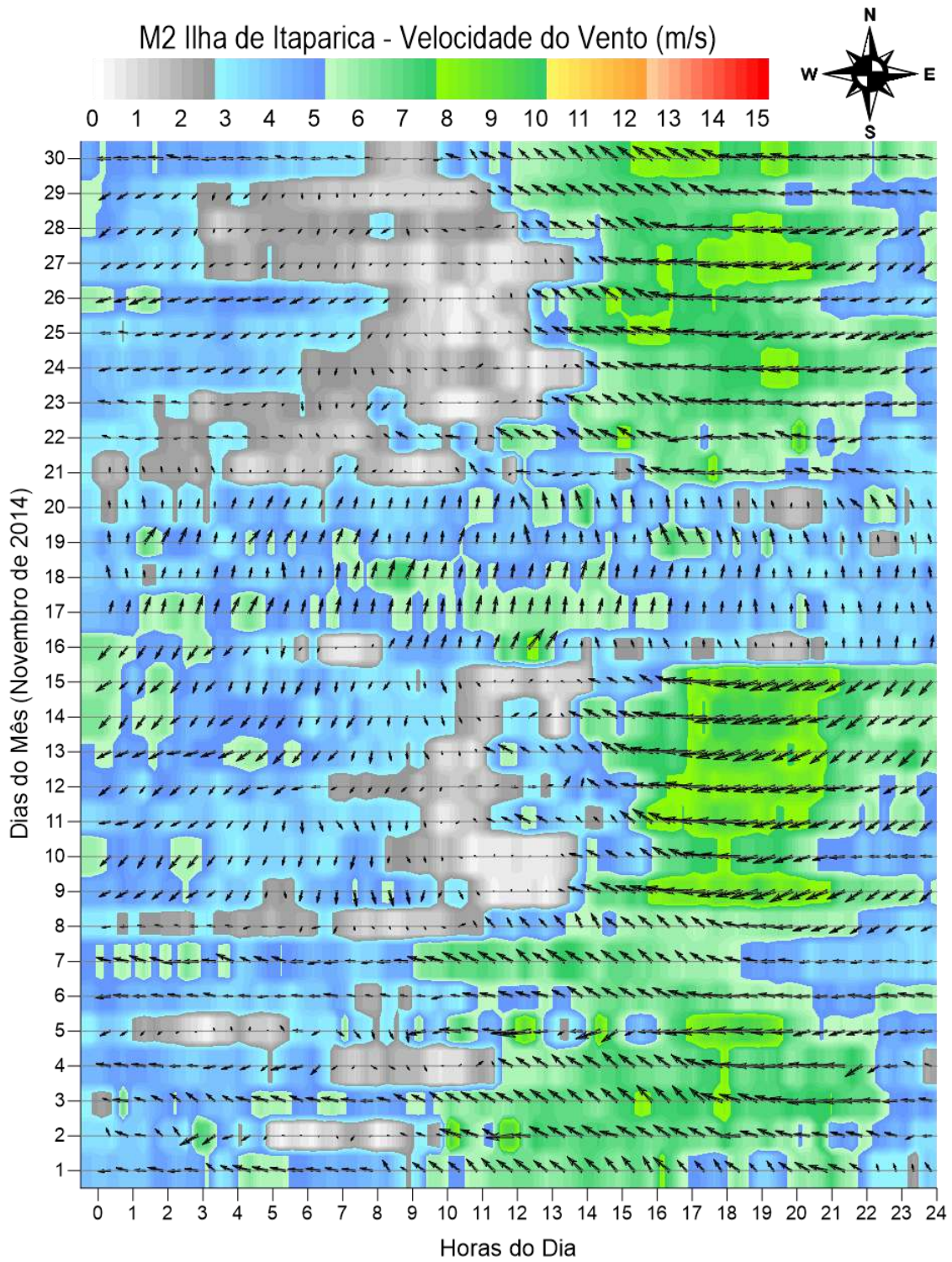


Figura 6.13: Série temporal de vetores de vento medidos durante o mês de novembro de 2014 na estação M2 (v. Figura 6.11). Fonte: Rosman, 2015D.

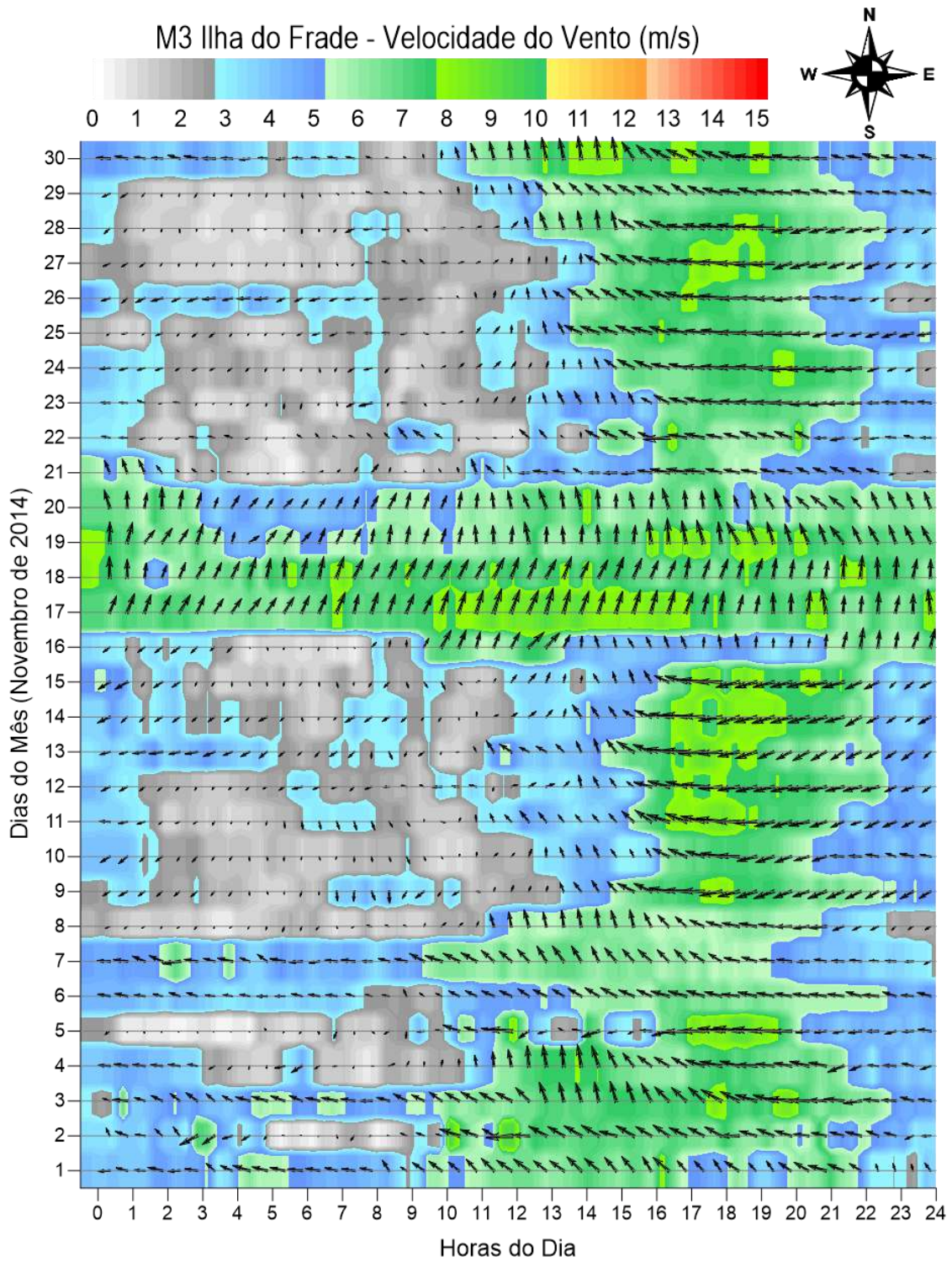


Figura 6.14: Série temporal de vetores de vento medidos durante o mês de novembro de 2014 na estação M2 (v. Figura 6.11). Fonte: Rosman, 2015D.

6.7.2 Calibração de Níveis d'água

A primeira parte do processo de calibração foi realizada com os resultados dos níveis d'água. É recomendado inserir condições de contorno em domínios que têm fronteira aberta com o oceano bastante extensa, como no caso da Baía de Todos os Santos, que é de 80 km. Isto porque os nós localizados nas extremidades da fronteira aberta apresentam uma defasagem em segundos de um ponto ao outro, cerca de 220 segundos. Observa-se a diferença de fase na imagem abaixo, onde a onda de maré é adiantada em SW e atrasada em NE. Adotam-se as medições na estação A1 (fora da BTS) como base para inferir os valores das condicionantes prescritas nos nós da fronteira aberta. Os resultados dessa simulação de maré foram calibrados em relação as estações maregráficas de Morro de São Paulo e Garcia d'Ávila.

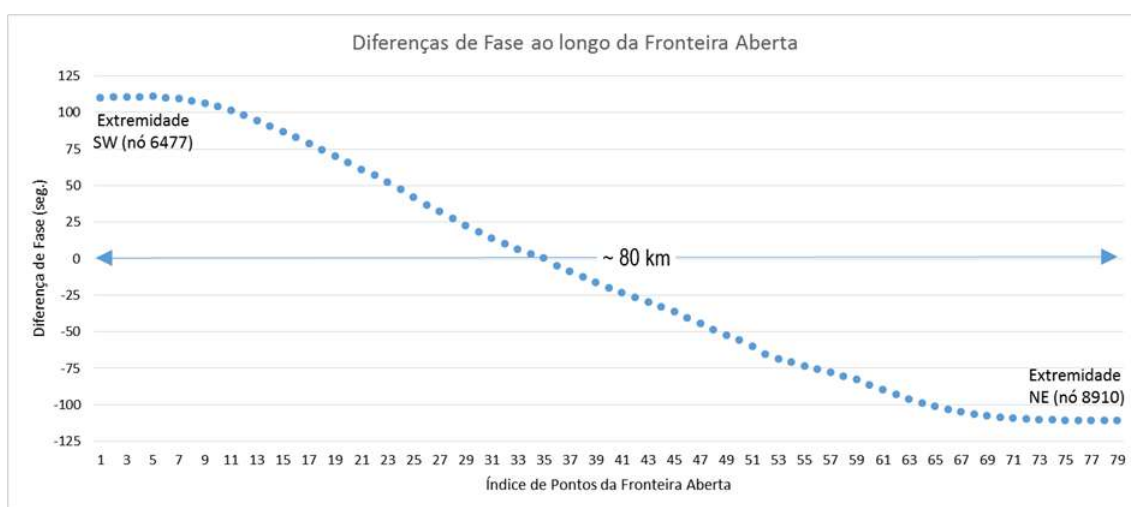


Figura 6.15: Diferenças de fase de maré entre nós localizados nos extremos de Sudoeste e Nordeste da fronteira aberta do modelo. Fonte: Rosman, 2015D.

Na segunda parte da calibração são prescritas diferenças de nível médio do mar (NMM) forçadas por agentes meteorológicos, especialmente ventos. A Figura mostra os níveis prescritos nas extremidades da fronteira aberta (SW e NE) e inclui curva com a diferença de NMM ao longo dos 30 dias de simulação em Novembro de 2014. Nota-se que tanto as diferenças de fase quanto as diferenças de NMM são de ordem de grandeza bastante pequena em relação às magnitudes das curvas de maré dos nós das extremidades.

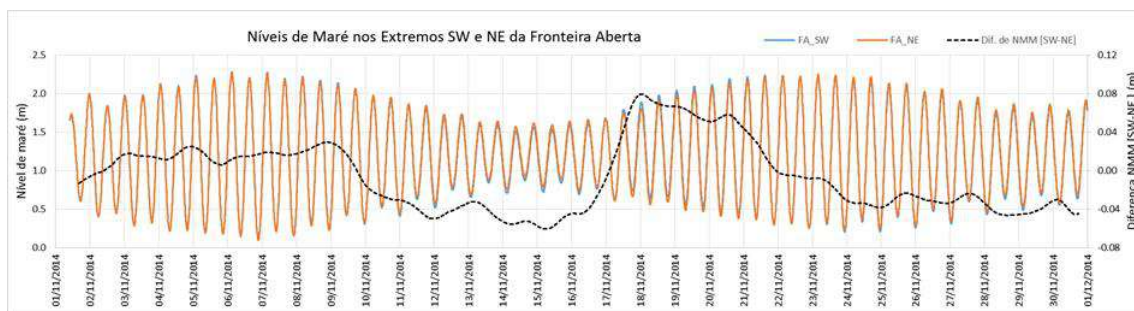


Figura 6.16: Níveis de maré prescritos nas extremidades SW e NE da fronteira aberta, (FA), com escala no eixo vertical esquerdo, e diferenças de nível médio do mar entre as duas extremidades, geradas por efeito meteorológicos, com escala no eixo vertical direito (Rosman, 2015D).

Na terceira parte, comparam-se os valores medidos citados na seção de Dados utilizados na calibração, com os valores obtidos pela modelagem nos mesmos pontos.

Os dados de maré da estação N1 são fornecidos pelo IBGE, no Porto de Salvador. Os das estações A1, N1 e N5 estão localizadas conforme mapa da [Figura 7-8](#). Os gráficos da Figura 6.16 mostram o registro de maré para as estações A2, N1 e N5, respectivamente, durante o mês de novembro de 2014. O nível médio adotado como referência foi 1, 29 m da estação N1. Observando-se a série de elevação, nota-se que as maiores variações ocorrem após a maré de sizígia, sendo os valores mínimos entre -0,02 e -0,39, e máximos entre 2, 7 e 3,03 m. Visualmente a calibração de níveis d'água do modelo hidrodinâmico indica que as vazões gerais estão corretamente simuladas. Adicionalmente, o índice de correlação foi maior que 95%.

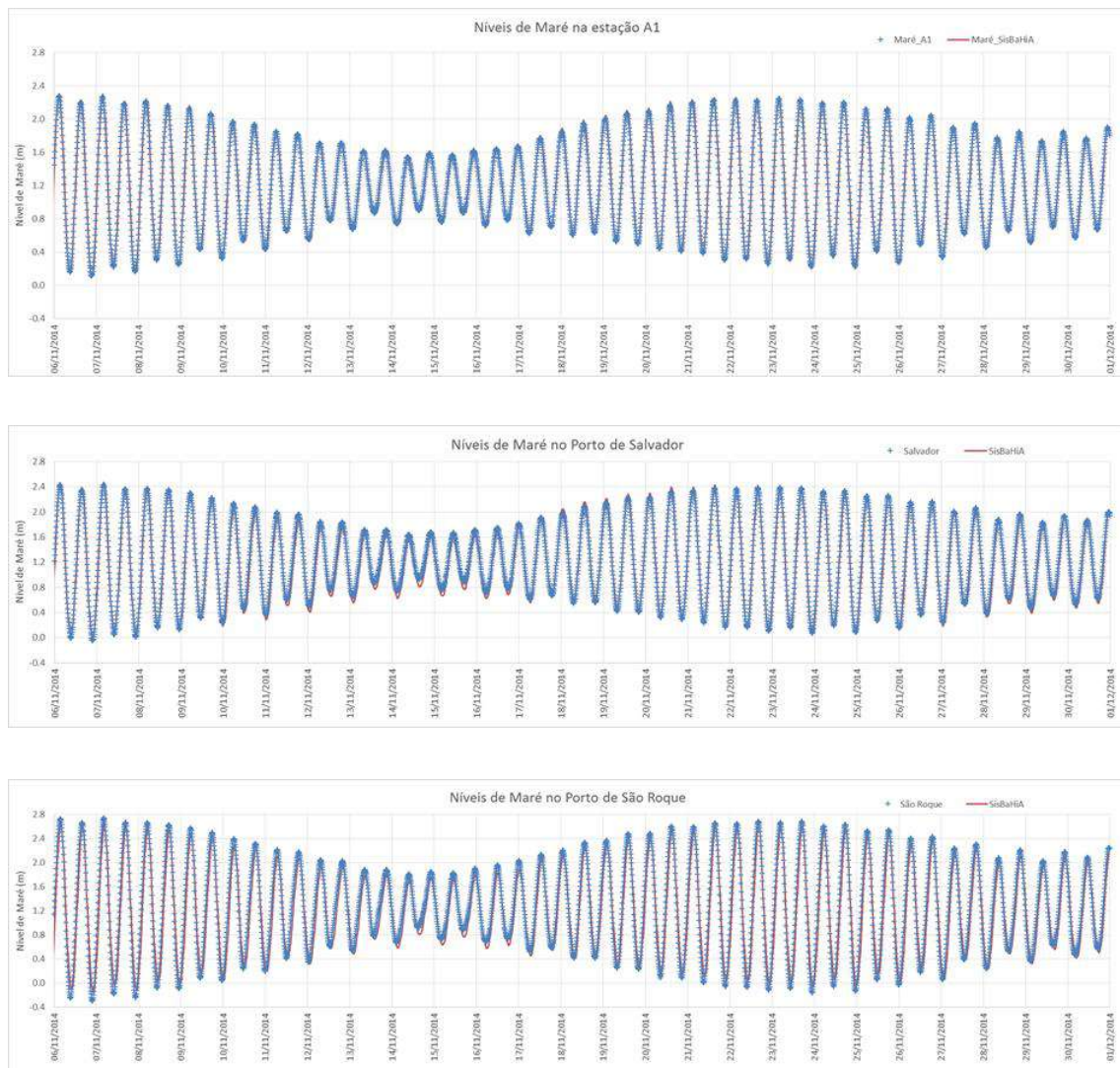


Figura 6.17: Gráficos comparativos entre os níveis de maré medidos (símbolo azul) e modelados (linha contínua), nas estações A1, N1 e N5 (v. Figura 6.11), respectivamente, durante o mês de Novembro de 2014 (Rosman, 2015D).

6.7.3 Calibração de Correntes

Na última fase de calibração foram verificados os campos de velocidade modelados. Para representar os vetores de velocidade 2DH, foram feitas plotagens no estilo “*stick plot*”, de forma similar ao apresentado na caracterização de ventos do item Aspectos Oceanográficos e Meteorológicos. Com a diferença de que, a direção das correntes aponta para onde elas vão, a partir do Norte verdadeiro. Essa forma de representar torna mais perceptível as variações de sentido das correntes e a defasagem diária das correntes de maré. No caso da estação A1 (fora da BTS), Figura 6.18, os efeitos dos ventos locais são mais evidentes na direção das correntes. Já na estação A2 as correntes são influenciadas pelo regime de marés.

A comparação entre os valores medidos e os resultados de modelagem para a estação A2, v. Figura 6.19, são muito similares, onde frequentemente os vetores modelado e medido estão sobrepostos e com índices de coerência superiores a 90%. A calibração inicialmente havia mostrado vetores de velocidade espúrios na região do canal de navegação da entrada da BTS, por isso a batimetria foi reajustada manualmente com a carta náutica desse setor e novamente interpolada.

Na Figura 6.19, as diferenças de correntes na estação A1 - fora da BTS - apresentam coerência adequada ($> 80\%$), porém com desvios mais evidentes, devido a fatores meteorológicos que tem forte influência nas medições.

A Figura 6.20 constata-se uma menor coerência entre valores medidos e modelados. Este fato pode ser explicado, pelo maior intervalo de medição de níveis é adotado na estação A3, o que torna diminui a acurácia de cálculo da velocidade promediada na coluna d'água. Além disso, os vetores em geral, apresentam um levemente deslocamento, porém com o mesmo padrão de comportamento, porque os instantes de medição não coincidem exatamente com os de resultado do modelo. Também possível que as coordenadas estejam um pouco transladadas, devido à inconformidade entre a profundidade registrada para a estação A3 (28 m) e os dados de batimetria nas cartas náuticas (21.5 m). Apesar disso, existe uma boa concordância de direções e magnitudes das correntes, com correlação maior do que 80%.

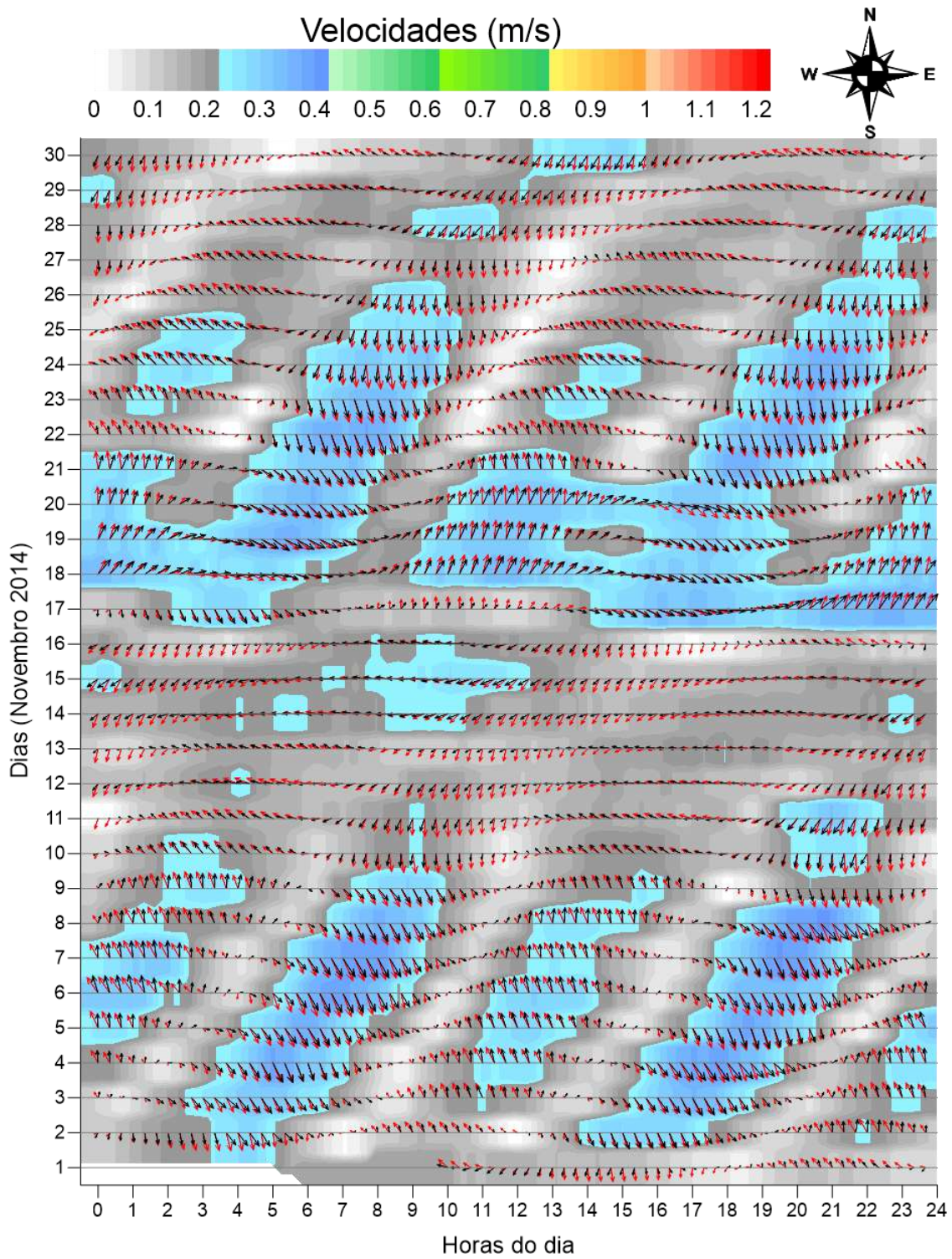


Figura 6.18: Gráficos de comparação entre série temporal de vetores de correntes 2DH medidos e modelados durante o mês de novembro de 2014 na estação A1 (v. Figura 6.11) (Rosman, 2015D).

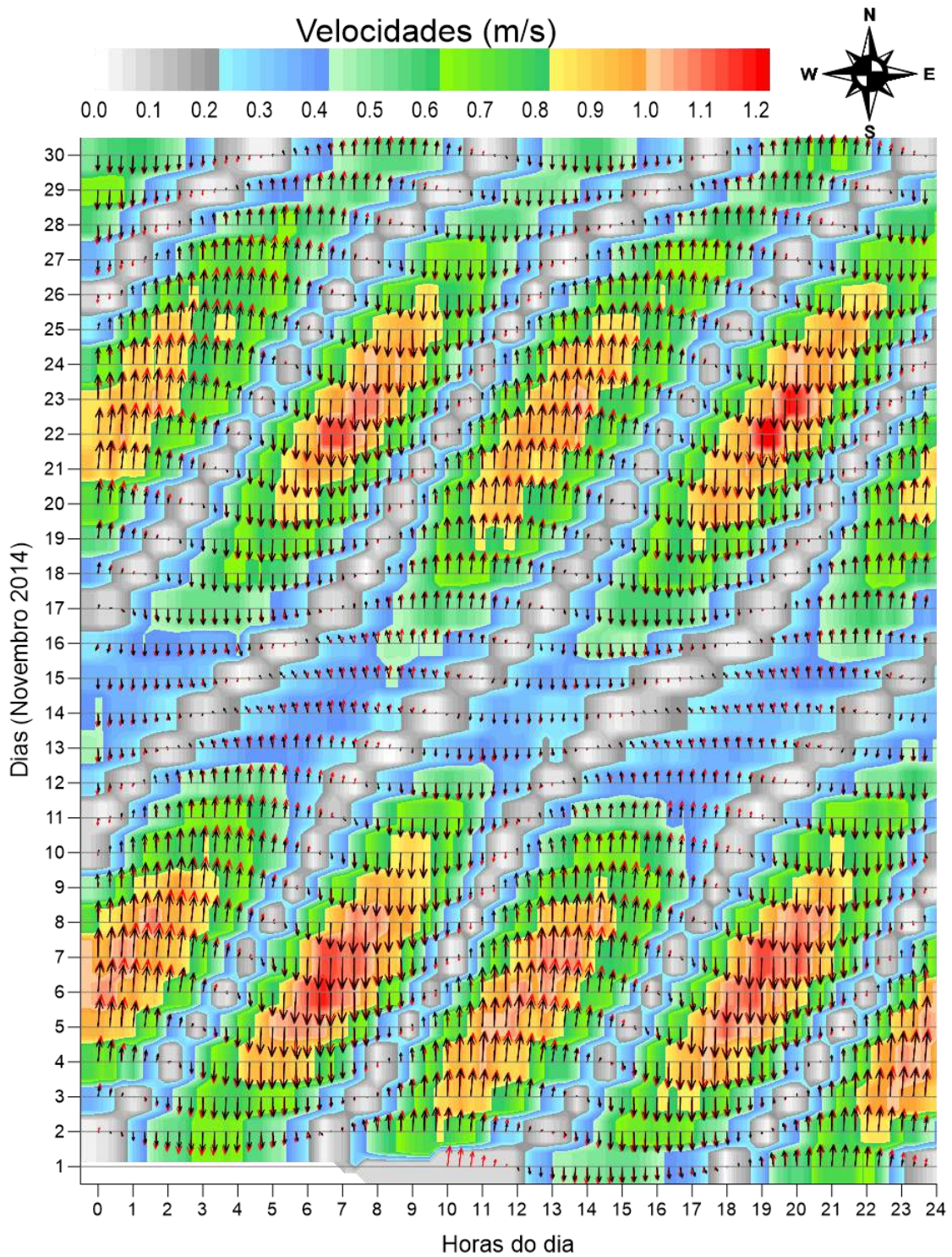


Figura 6.19: Gráficos de comparação entre série temporal de vetores de correntes 2DH medidos e modelados durante o mês de novembro de 2014 na estação A2 (v. Figura 6.11) (Rosman, 2015D).

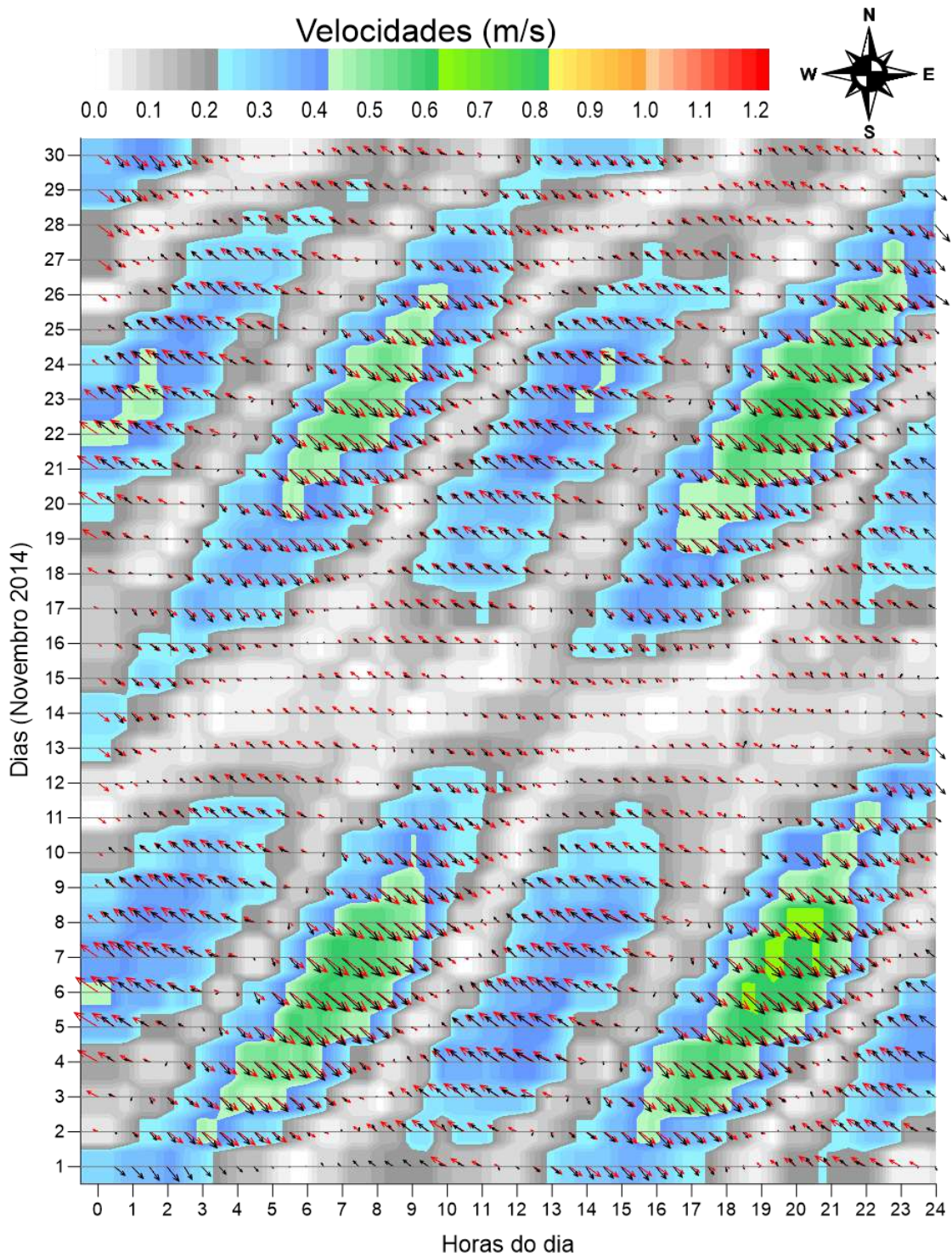


Figura 6.20: Gráficos de comparação entre série temporal de vetores de correntes 2DH medidos e modelados durante o mês de novembro de 2014 na estação A3 (v. Figura 6.11) (Rosman, 2015D).

6.8 Validação do Modelo Hidrodinâmico 2DH

Segundo Tobón (2002), para que um modelo seja considerado válido, deve-se rodar simulações tanto de longo período, garantindo a precisão dos resultados em relação ao nível d'água durante um ciclo completo de maré, quanto às simulações de curto período, devido às velocidades dos fluxos e vazão total. A validação de modelo numérico é realizada para o período de março de 2015, após os ajustes dos novos parâmetros implementados durante a etapa de calibração. O processo de validação consiste na simulação de novas condições, de forma a avaliar se os resultados do modelo são coerentes com os fenômenos reais que se deseja representar.

6.8.1 Validação de Níveis d'água

No processo de validação, as defasagens de maré na fronteira aberta foram as mesmas aferidas no processo de calibração. Ressalta-se que as únicas alterações foram nos novos níveis de maré pertinentes ao período de Março de 2015. A fonte de referência não encontrada mostra as diferenças de fase de 110 segundos entre as extremidades SW e NE da fronteira aberta em relação ao ponto central da fronteira.

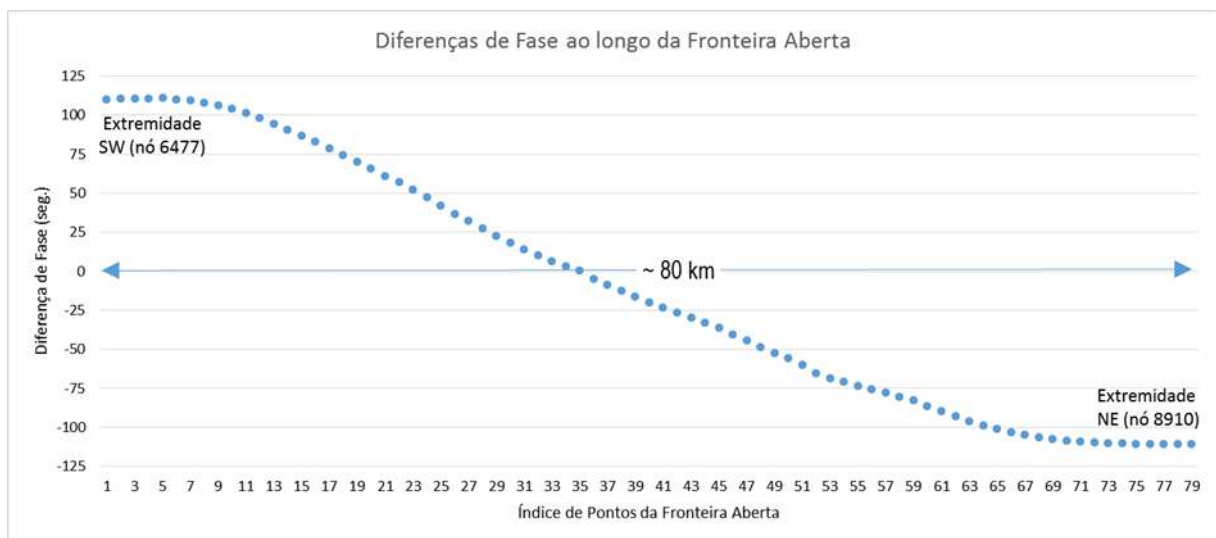


Figura 6.21: Diferenças de fase de maré entre nós localizados nos extremos de Sudoeste e Nordeste da fronteira aberta do modelo, mesmos locais da calibração do item 6.7.2 (Rosman, 2015D).

O mesmo foi feito para nível médio do mar (NMM), incluindo a curva com a diferença de NMM ao longo dos 31 dias de simulação em Março de 2015, que apresentou diferenças muito pequenas, similares ao da etapa de calibração.

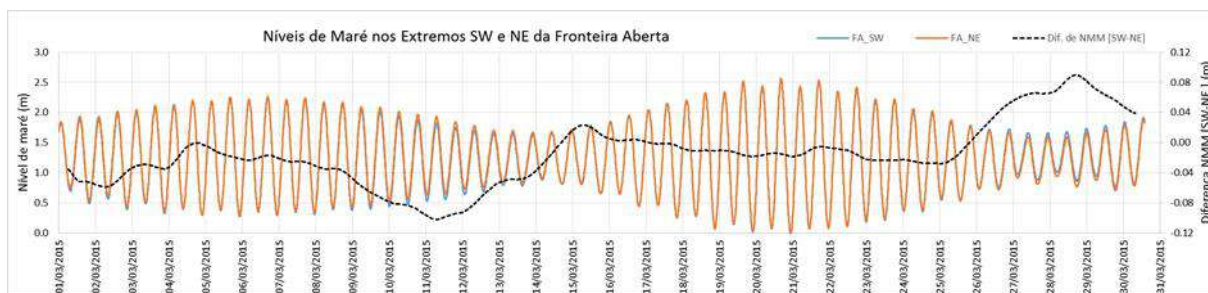


Figura 6.22: Níveis de maré prescritos nas extremidades SW e NE da fronteira aberta, (FA), com escala no eixo vertical esquerdo, e diferenças de nível médio do mar entre as duas extremidades, geradas por efeito meteorológicos, com escala no eixo vertical direito. Mesma seção da calibração no do item 6.7.2 (Rosman, 2015D).

A seguir são apresentados os gráficos de validação de maré para o mês de março de 2015 para as mesmas estações de calibração, exceto pela estação N5, onde não havia dados medidos. A validação evidência que os resultados da modelagem mantêm-se muito próximos aos valores medidos.

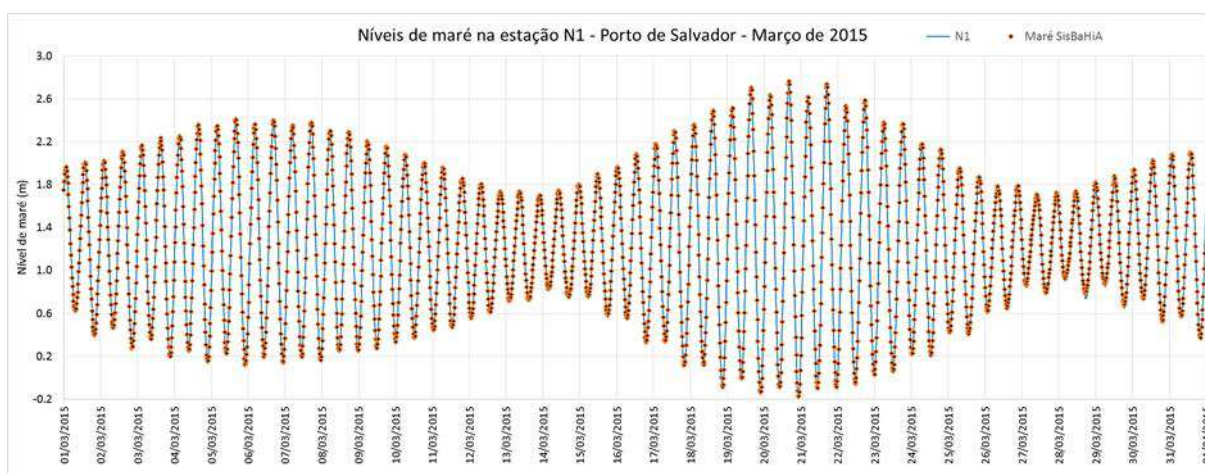
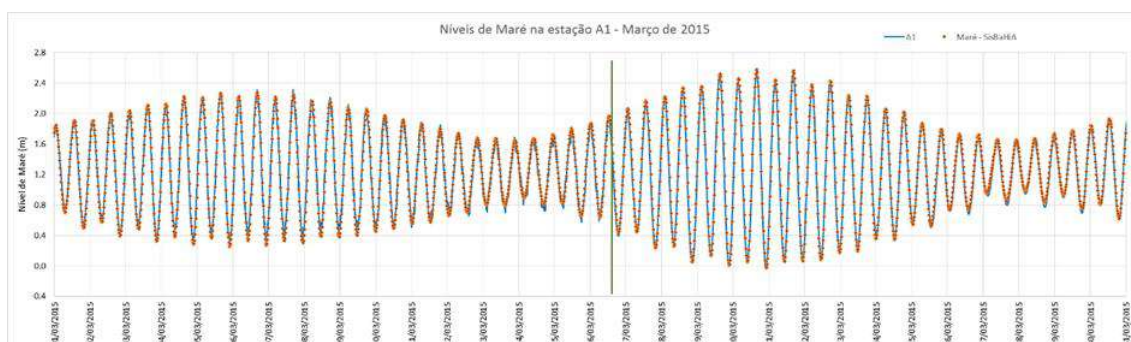


Figura 6.23: Gráficos de validação de níveis de maré: medidos – em símbolo, e modelados – linha contínua, nas estações A1* e N1 (v. Figura 6.11), respectivamente, para o mês de março de 2015. Obs: Em 16/03 houve troca do sensor de medição.

6.8.2 Validação de Correntes

A validação foi feita através de comparações de séries temporais de vetores de correntes médias na vertical (2DH) obtidas por medições nas estações A1 e A2 e com os computados pela modelagem do SisBaHiA[®] para o mês de março de 2015. O modo de apresentação vetorial é ideal para destacar módulo e direção das correntes, e foi mantido conforme as plotagens da Calibração de Correntes. Com base nas análises comparativas das figuras, considera-se que o modelo está adequadamente validado para correntes de maré. No caso da estação A3, não houve medições no mês de março, porém houve boa coerência em comparações com outros períodos.

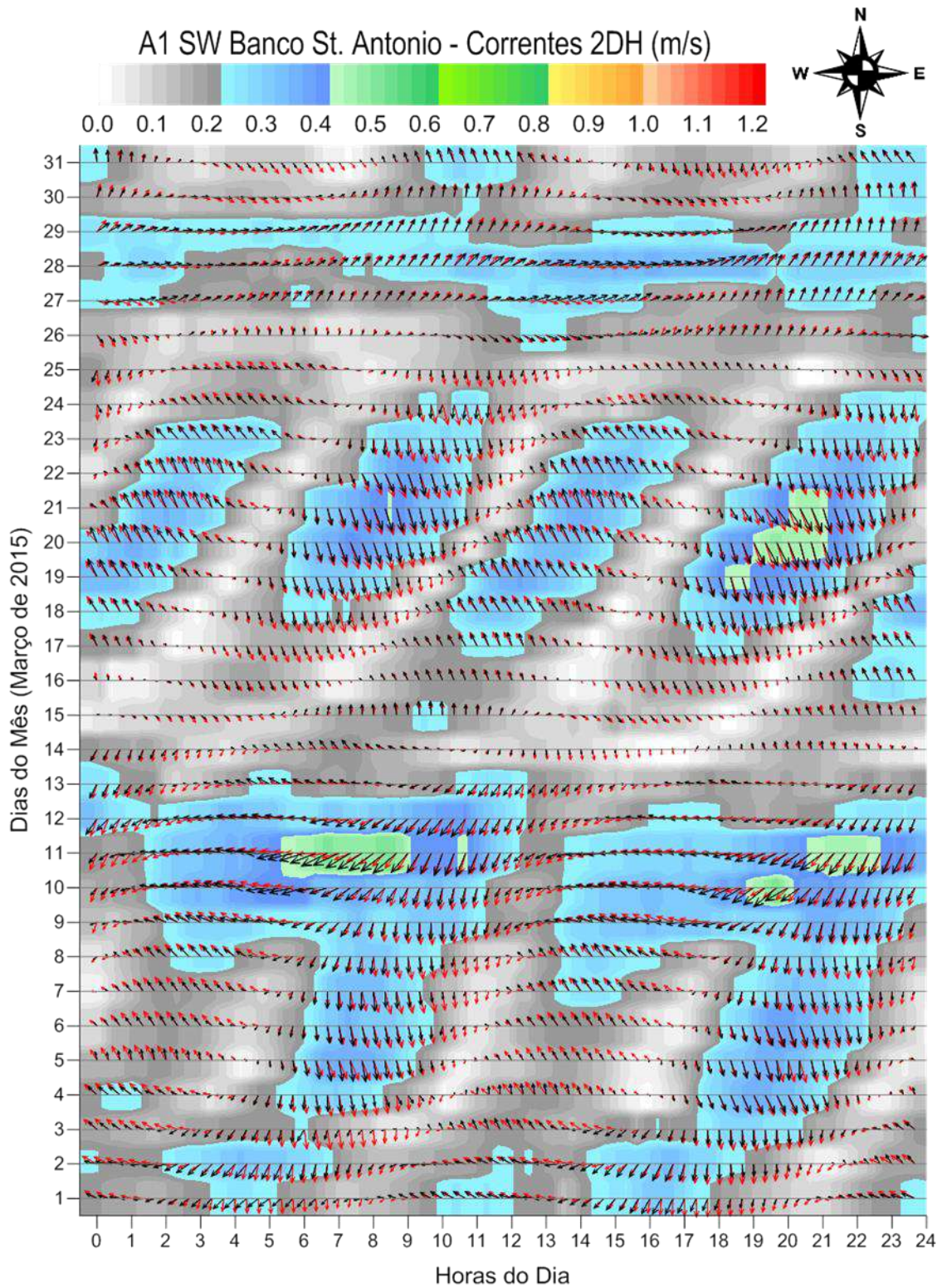


Figura 7 22: Gráficos de comparação entre série temporal de vetores de correntes 2DH medidos (em preto) e modelados (em vermelho) durante o mês março de 2015 na estação A1 (v. Figura 6.11) (Rosman, 2015D).

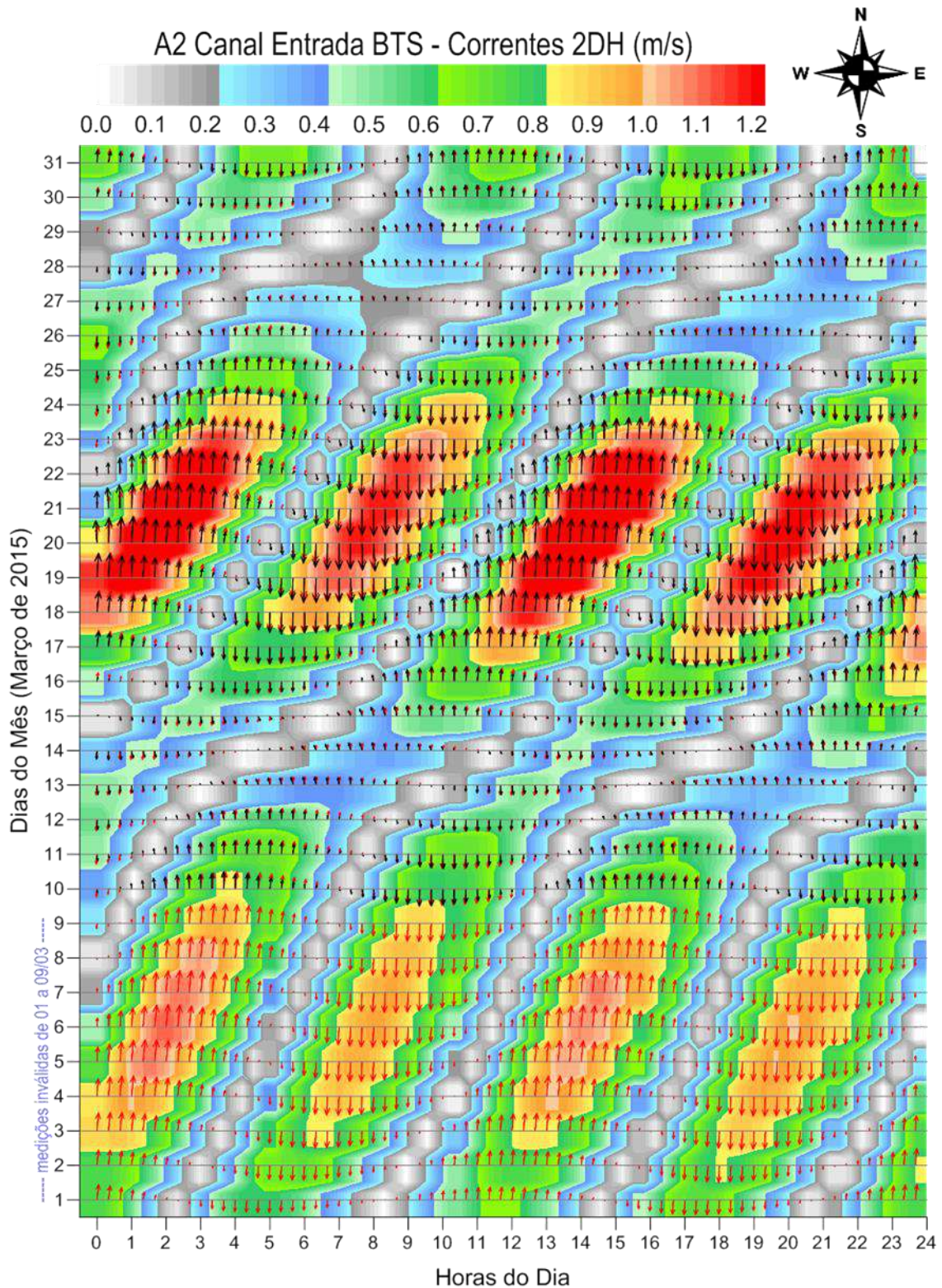


Figura 6.24: Gráficos de comparação entre série temporal de vetores de correntes 2DH medidos (em preto) e modelados (em vermelho) durante o mês março de 2015 na estação A2 (v. Figura 6.11). Desconsiderar período de 1 a 9/03, pois as medições foram inválidas (Rosman, 2015D).

6.9 Distribuição de Sedimentos de Fundo

A distribuição sedimentológica de fundo empregada nos modelos de transporte de sedimentos é proveniente da síntese de trabalhos anteriores feita por Lessa & Dias (2009) e de dados coletados e analisados por Gallo & Vinzon (2015). O modelo representou os sedimentos de acordo com o descrito na seção 5.2.

Tabela 11: Classe de sedimentos e seus respectivos diâmetros médios e tensão crítica.

Tipo de Sedimento	Diâmetro Mediano (mm)	Tensão Crítica (N/m²)
Lama Arenosa	0.04	0.1477
Areia Lamosa	0.0625	0.1511
Areia Fina Fina	0.125	0.1564
Areia Fina	0.1875	0.1588
Areia Média	0.375	0.2038
Areia Grossa	0.75	0.3604
Cascalho	1.5	0.8813

A figura abaixo mostra um mapa de percentual de classe de sedimentos para areia fina, para exemplificar o que foi feito nesta etapa da modelagem. Pode-se notar que o sedimento predominante na BTS é a areia fina, ocorrendo cerca de 70% do tempo.

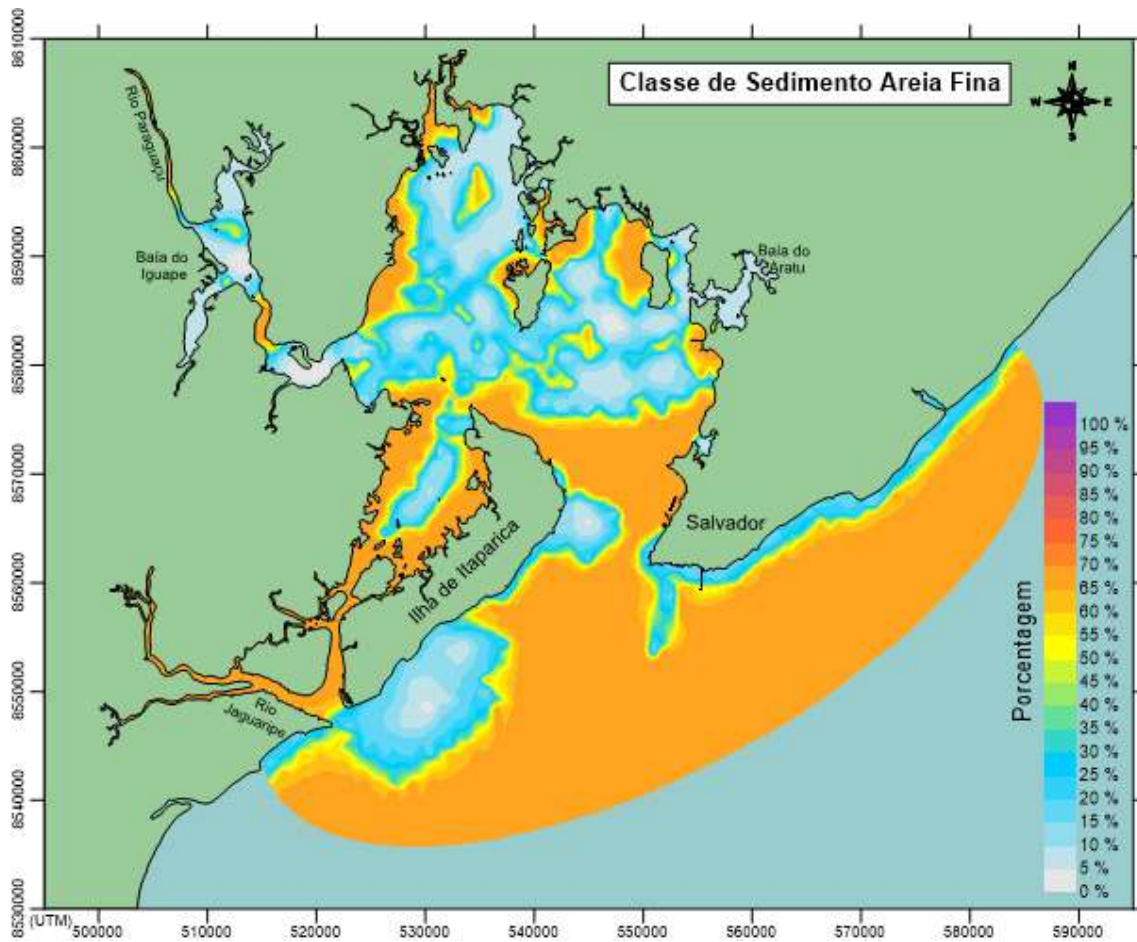


Figura 6.25: Percentual de areia fina, sedimento predominante no domínio modelado.

6.10 Cenários Simulados

As simulações foram divididas em três cenários, conforme apresentado na tabela abaixo. Para cada simulação foi adotado um conjunto de modelos do SisBaHiA[®], de acordo com o objetivo daquele cenário. A comparação dos cenários ambientais é feita a partir dos resultados obtidos em termos de tendências de evolução morfológica, diferenças entre os campos de velocidade, correntes residuais, variações batimétricas, entre outros parâmetros relevantes.

Tabela 12: Resumo dos cenários computacionais simulados.

Cenários Simulados			
Modelo		Forçantes	Módulos
2DH	1	Maré + Vento	MH + MTS
	2	Maré + Vento + Vagas	MH + MTS + MGO
3D	3	Maré + Vento	MH + MTS

O período de simulação escolhido foi de inverno (01/05/2015 à 31/07/2015) por ser época em que ocorrem ventos mais fortes e suas direções favorecem uma maior pista de atuação dentro da BTS. As forçantes hidrodinâmicas impostas para todos os foram: vazão fluvial, vento e maré. O cálculo do transporte de sedimentos total utilizado foi de Van Rijn (2007), para ambientes sujeitos a ação conjunta de correntes, e de ondas, caso haja essa forçante no modelo. Todas as simulações foram feitas com acoplamento dinâmico entre os módulos do SisBaHiA[®], conforme descrito no Capítulo 4 e seguiram criteriosamente as mesmas etapas de modelagem descritas até aqui. As particularidades de cada cenário são abordadas a seguir nesta seção.

6.10.1 Cenário 1: Modelo Hidro-Sedimentológico 2DH

O primeiro cenário consiste na execução do Modelo Hidrodinâmico (MH) com escoamento bidimensional (2DH), forçado apenas por ação de marés e ventos, acoplado ao Modelo de Transportes (MTS) não-coesivos, também bidimensional. O primeiro é o “cenário-base” para a configuração dos demais cenários.

6.10.2 Cenário 2: Modelo Hidro-Sedimentológico 2DH + Vagas

Utilizam-se os modelos hidrodinâmico e de transporte de sedimentos, ambos 2DH conforme no cenário anterior, para gerar o segundo cenário. Contudo, agora se habilita o Modelo de Geração de Ondas (MGO), também com acoplamento dinâmico, para que se possa avaliar a ação de ondas em relação ao cenário somente 2DH.

O MGO considera apenas o transporte ocasionado por ondas que se originam dentro da baía e tem a vantagem de usar valores de velocidade promediados no ciclo de onda. Os resultados morfodinâmicos e modelo de ondas interagem mutuamente um no outro, onde as ondas atualizam a batimetria e atuam na circulação do domínio modelado.

Sendo assim, o cenário 2 difere do cenário 1 pois computa a ação de ondas na hidrodinâmica e na dinâmica de sedimentos.

6.10.2.1 *Clima de Ondas Locais*

Os dados de ondas locais são gerados a partir dos parâmetros de vento inseridos previamente no modelo hidrodinâmico. Conforme discutido na seção 3.5, sabe-se que um dos fatores relevantes para a formação de ondas é a duração do vento. O modelo de geração de ondas do SisBAHIA[®] calcula a distribuição de alturas de onda e respectivas tensões no fundo variáveis no tempo. Isto é, dado um domínio de modelagem, um padrão de vento, e especificada a duração de vento desejada, o modelo calcula a cada intervalo de tempo prescrito o clima de ondas no domínio. O valor de persistência do vento adotado é de 5 horas, que é a duração de vento média na BTS. A escolha dessa duração também foi baseada em testes de desenvolvimento de campos de ondas e sua relação com a pista de atuação do mesmo. Isto é, para a série de ventos de inverno, a cada hora foi computado o clima de ondas na BTS, considerando o vento médio que soprou nas 5 horas anteriores.

Para configurar o MGO, é necessário selecionar os pontos da grade do modelo que se deseja computar. No caso deste trabalho, todos os pontos do domínio foram inseridos para efeito de cálculo. As variáveis resultantes em cada nó são da malha são:

Pista (m): Comprimento da pista de vento disponível para gerar ondas em direção ao nó.
Tp (s): Período de pico do clima de ondas.
Hs (m): Altura significativa do clima de ondas.
Tensão Hs (N/m ²): Tensão oscilatória exercida no fundo pelas ondas com altura Hs.

Os resultados ilustrativos do clima de ondas para o inverno são apresentados nas Figura 6.26 e Figura 6.27.

Os períodos de pico (Tp) encontrados na BTS considerando todo o domínio de modelagem foram observados a partir da análise percentual durante a simulação. As ondas no canal de entrada e na porção Nordeste tem Tp entre 1-1,5 segundos 90% do tempo. Conforme exemplificado no mapa abaixo, Figura 6.26, a parte central do interior da BTS tem em torno de 50% do tempo Tp maiores que 2 segundos. As ondas com os maiores Tp têm 3 segundos e ocorrem 35% do tempo na parte externa, exceto por um ponto a noroeste próximo a desembocadura do Rio Paraguaçu.

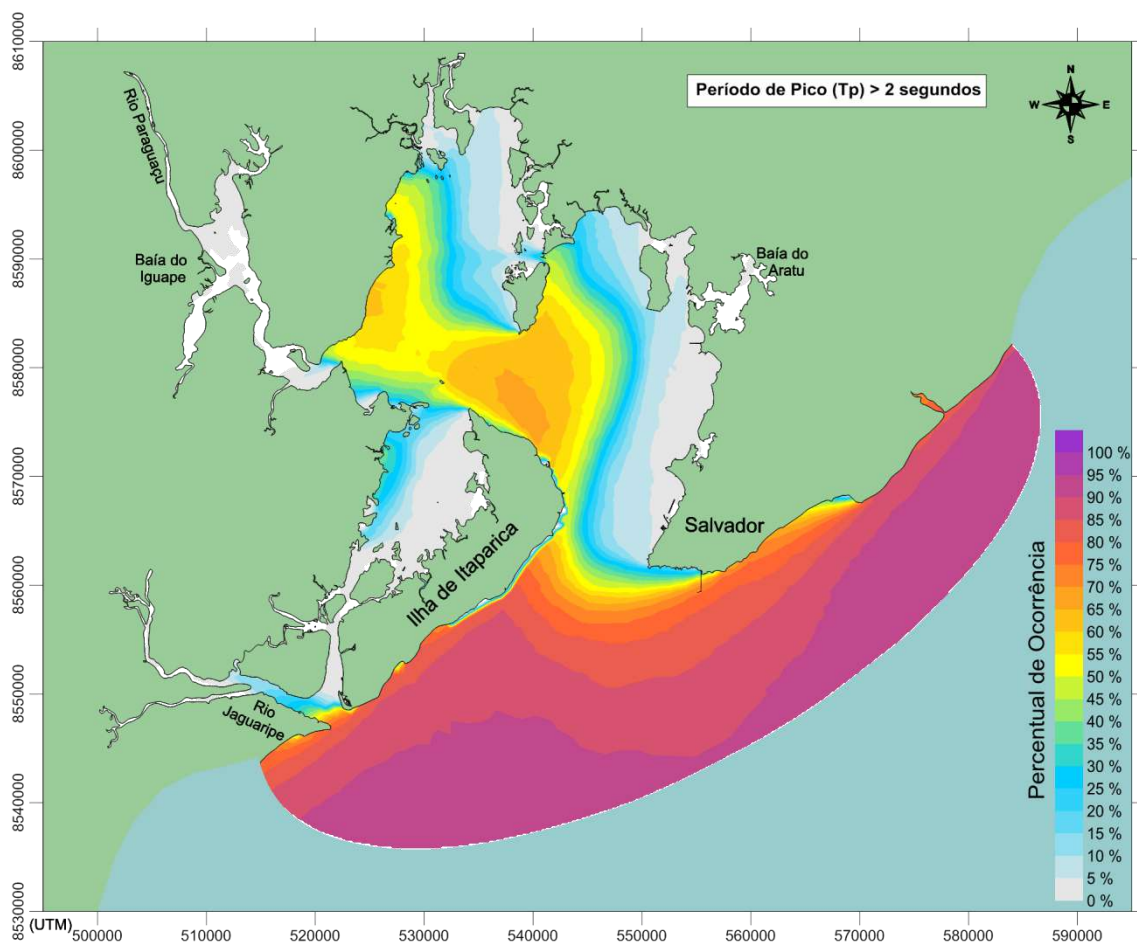


Figura 6.26: Percentagem de período de pico (T_p) maior que 2 segundos em ondas geradas por ventos locais nos meses de maio, junho e julho de 2015.

Quanto as alturas significativas (H_s) - Figura 6.27 - 60% do tempo são maiores do que 0.2 metros na maior parte do interior da baía. As maiores que 0.3 m entre 30 e 40% no interior, porém se concentram mais do que 50% do tempo na parte externa da baía.

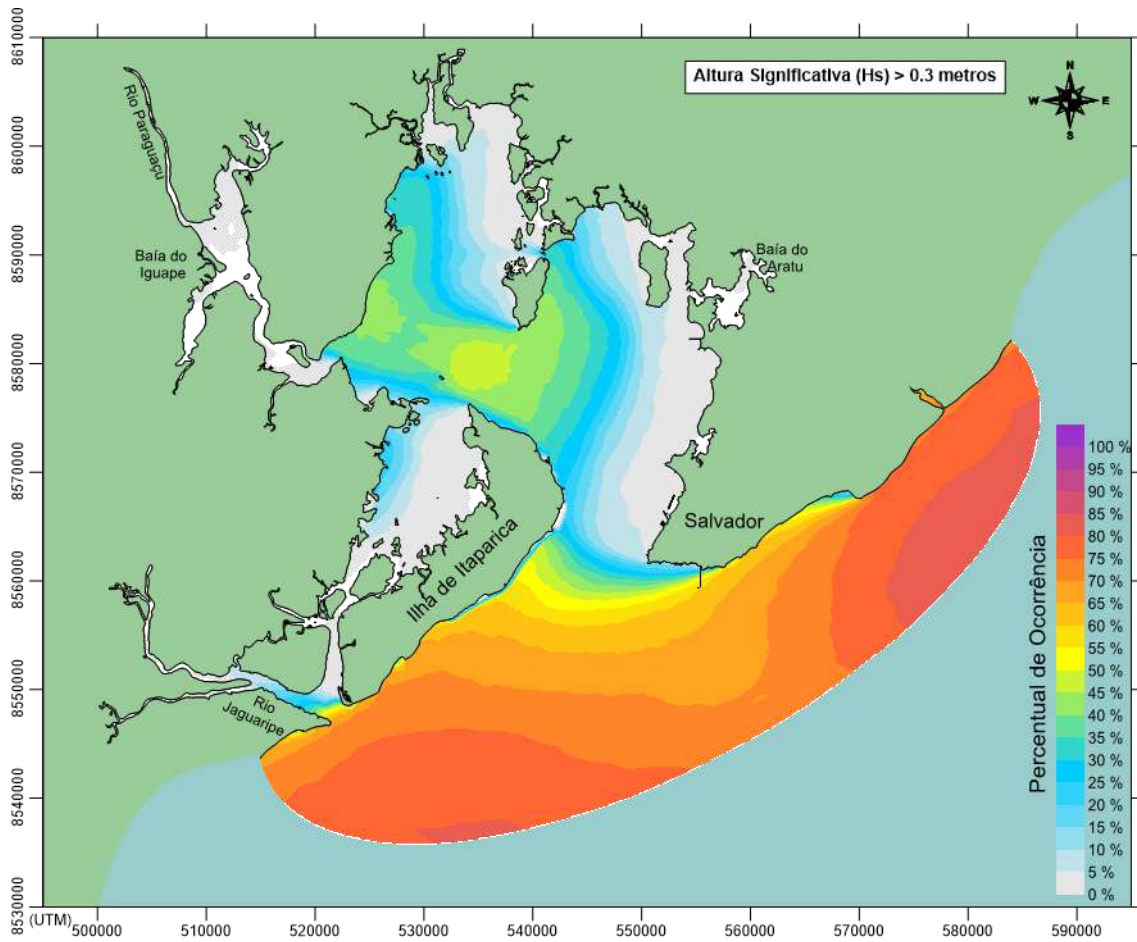


Figura 6.27: Percentagem de alturas significativas (H_s) maior que 0,3m em ondas geradas por ventos locais nos meses de maio, junho e julho de 2015.

As interações entre ondas e sedimentos são efetivas a partir de uma certa profundidade local, conforme discutido na seção 3.5. Isto quer dizer que, os efeitos de ondas são sentidos pelo fundo quando a altura ou período de onda gerado no domínio for relevante em relação a profundidade local.

Na Tabela 13 são apresentados os valores de profundidades consideradas como águas intermediárias e rasas calculadas para o clima de ondas gerado na BTS. A metodologia de cálculo utilizada está descrita no Coastal Engineering Manual, Chapter II – Meteorology and Wave Climate, US Army Corps of Engineering, 2001.

Tabela 13: Profundidades consideradas como águas intermediárias e rasas calculadas para os períodos de ondas gerados no modelo de geração de ondas.

Período de pico (m)	Profundidades relevantes (m)		
	Intermediária	Entre intermediária e rasa	Rasa
2	3.2	1.6	0.2496
3	7.2	3.6	0.5616
4	12.8	6.4	0.9984

As profundidades calculadas são apresentadas no mapa da Figura 6.29. O mapa apresenta as regiões na Baía de Todos os Santos a partir das quais as ondas locais geradas podem ter interação com o sedimento de fundo. Nota-se que a ação efetiva das ondas ocorre nas partes mais rasas da baía.

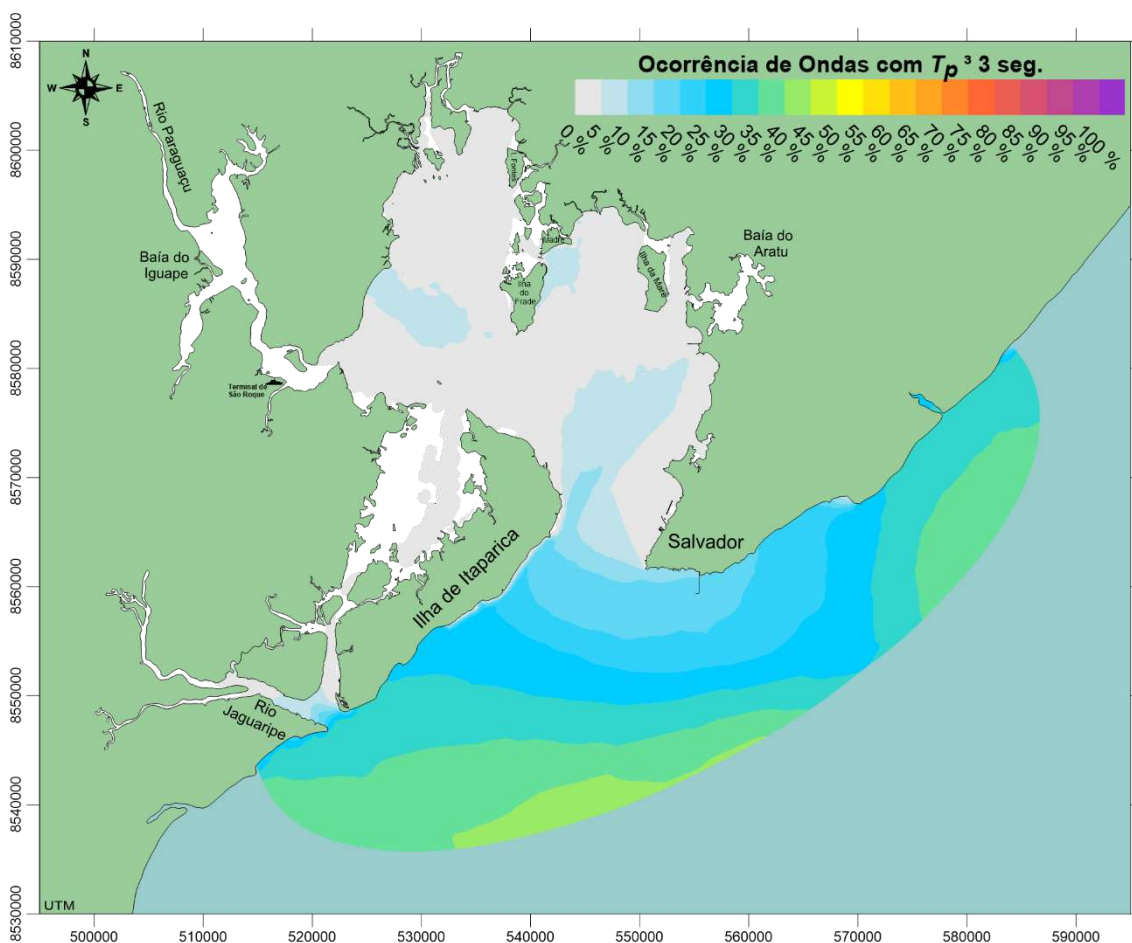


Figura 6.28: Percentagem de período de pico (T_p) maior que 3 segundos em ondas geradas por ventos locais nos meses de maio, junho e julho de 2015.

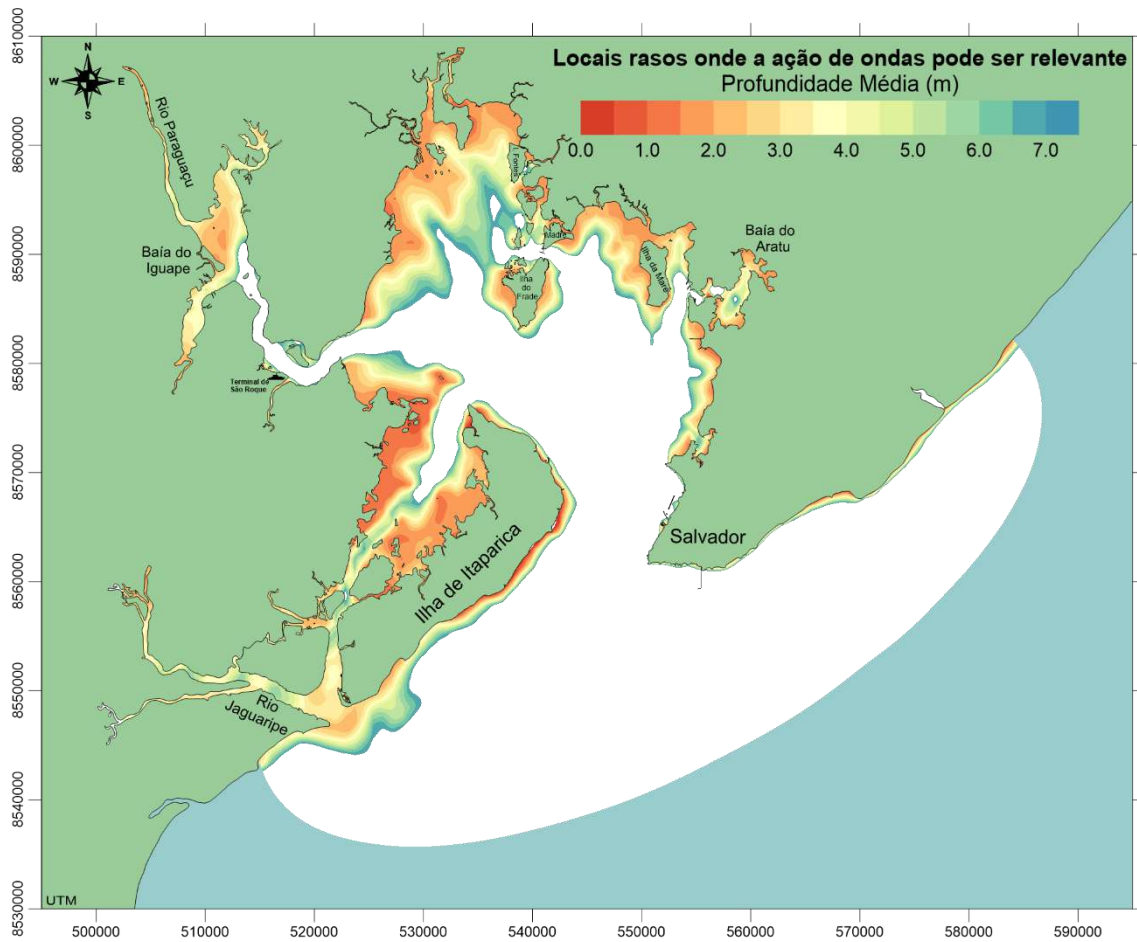


Figura 6.29: Regiões na Baía de Todos os Santos a partir das quais as ondas geradas por ventos locais podem ter interação com o sedimento de fundo.

6.10.3 Cenário 3: Modelo Hidro-Sedimentológico 3D

O terceiro cenário tem parâmetros similares ao cenário-base (2DH), contudo utiliza o escoamento tridimensional. Isso quer dizer que, os modelos hidrodinâmicos e de transporte de sedimentos seguem as mesmas prescrições, exceto pela forma de cálculo que agora é tridimensional.

No módulo 3D é necessário pré-determinar níveis ou cotas de resolução da coluna d'água, assim como de resultados que se deseja. Optou-se por estabelecer uma profundidade próxima ao fundo para utilizar seu campo de velocidades no cálculo do transporte sólido não-coesivo ao invés do campo médio do 2DH.

Portanto, a principal diferença em relação ao cenário-base (2DH) é que esta é simulação tridimensional.

6.10.3.1 Configuração do Módulo 3D

Para efeito de comparação do campo de velocidades com o modelo hidrodinâmico 2DH, foram pré-selecionados os níveis de discretização do modelo tridimensional, assim como as profundidades onde os resultados espaciais são guardados.

Os chamados níveis Z são profundidades relativas na coluna d'água. Isto é, independente da profundidade local, a coluna d'água é discretizada numa mesma quantidade de níveis. Cada nível corresponde a uma certa cota do total. Para a BTS, que tem profundidade média em torno de 45 metros, foram utilizados 11 níveis.

As profundidades escolhidas foram de 1 metro abaixo da superfície e de 0.3 m acima do fundo oceânico. São denominadas profundidades absolutas, pois são definidas a partir da superfície livre local.

6.11 Deriva Residual

A deriva residual é estimada a partir dos resultados dos modelos hidrodinâmicos dos três cenários no Modelo de Transporte Lagrangeano (MTL) do SisBaHiA[®] - metodologia contida no subitem 4.4.

Para efeito de comparação foram simulados dois Modelos de Transporte Lagrangeano para cada cenário: um no momento de maré de quadratura (QDT) e outro no de sizígia (SZ). Adicionalmente, buscaram-se campos de ventos mais significativos para o incremento do transporte de sedimentos. Assim, através da análise de forma conjunta de gráficos de registro de maré, intensidade e direção de vento, foram estabelecidos cenários de quadratura (QT) e sizígia (SZ), conforme a tabela abaixo. Enquanto que o gráfico demarca com retângulos os momentos de maré escolhidos.

Tabela 14: Tabela com informações dos cenários de maré de quadratura e sizígia escolhidos.

Cenários MTL	Instante do Modelo		Vento	
	Maré	Inicial	Final	Direção (Ang X) Intensidade
Quadratura	1400400	1490400	70°	12
Sizígia	2137200	2227200	-165°	7

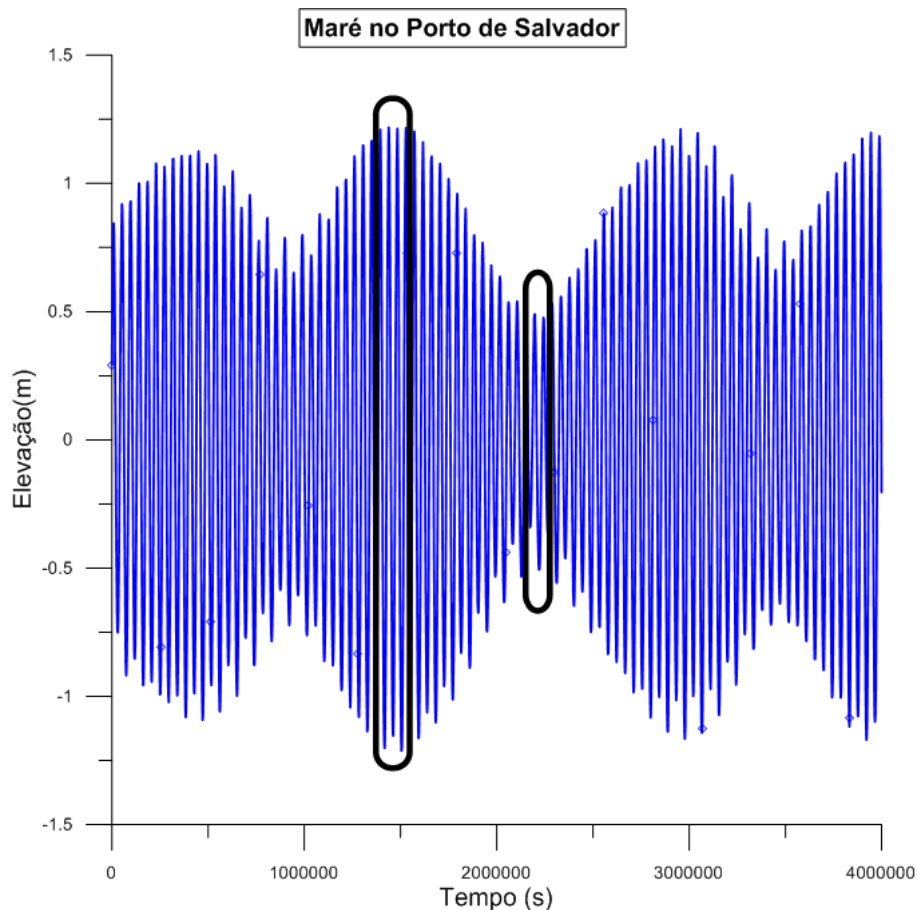


Figura 6.30: Registro de maré no Porto de Salvador, os retângulos indicam os períodos dos cenários simulados no MTL, sendo o primeiro de sizígia e o segundo de quadratura.

A delimitação da região das partículas simuladas no transporte lagrangeano foi determinada até a entrada da Baía de Todos os Santos. O tempo total de simulação considera o instante inicial somado a dois ciclos de cada maré (cerca de 25 horas), para englobar duas componentes de maré M2 e evitar possíveis erros.

7. RESULTADOS E DISCUSSÕES

Este capítulo discute e apresenta os resultados obtidos através da metodologia de estudo aqui proposta, aplicada na Baía de Todos os Santos. Os resultados foram divididos em hidrodinâmicos e morfodinâmicos, onde os parâmetros foram selecionados de modo a proporcionar uma análise conjunta de como cada modelo utilizado interfere na dinâmica sedimentar da região. Tanto os resultados do modelo com ondas, como os do modelo tridimensional são comparados tendo como referência o modelo bidimensional.

7.1 Hidrodinâmico

O entendimento da circulação hidrodinâmicos é essencial para a compreensão dos processos sedimentológicos, uma vez que, o transporte de sedimentos reage diretamente à ação de ventos, ondas e correntes geradas por marés. Para analisar tais processos, foram comparados padrões de correntes residuais e tensões de fundo repara resultantes de cada cenário simulado.

7.1.1 Correntes Residuais Lagrangeanas

Foram simulados os campos de velocidades residuais para dois ciclos de marés de quadratura e de sizígia. A escolha do momento de início da simulação levou em conta maiores intensidades de vento e sua direção para o interior da baía, conforme descrito na subseção 6.11. Os mapas gerados apresentam a magnitude e direção dos vetores de velocidade para os cenários com ondas e com escoamento 3D – calculados a 0.3 metros acima do fundo – em comparação ao 2DH. Para facilitar a visualização dos vetores, foi ampliada a porção Norte da Baía de Todos os Santos, considerada a região de interesse deste estudo devido à presença de áreas mais rasas (v. Figura 7.1).

No cenário de quadratura (v. Figura 7.2 e Figura 7.3) o vento tem direção média vinda de Sudeste e intensidade de 5 a 7m/s. Enquanto que, o cenário de sizígia (Figura 7.4 e Figura 7.5), o vento tem direção média Sul-Sudeste, variando entre 8 a 10m/s.

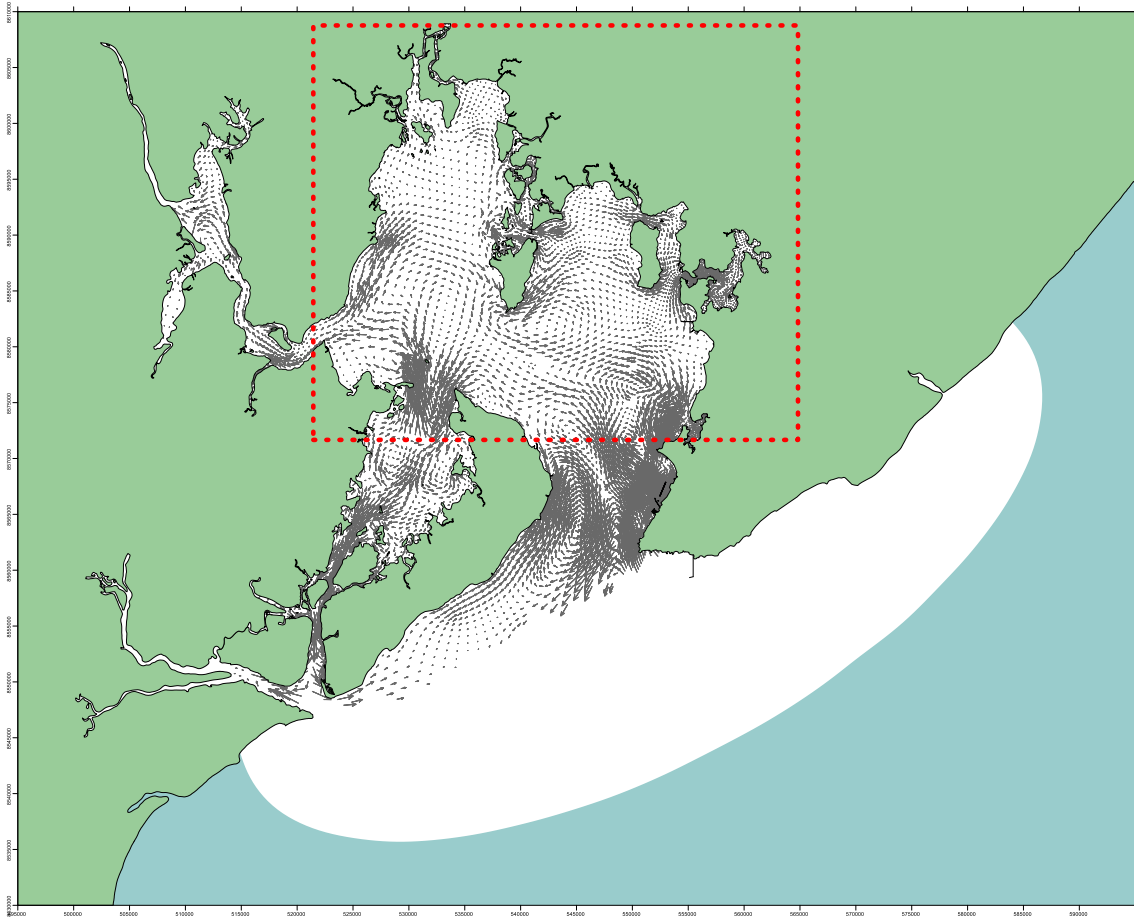


Figura 7.1: Mapa da baía de todos os santos com a região de interesse demarcada pelo retângulo em vermelho.

Quanto às derivas residuais em quadratura, apresentadas na Figura 7.2 e Figura 7.3, observa-se que: em áreas mais rasas os vetores tendem a representar a direção do vento, que neste cenário é de Sudeste. Enquanto que, em áreas mais profundas de uma forma geral, acompanham o refluxo dominante na camada próxima ao fundo.

Nos contornos da baía, e nos canais periféricos, os vetores têm maior magnitude média em relação aos vetores mais centrais. Isso acontece devido à diminuição progressiva de profundidade em direção a costa. Numa coluna d'água menor, as velocidades aumentam de magnitude em virtude da proximidade com o fundo. Dessa forma, o vento assume papel dominante na resultante do campo de velocidades residuais. Já nas regiões mais profundas, onde se observa o fluxo de retorno pela parte central da baía, os vetores têm magnitudes médias relativas menores. Isto porque em média retorna mais água pelo fundo onde a ação do vento é mais restrita a interface água-atmosfera.

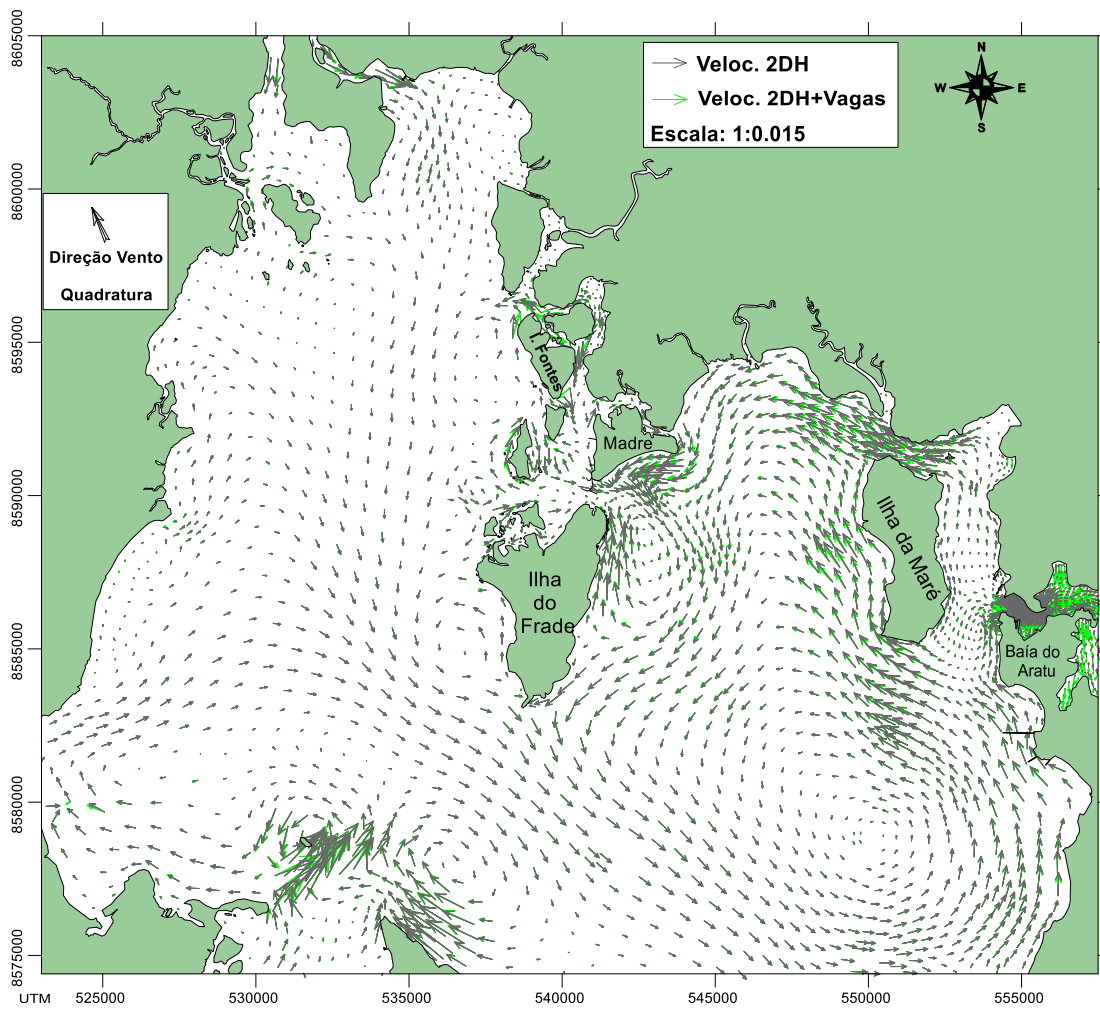


Figura 7.2: Mapa de velocidades de correntes residuais lagrangeanas do cenário 1 (2DH) e cenário 2 (2DH com vagas) para maré de quadratura.

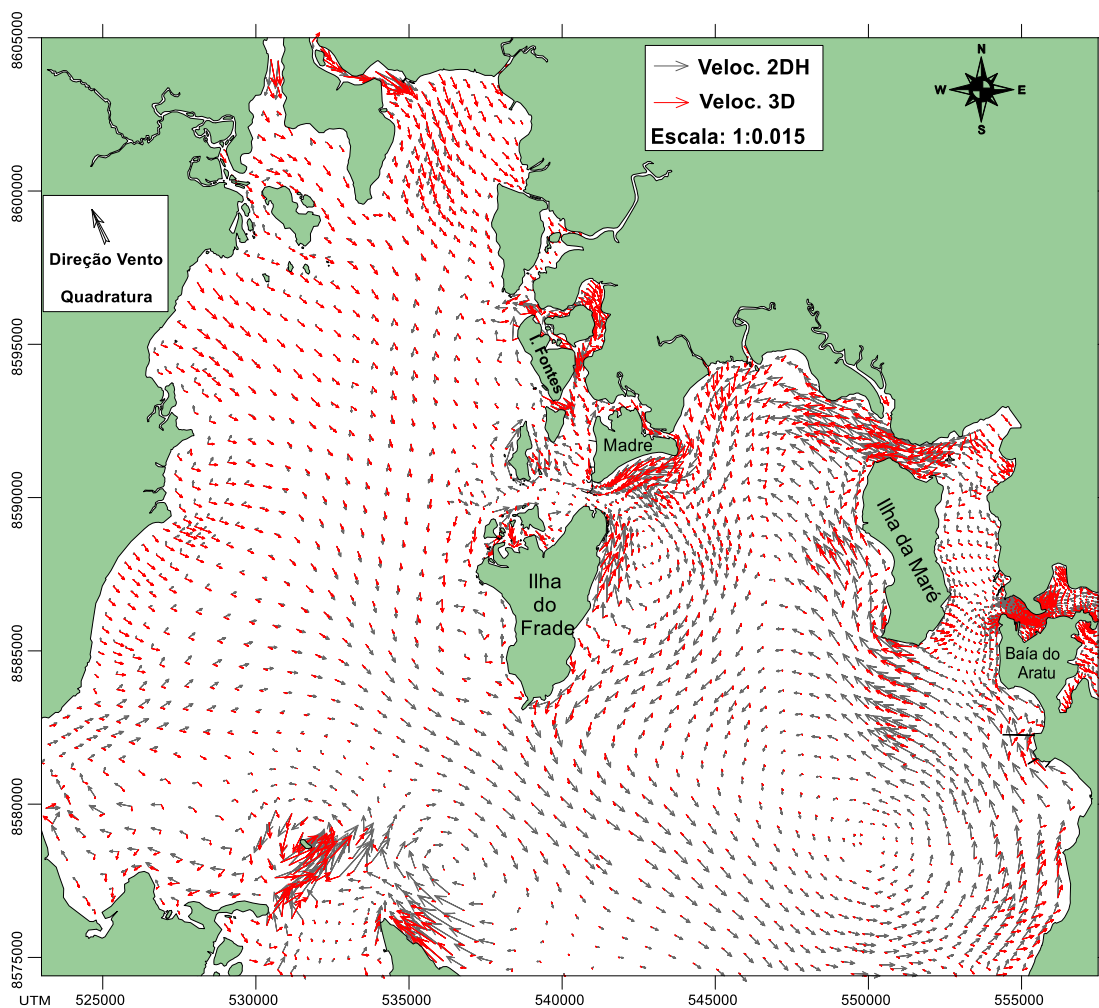


Figura 7.3: Mapa de velocidades de correntes residuais lagrangeanas do cenário 1 (2DH) e cenário 2 (3D) na camada de 0.3 metros acima do fundo para maré de quadratura. Ressalta-se que o foco é destacar a diferença nas direções dos fluxos residuais.

Nas correntes residuais de sizígia, mostradas nas Figura 7.4 e Figura 7.5, não puderam ser constatadas o mesmo efeito de vento entre os cenários 2DH, 2DH com ondas e 3D, sugerindo que neste cenário as velocidades residuais são regidas essencialmente pelas correntes de maré.

Nota-se ainda que, em ambas as situações de maré:

- i. As magnitudes das velocidades 2DH com vagas são menores em relação às do somente 2DH. As derivas residuais com ondas têm menores magnitudes que as sem ondas e são desviadas para regiões mais fundas,

devido ao aumento da rugosidade aparente no cenário com ondas em regiões mais rasas.

- ii. Os vetores do residual 3D apresentam direção diferente do escoamento 2DH em virtude de considerar a velocidade próxima ao fundo - camada acima de 0.3 metros do fundo - ao invés da velocidade promediada ao longo da coluna d'água.

Verifica-se que ocorrem variações significativas quanto à intensidade da velocidade residual das marés de quadratura e sizígia. Sendo que os valores em quadratura são superiores aos da sizígia em decorrência da ação do vento ter papel mais relevante na circulação da baía quando as correntes são menos intensas. É possível também que a direção média de Sudeste do vento no cenário de quadratura tenha contribuído para uma maior pista de atuação no interior da baía. Quanto maior a pista, maior será a intensidade das correntes geradas por ele, e com isso sua direção será representada de forma mais impactante nos vetores da coluna d'água.

A ação da maré é mais significativa na situação de sizígia, quando as correntes de maré são mais intensas. Uma vez que as correntes de marés são mais fracas na quadratura, é de se esperar na que o efeito do vento seja mais relevante. Então o efeito proporcional do vento deve ser mais fortemente representado na média da quadratura do que na média da sizígia. Essa premissa é válida para cenários com o mesmo campo de ventos. No entanto, assim como na natureza, os cenários aqui analisados têm campos de ventos diferentes.

Sendo assim, a análise dos campos de velocidade residual mostra que o deslocamento das partículas lagrangeanas nas marés de quadratura são superiores aos da sizígia, sugerindo que a força determinante para o deslocamento das partículas é o vento atuando na baía, quando as correntes são menos intensas. De forma similar, o campo de velocidades residuais é mais significativo nas áreas rasas, pois é onde o vento interfere mais no perfil de velocidades ao longo da coluna d'água. Os escoamentos dominados por vento são melhor representados pelos fluxos bidimensionais em situação de vento intenso e onde a direção do vento é favorável a uma maior pista de atuação.

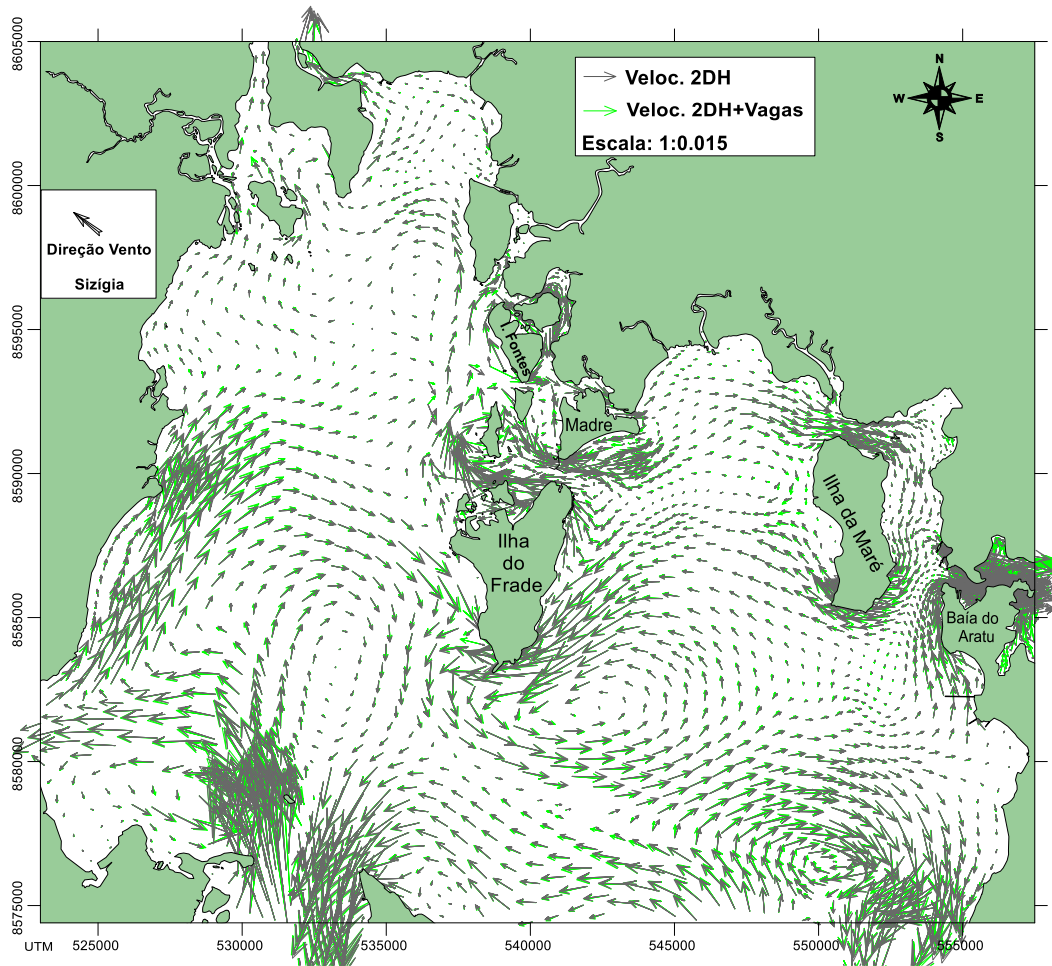


Figura 7.4: Mapa de velocidades de correntes residuais lagrangeanas do cenário 1 (2DH) e cenário 2 (2DH com vagas) para maré de sizígia.

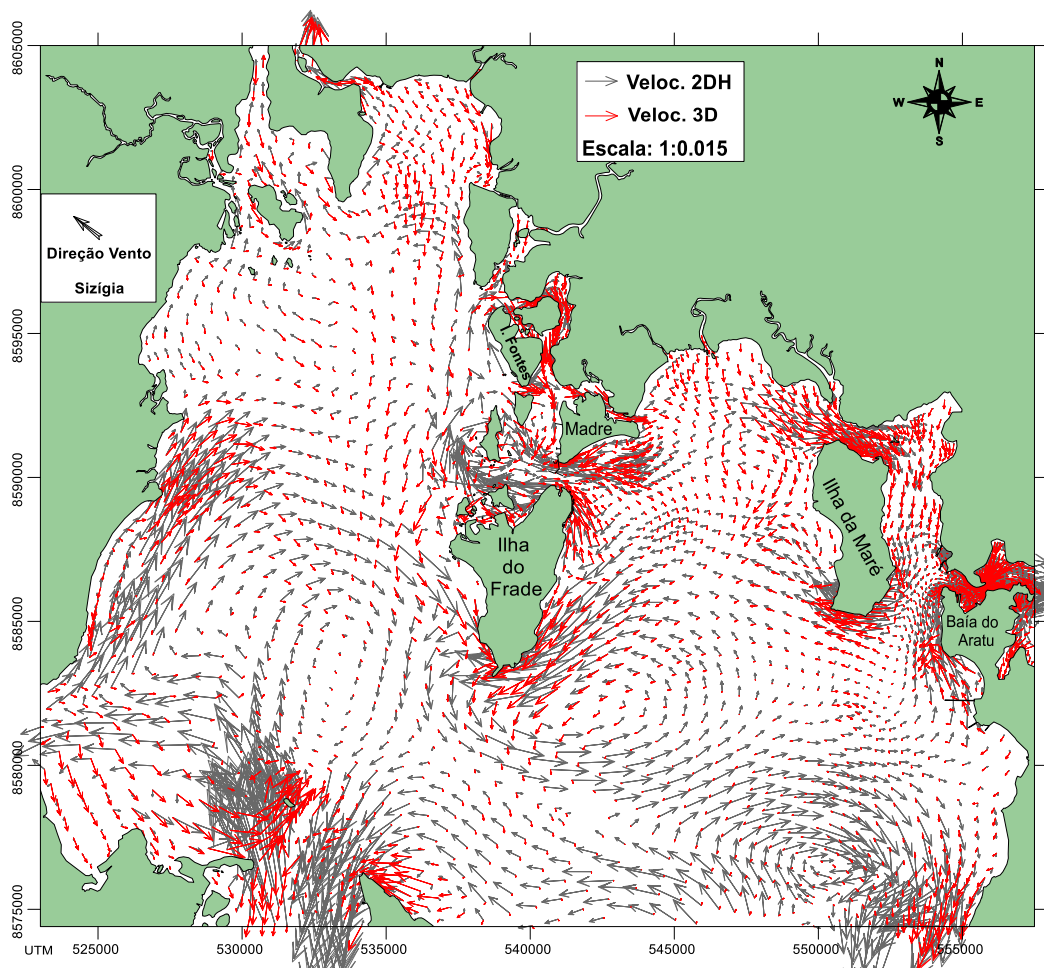


Figura 7.5: Mapa de velocidades de correntes residuais lagrangeanas do cenário 1 (2DH) e cenário 2 (3D) na camada de 0.3 metros acima do fundo para maré de sizígia.

7.1.2 Tensões de Fundo

Aqui são apresentados os mapas de tensão de fundo para cada cenário visando correlacionar este parâmetro hidrodinâmico de forma conjunta a tensão crítica de mobilidade do sedimento de fundo e ação de correntes de marés. Foi empregado o valor de tensão maior que 0.15, que indica o sedimento de areia fina, classe predominante neste estudo.

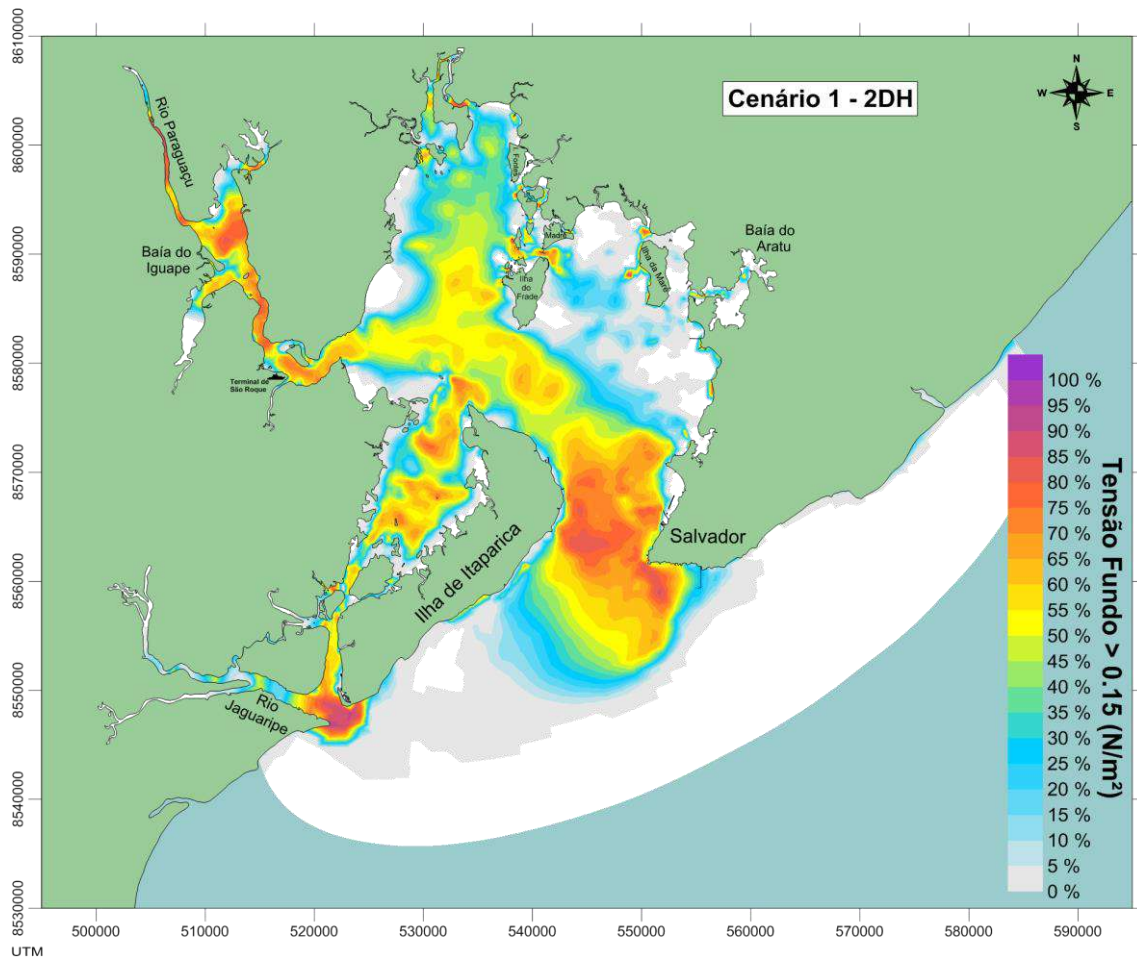


Figura 7.6: Percentagem de Tensão de Fundo > 0.15 no cenário 2DH. Tal valor é o mínimo necessário para mobilizar areias finas.

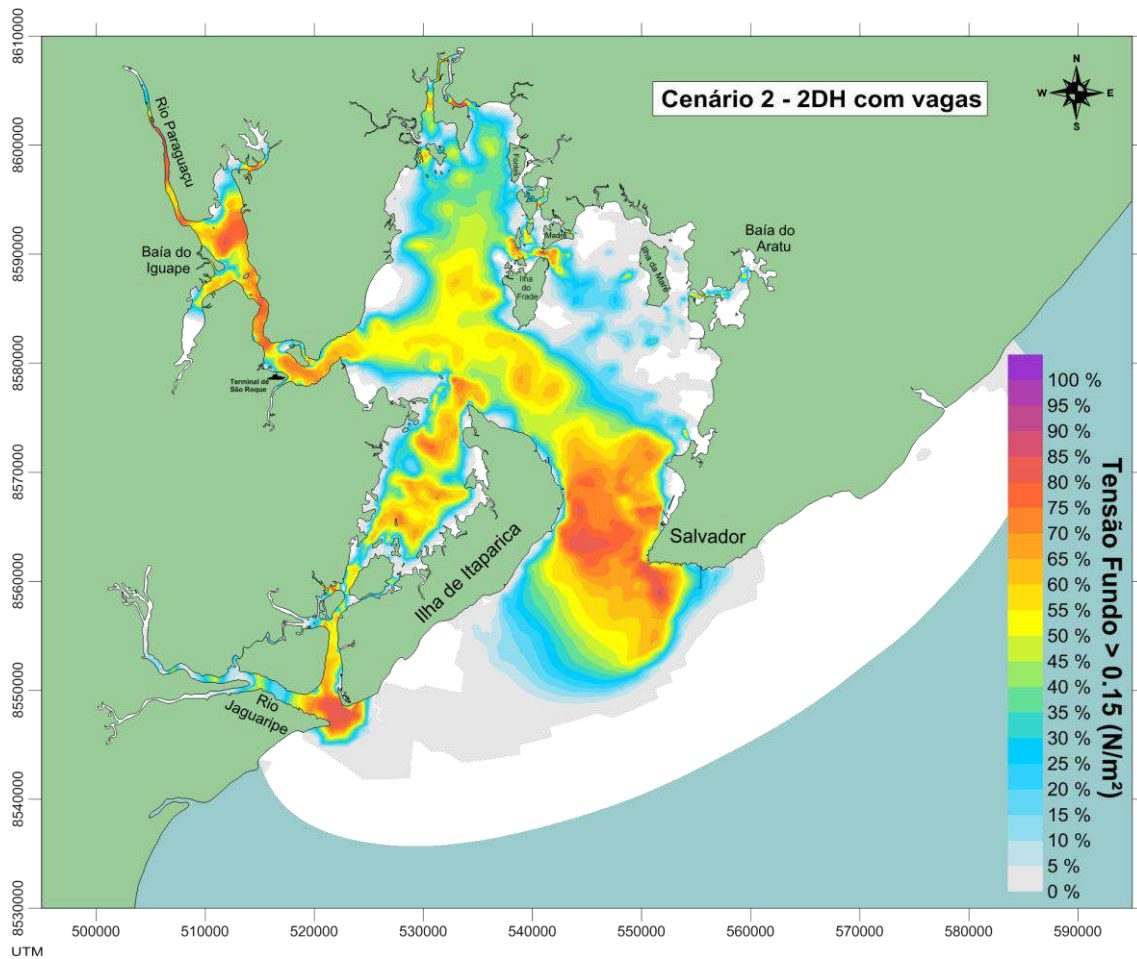


Figura 7.7: Percentagem de Tensão de Fundo > 0.15 no cenário 2DH+Vagas. Tal valor é o mínimo necessário para mobilizar areias finas.

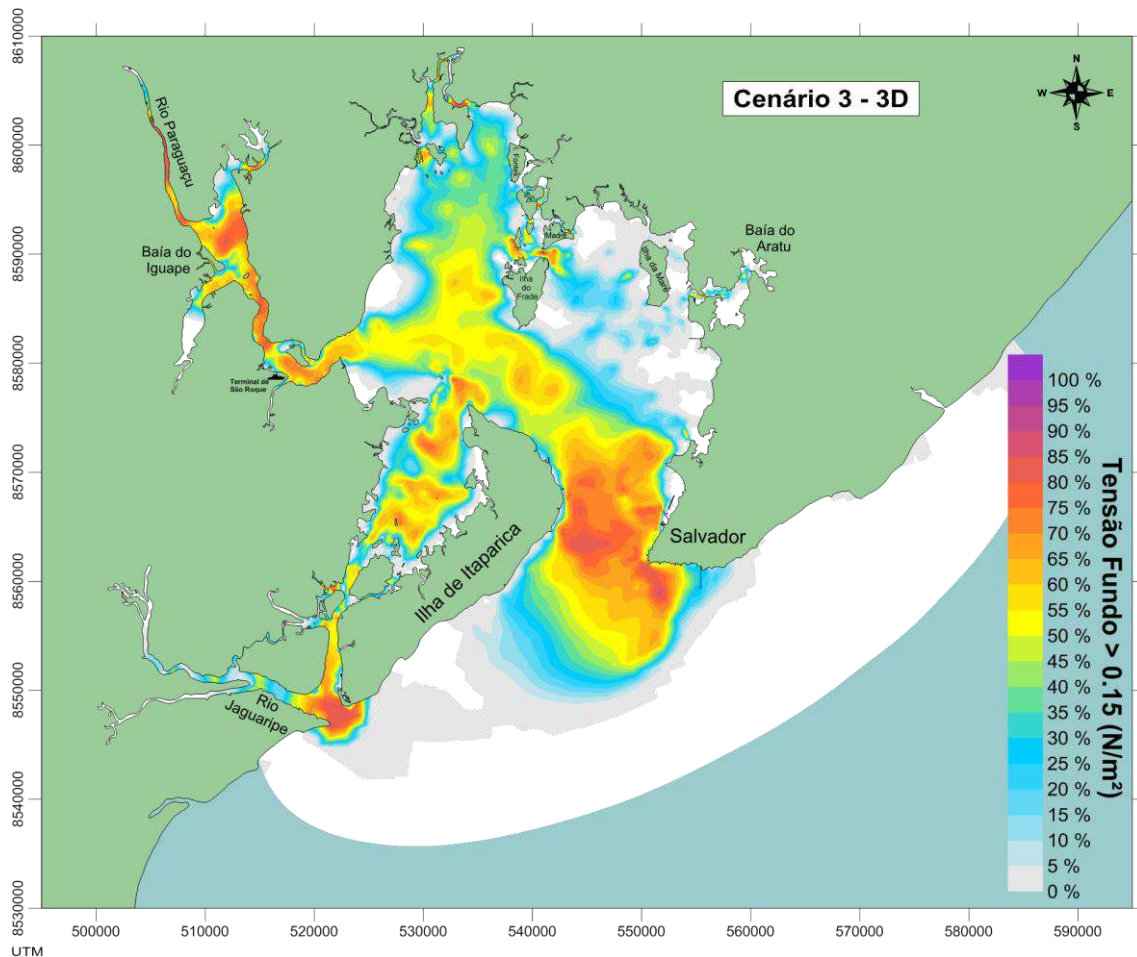


Figura 7.8: Percentagem de Tensão de Fundo > 0.15 no cenário 3D. Tal valor é o mínimo necessário para mobilizar areias finas.

Em comparação com as tensões do 2DH:

- i. O cenário com ondas, v. Figura 7 7, apresenta tensões maiores em regiões mais rasas da BTS onde ocorre maior interação entre sedimentos e ondas.
- ii. Já o cenário 3D, Figura 7 8, apresenta valores próximos aos para toda região do domínio.

Sendo assim, os cenário 2 e 3 representaram bem as relações matemáticas impostas para seus respectivos módulo.

7.2 Morfodinâmicos

A evolução morfológica fornece subsídios para ampliar a discussão sobre as alterações encontrados nos resultados hidrodinâmicos. Para entender tais processos, primeiramente foram analisadas em escala espacial as mudanças batimétricas da Baía de

Todos os Santos. De forma complementar, na seção 7.2.2, investiga-se o comportamento delta H e da vazão sólida ao longo do tempo em um ponto específico.

7.2.1 Mudanças batimétricas

A comparação entre as alterações batimétricas espaciais dos cenários foi feita através de mapas de Delta h, que indicam as mudanças na profundidade em relação a um instante inicial e final pré-determinados. Os mapas representam acréscimos e decréscimos na quantidade de sedimento em relação a uma situação precedente. Quando o Delta h é positivo - retratado pela cor azul - aponta que houve erosão. Logo, aumento da profundidade local. Já quando o Delta h é negativo – cor vermelha - entende-se por assoreamento, ou seja, diminuição da profundidade.

Os valores de delta h para todo o período modelado são apresentados a seguir em forma de tabela:

Tabela 15: Valores de delta h para cada cenário de maio a julho de 2015.

Resultados de Delta H			
Módulos	Cenários	Mínimo	Máximo
2DH	1	-0.19	0.10
	2	-0.57	0.25
3D	3	-0.49	0.23

Com a finalidade de ilustrar melhor as variações batimétricas de cada cenário, utilizou-se uma escala com as faixas mais significativas. Desta forma, são apresentados os mapas de delta h com os limites de valores entre -0.50 e 0.50 metros.

No referente ao cenário 1, com escoamento 2DH (v. Figura 8.10), os valores de delta h variam entre -0.19 e 0.10 m para todas as classes de sedimentos. A região que apresentou maior dinâmica de sedimentos se encontra próxima à entrada da Baía de Todos os Santos (BTS). O fato de esta região apresentar maior variação de profundidade, em relação ao restante do domínio, pode ser explicado a partir da análise de mapas de classes de sedimentos e de tensão de fundo. Conforme visto na caracterização sedimentológica, o sedimento predominante na BTS é areia fina. E região que apresentou maior dinâmica é onde ocorrem as maiores tensões de fundo e também presença de sedimento fino. Pode-se observar relação direta entre pontos de erosão, com alta tensão de fundo, e pontos de assoreamento com baixa tensão de fundo.

No cenário 2, com efeito de ondas locais, os valores de delta h variam entre -0.33 e 0.27 m para os múltiplos sedimentos de fundo. Em comparação ao cenário 1, o mapa apresenta uma maior taxa de transporte de sedimentos, porém abrangendo uma região menor do que a do mapa do 2DH. Diferentemente do que se esperaria, não ocorrem grandes variações de profundidade em outros locais onde a tensão de fundo é alta, devido à ausência de correntes para transportador os sedimentos mobilizados pelas ondas.

No cenário 3, de escoamento tridimensional são encontradas variações de batimetria entre -0.49 e 0.23 m. Como este cenário considera a velocidade do cálculo do transporte da profundidade de 0.3m acima do fundo, ocorre mais dinâmica nas partes mais rasas do domínio. O cenário 3D há ocorrência tanto de assoreamento quanto de erosão em taxas também maiores que do cenário 1, com valores próximos ao cenário 2.

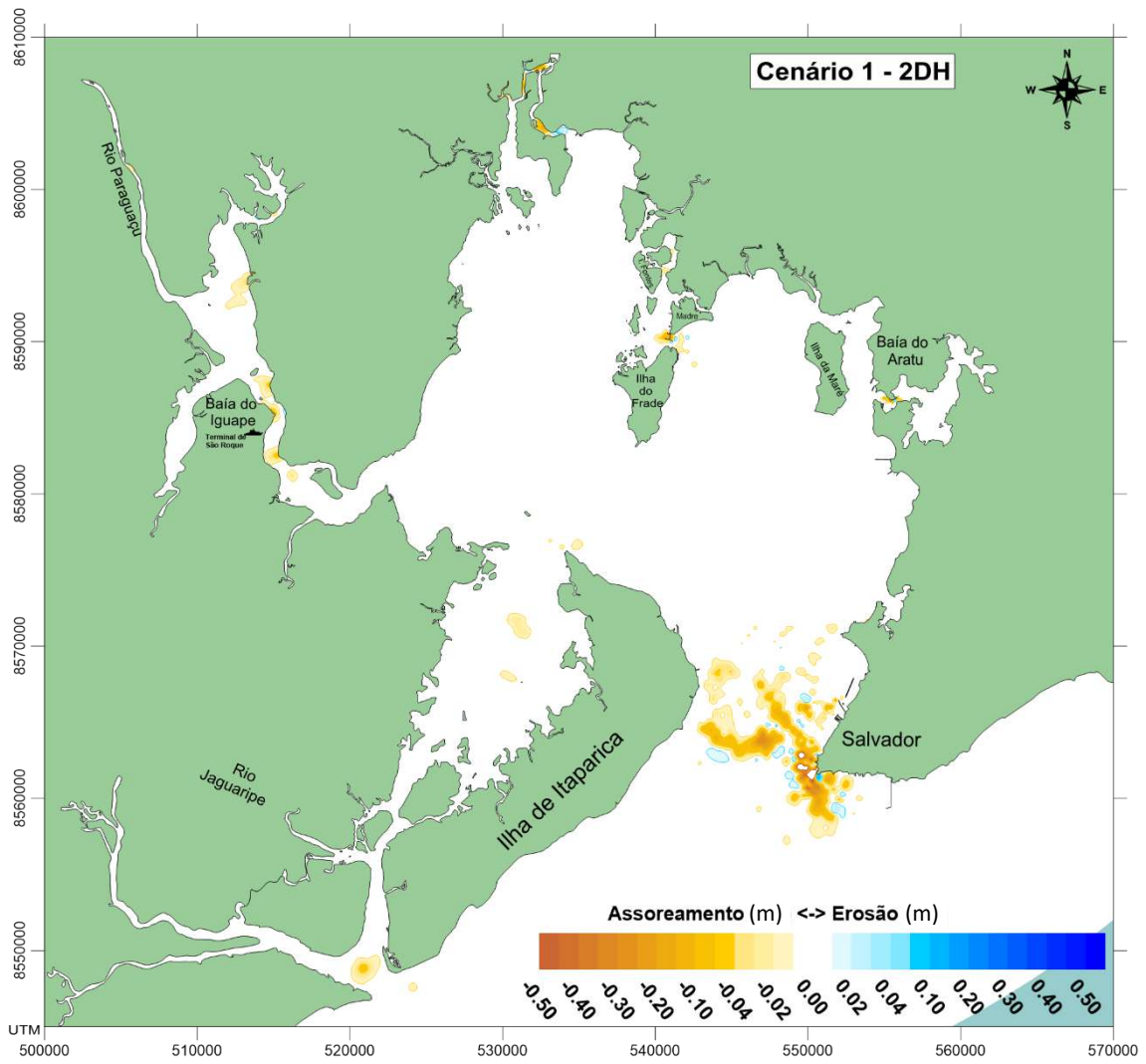


Figura 7.9: Mapa de Delta h do cenário 1 (2DH) para a região de interesse.

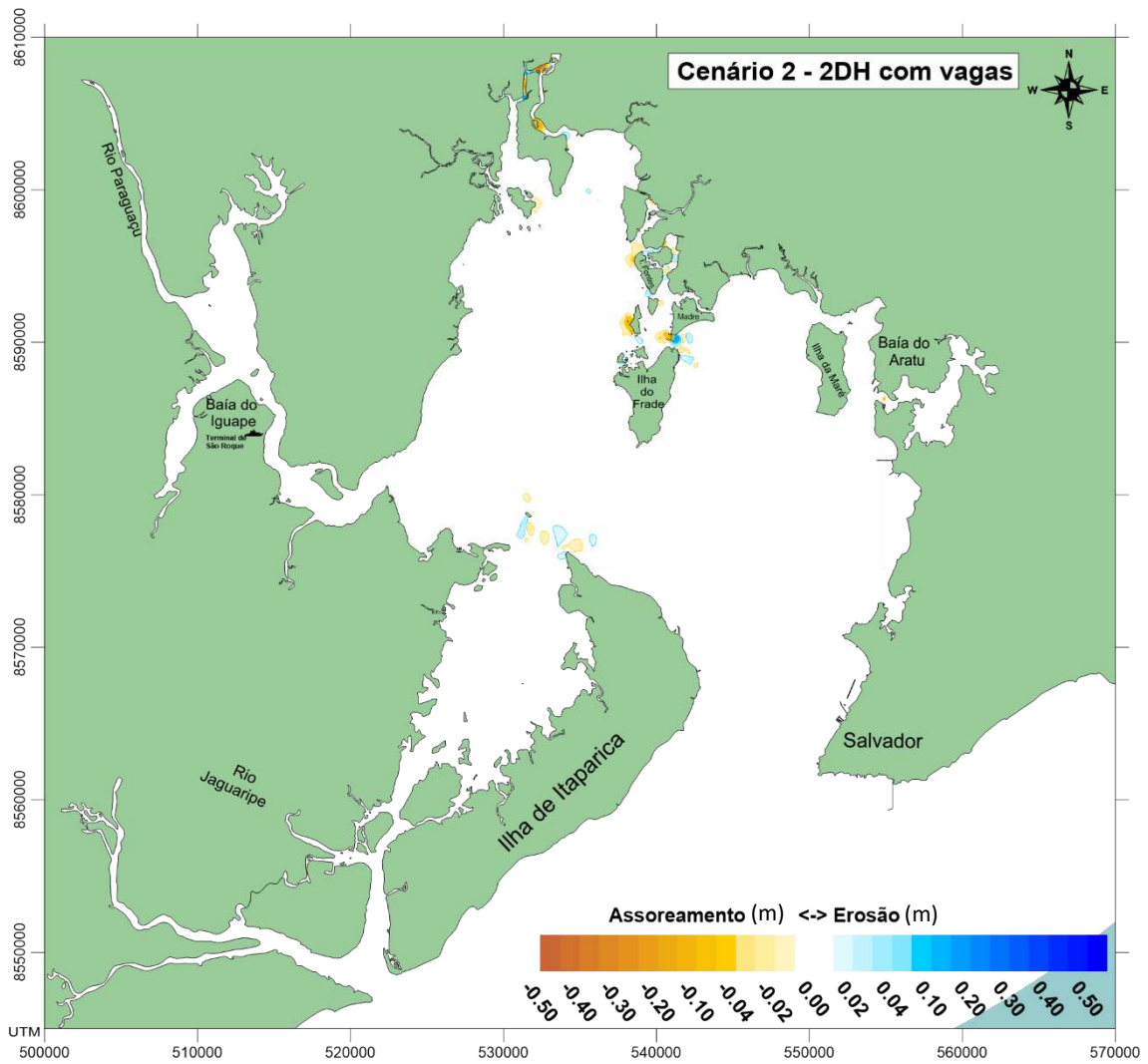


Figura 7.10: Mapa de Delta h do cenário 2 (2DH + VAGAS) para a região de interesse.

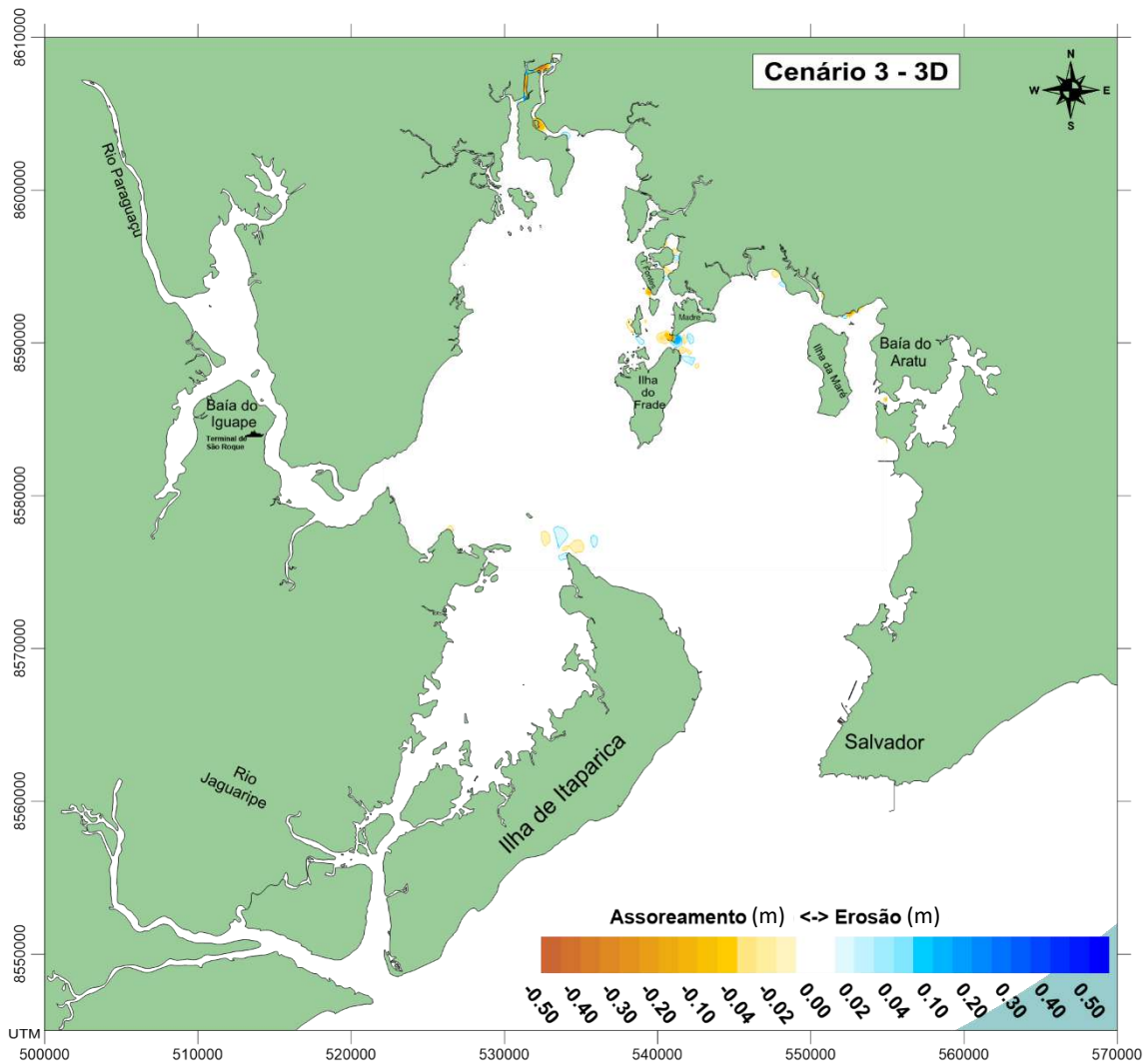


Figura 7.11: Mapa de Delta h do cenário 3 (3D) para a região de interesse.

7.2.2 Análises Temporais

Os gráficos analisados nesta seção buscam estabelecer uma relação entre os eventos de assoreamento/erosão observados para todos os cenários nos mapas de Delta h anteriormente apresentados com a vazão sólida (Q_s) ao longo do período simulado. A partir dos mapas de delta h sobrepostos, foram escolhidos dois nós onde ocorreram tanto assoreamento quanto erosão para todos os cenários.

Na Figura 7.13 é possível observar os nós utilizados: nó 6442 indica onde houve assoreamento e o nó 6251 onde houve erosão. Ambos os nós estão localizados na porção Nordeste da baía, entre a Ilha Madre de Deus e a Ilha do Frade conforme demarcado pelo retângulo na figura.

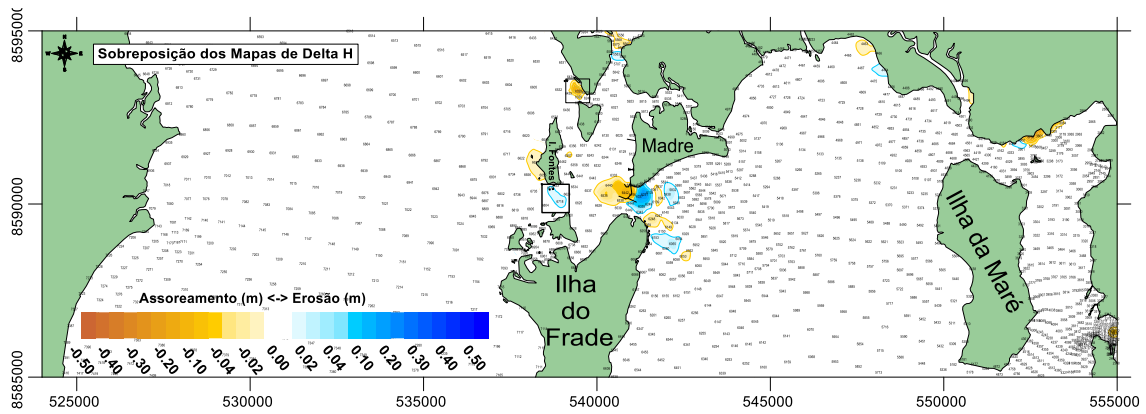


Figura 7.12: O mapa indica a localização dos nós de onde foram extraídas as séries temporais de Delta h e Qs discutidas nesta seção.

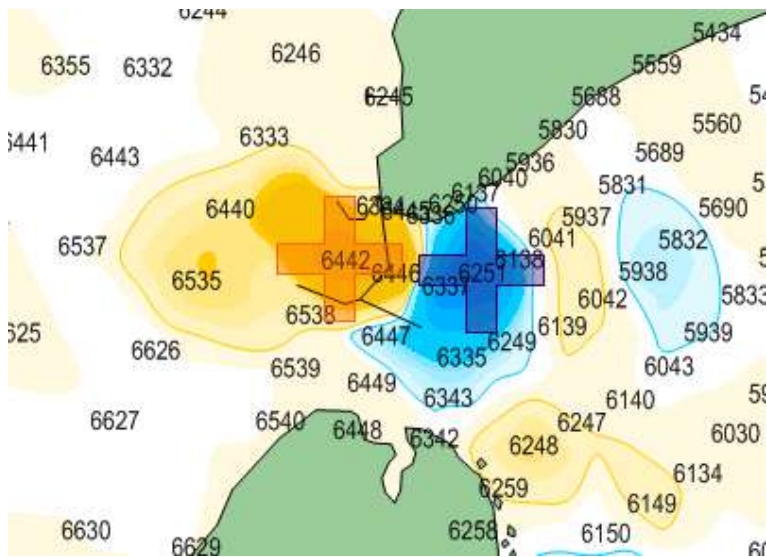


Figura 7.13: Zoom na área delimitada pelo retângulo da figura acima com os nós da malha. O nó 6442 indica onde houve assoreamento e o nó 6251 onde houve erosão.

Os gráficos indicam no eixo y ao lado esquerdo os valores de delta h, enquanto que no lado direito encontram-se os valores de vazão sólida (Qs).

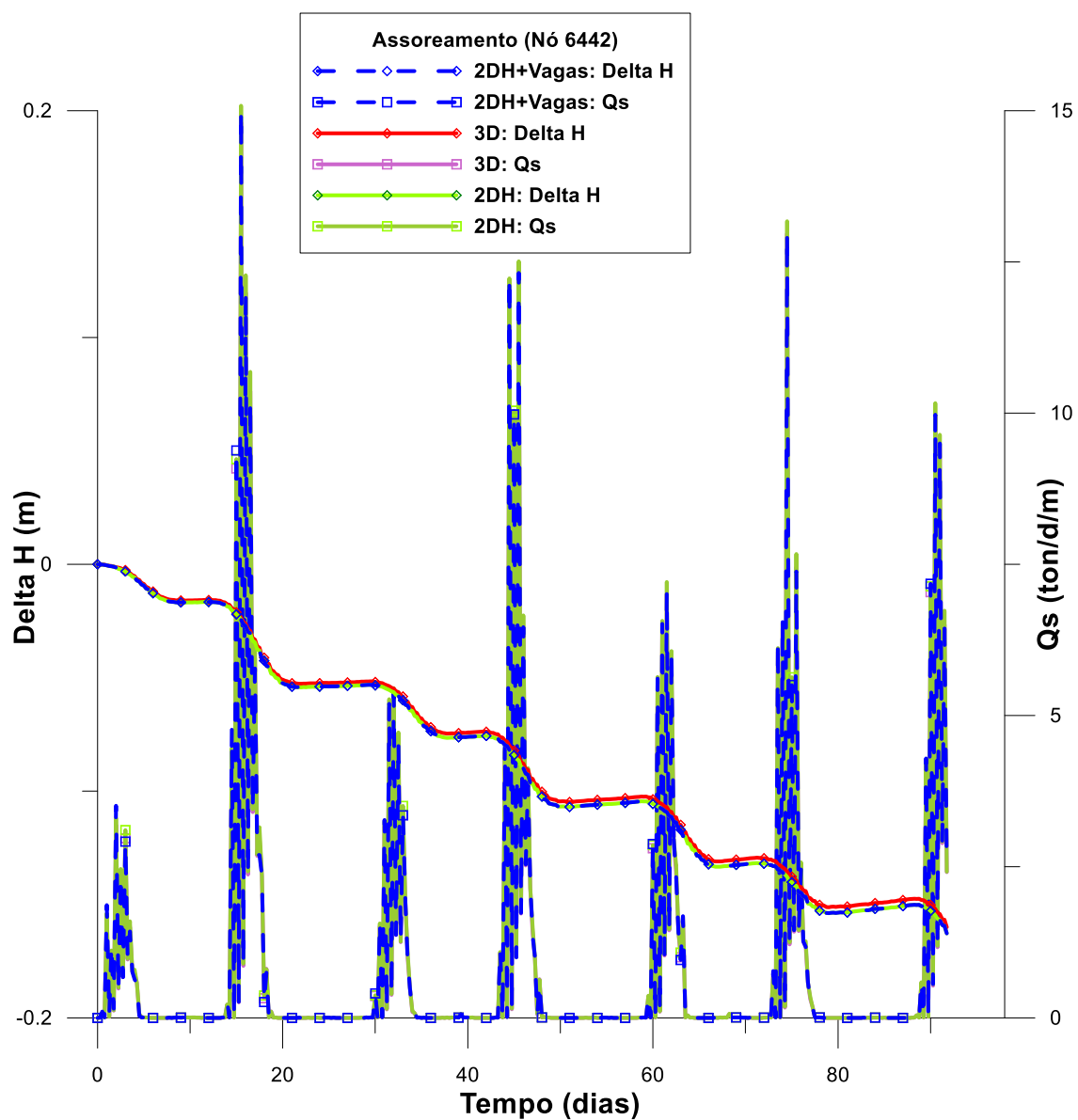


Figura 7.14: Gráfico de série temporal de Delta h e Vazão Sólida (Qs) no nó 6442, onde se observou assoreamento para todos os cenários.

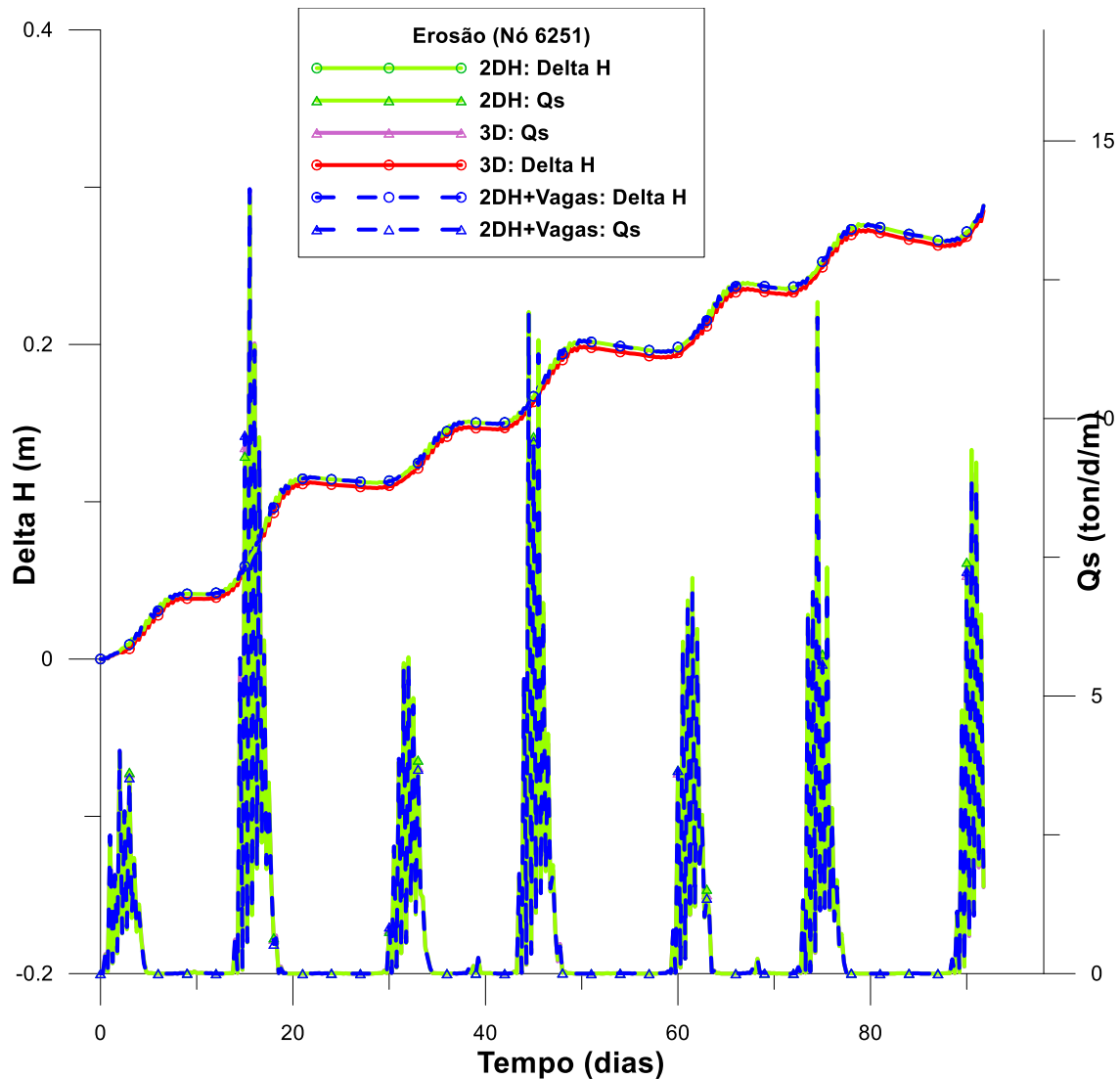


Figura 7.15: Gráfico de série temporal de Delta h e Vazão Sólida (Qs) no nó 6251, onde se observou erosão para todos os cenários.

Como se trata de uma série temporal, a direção do transporte em um único ponto não representa se o sedimento está acumulando ou erodindo, pois essas taxas dependem do cálculo do gradiente do transporte, que por sua vez depende dos pontos vizinhos.

Nota-se a que a evolução temporal negativa se relaciona diretamente com eventos de assoreamento. Isso quer dizer que, os assoreamentos estão associados à ocorrência de marés de sizígia, com espaçamento temporal de cerca de 7 dias. Durante as marés de quadratura ocorre um rearranjo natural e desmoronamento, que não é se relaciona com a vazão sólida. Nas duas evoluções temporais analisadas, parecem estar em concordância com o encontrado nos mapas de variações batimétricas do item 7.2.1: o cenário 2DH+vagas apresenta um maior assoreamento, seguido do 2DH e do 3D. De

forma similar, a vazão é maior no cenário 2DH+vagas, muito próxima do cenário 2DH e com valores inferiores no cenário 3D. De um modo geral, são encontradas maiores vazões sólidas na sizígia do que na quadratura.

Os gráficos de evoluções temporais analisados constataam coerência com os resultados de variações batimétricas para assoreamento e erosão. A região com maior ocorrência de dinâmica sedimentar é também onde há maior tensão de fundo, que é proporcional à velocidade. Sendo assim, o cenário com ondas tem um incremento no valor da rugosidade e por isso tem a maior tensão de fundo e apresenta maior variação batimétrica, seguido do 2DH e por último o 3D. No entanto, a faixa de valores de vazão total e taxas de transporte se mantém bastante próxima em todos os cenários, visto que os cálculos de magnitude de transporte são baseados nas formulações do módulo 2DH.

8. CONCLUSÕES

No âmbito dos modelos de evolução morfológicos, existem vários trabalhos que estimam o transporte de sedimentos a partir de velocidades promediadas na vertical. Contudo, a maioria não considera a ação conjunta das ondas e correntes no transporte de sedimentos, efeitos de ondas ou efeitos tridimensionais para avaliar as direções e magnitudes do transporte. Como proposta do foco deste trabalho, foi criada uma metodologia de análise que possibilita observar o efeito de ondas e de escoamento tridimensional na modelagem de transporte de sedimentos. A escolha da metodologia aqui descrita, em comparação com o uso de modelos promediados, proporciona inclusão mais realista dos processos que ocorrem na natureza. A partir das análises dos resultados deste estudo, pode-se obter uma boa relação entre a representação dos efeitos de ondas locais e de escoamento tridimensional, tanto na parte hidrodinâmica quanto na morfológica. Com base nos resultados discutidos, este capítulo apresenta uma síntese das conclusões deste estudo:

Comparando-se os efeitos 2DH e 3D na dinâmica sedimentar, nota-se diferenças sensíveis na direção do transporte 3D em relação ao escoamento bidimensional. Entretanto, a área de estudo não apresentou dinâmica sedimentar em algumas regiões mais rasas, dificultando a análise do efeito 3D. Para afirmar a eficiência de uma representação sob a outra, é necessário que haja dados batimétricos no local de aplicação do estudo.

O modelo 2DH acoplado ao modelo de geração de ondas apresentou um incremento nas tensões de fundo das áreas mais rasas em comparação ao 2DH. O modelo com ondas mostrou capacidade de mobilizar o sedimento de fundo e disponibilizar para transporte. No entanto, a ação de correntes transportadoras nas áreas rasas foi insuficiente para que o transporte ocorresse. Adicionalmente, o período pequeno das ondas geradas pelo vento, restringiu o efeito para áreas muito pequenas.

As regiões com maiores mudanças batimétricas ficaram restritas à uma região mais profunda na entrada da Baía de Todos os Santos. Pode-se correlacionar a ocorrência dessas variações com os locais onde foram observadas as maiores velocidades residuais e tensões de fundo.

De uma maneira geral, é importante considerar que quanto mais variáveis envolvidas durante um determinado estudo, maior aumenta a complexidade do mesmo. Outra questão que deve ser ponderada é o aumento do custo computacional e do tempo de simulação do experimento. A elaboração de diversos cenários e modelos implica num maior investimento com relação ao escoamento apenas bidimensional. Uma vez que a relevância dos efeitos de ondas e do fluxo tridimensional depende do fenômeno da área de estudos, o pesquisador deve adaptar sua metodologia as necessidades do seu estudo, reconhecendo as possíveis simplificações.

9. RECOMENDAÇÕES

Visando futuros experimentos computacionais para avaliar efeitos de escoamentos tridimensionais e de ondas no transporte de sedimentos e evolução morfológica de fundo, recomenda-se:

- As características das ondas, sejam elas geradas por ventos locais ou propagadas de regiões remotas, devem ter relevância na região de estudos. Para verificar essa questão, certificar-se de que na zona de interesse a razão entre altura da coluna de água (H) e comprimentos característicos das ondas (L) seja inferior a $1/5$ (aguas intermediárias a rasas). Quanto menor a relação H/L , mais relevantes serão os efeitos das ondas.
- Os efeitos de vento na circulação hidrodinâmica afetam tanto as correntes médias na coluna d'água como os perfis de velocidade, além de gerarem ondas que podem causar outros efeitos no escoamento. Portanto, é importante escolher

cenários de simulação onde o vento contribua para o incremento do campo de ondas.

- Selecionar local onde os tipos de sedimentos possam ser mobilizados pelos agentes hidrodinâmicos de modo significativo, objetivando obter evoluções morfodinâmicas comparativamente distintas entre cenários.

10.REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AVANZO P.A., 1977. A SEDIMENTAÇÃO NO SETOR CENTRAL DA BAÍA DE MARAGOGIPE, BA.SALVADOR, BAHIA, PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA, INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS, UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA, DISSERTAÇÃO DE MESTRADO, 85 P.
- BITTENCOURT, A. C. DA S. P.; BRICHTA, A.; NAPOLI, E., 1974. A SEDIMENTAÇÃO NA BAÍA DE ARATU, BAHIA. REVISTA BRASILEIRA DE GEOCIÊNCIAS, SALVADOR - BA, VOLUME 4, Nº1, P. 51-63.
- BITTENCOURT, A. C. S. P.; FERREIRA, Y.A. F.; NAPOLI, E., 1976. ALGUNS ASPECTOS DA SEDIMENTAÇÃO NA BAÍA DE TODOS OS SANTOS, BAHIA. REVISTA BRASILEIRA DE GEOCIÊNCIAS, SALVADOR - BA, VOLUME 6, Nº 4, P. 246-263.
- BRICHTA A. 1977. A SEDIMENTAÇÃO NA FOZ DO RIO PARAGUAÇU, BAHIA.SALVADOR, BAHIA, PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA, INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS, UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA, DISSERTAÇÃO DE MESTRADO, 113 P.
- BIZUTII, R.; MARQUES, W.C. ;MONTEIRO,I.O;FERNANDES,E.H., 2009. ESTUDO DO POTENCIAL ENERGÉTICO DE ONDAS GERADAS PELO VENTO PARA A PLATAFORMA CONTINENTAL SUL DO BRASIL.VIII SIMPÓSIO SOBRE ONDAS, MARÉS, ENGENHARIA OCEÂNICA E OCEANOGRAFIA POR SATÉLITE – OMAR-SAT 2009
- CAO, Z. X., AND CARLING, P. A. 2002. MATHEMATICAL MODELLING OF ALLUVIAL RIVERS: REALITY AND MYTH. PART I: GENERAL REVIEW. PROCEEDINGS OF THE INSTITUTION OF CIVIL ENGINEERS- WATER AND MARITIME ENGINEERING, 154(3), 207-219.
- CIRANO, M.; LESSA, G. C., 2007. OCEANOGRAPHIC CHARACTERISTICS OF BAÍA DE TODOS OS SANTOS, BRAZIL. REVISTA BRASILEIRA DE GEOFÍSICA, V. 25, P. 363-387.
- CHAUCHAD, J. M.; ET AL., 2011. A 3D TWO-PHASE NUMERICAL MODEL FOR SEDIMENT TRANSPORT. 7TH INTERNATIONAL CONFERENCE ON MULTIPHASE FLOW. COASTAL ENGINEERING MANUAL, CHAPTER II – METEOROLOGY AND WAVE CLIMATE, US ARMY CORPS OF ENGINEERING, 2001
- ICMF 2010. TAMPA, FL, MAY 30 – JUNE 4, 2010, P. 6.
- COLI, A. B. & MATA, M.M, 1996. CARACTERIZAÇÃO DAS ALTURAS DE ONDA NO ATLÂNTICO SUL OCIDENTAL ATRAVÉS DA ALTIMETRIA TOPEX/POSEIDON. ANAIS VIII SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO- SALVADOR, BRASIL, 14-19 ABRIL 1996, INPE, P. 755-760.
- CÔRREA I.C.S., PONZI V.R.A. 1979. ESTUDOS DOS CARBONATOS ASSOCIADOS AOS SEDIMENTOS DE FUNDO DA PARTE OESTE DA BTS. ANAIS DA ACADEMIA BRASILEIRA DE CIÊNCIAS, 52:347- 352.
- CRA, 2001. SANEAMENTO AMBIENTAL DA BAÍA DE TODOS OS SANTOS. MODELAMENTO E AVALIAÇÃO AMBIENTAL. DESENVOLVIMENTO DE MODELOS COMPUTACIONAIS DE CIRCULAÇÃO HIDRODINÂMICA, DE TRANSPORTE DE CONTAMINANTES E DE QUALIDADE DA ÁGUA DA BTS. PROGNÓSTICO DOS EFEITOS DO PROGRAMA BAHIA

- AZUL COM RELAÇÃO À BALNEABILIDADE DAS PRAIAS. TECHNICAL REPORT RT-257-05-MA-003-RF, 262 P., CENTRO DE RECURSOS AMBIENTAIS, SALVADOR, BAHIA, BRAZIL.
- DEMIRBILEK, Z., VINCENT, C.L., 2002. WATER WAVE MECHANICS. CHAPTER II-1, COASTAL ENGINEERING MANUAL (EM 1110-2-1100). US ARMY CORPS OF ENGINEERS, WASHINGTON, D.C
- DYER, K. R. 1997. ESTUARIES: A PHYSICAL INTRODUCTION. CHICHESTER: J. WILEY.
- FANG HONGWEI, THREE-DIMENSIONAL MATHEMATICAL MODEL OF RIVER BED EROSION BY FLOAT OPEN CAISSON IN CONSTRUCTION PERIOD, SCIENCE IN CHINA, SER.A, 1995, 38(5): 618.
- FANG H., 1996. THREE-DIMENSIONAL MATHEMATICAL MODEL OF RIVER BED EROSION FOR WATER-SEDIMENT TWOPHASE FLOW. ACTA MECHANIC SINICA, 12(1): 85.
- FANG, H., WANG G., 2000. THREE-DIMENSIONAL MATHEMATICAL MODEL FOR SUSPENDED SEDIMENT TRANSPORT, ASCE J. OF HYDRAULIC ENG., 126(8): 578.
- FANG, H., RODI, W., 2001. 3-D NUMERICAL SIMULATION FOR TOTAL SEDIMENT TRANSPORT AND ITS APPLICATION. ANNUAL CONFERENCE OF THE INTERNATIONAL ASSOCIATION FOR MATHEMATICAL GEOLOGY.
- GALLO, M. N. & VINZON, S., (COORD.), 2015. RELATÓRIO DE CARACTERIZAÇÃO SEDIMENTOLÓGICA II. RELATÓRIO 8, FUNDAÇÃO COPPETEC PROJETO ANÁLISES E LEVANTAMENTOS HIDRO-SEDIMENTOLÓGICOS VISANDO AO PROJETO DA PONTE ENTRE SALVADOR E A ILHA DE ITAPARICA, BA. RIO DE JANEIRO, DE 12/2015, RJ, 21 P.
- GOMES & PICAMILH, 2014. MODELAGEM COMPUTACIONAL DA BAÍA DE TODOS OS SANTOS, SALVADOR – BA. RELATÓRIO FINAL DE DISCIPLINA DE MODELAGEM HIDRODINÂMICA APLICADA DO PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA OCEÂNICA, UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO, 23P.
- HOLTHUIJSEN, L.H., 2007. WAVES IN OCEANIC AND COASTAL WATERS, CAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS, 25-30 P.
- HUYBRECHTS, N., HERVOUET, C. VILLARET & J-M, 2010. COMPARISON BETWEEN 2D AND 3D MODELLING OF SEDIMENT TRANSPORT: APPLICATION TO THE DUNE EVOLUTION. RIVER FLOW 2010 - DITTRICH, KOLL, ABERLE & GEISENHAINER (EDS) - © 2010 BUNDESANSTALT FÜR WASSERBAU ISBN 887-893 P.
- LESSA G. C.; CIRANO M.; GENZ F.; TANAJURA C A S; SILVA R R ; 2009. BAÍA DE TODOS OS SANTOS CAPÍTULO 3 OCEANOGRAFIA FÍSICA UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA SALVADOR 2009 EDFBA
- LESSA, G. & DIAS, K. 2009. DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DAS LITOFÁCIES DE FUNDO DA BAÍA DE TODOS OS SANTOS. QUATERNARY AND ENVIRONMENTAL GEOSCIENCES (2009) 01(2):84-97.
- MADSEN, O. S., WOOD, W., 2002, SEDIMENT TRANSPORT OUTSIDE THE SURF ZONE, IN: COASTAL ENGINEERING MANUAL, U.S. ARMY CORPS OF ENGINEERS, WASHINGTON D.C.

- MACEDO, M. G. F., 1977. ESTUDOS SEDIMENTOLÓGICOS DA BAÍA DE TODOS OS SANTOS. DISSERTAÇÃO DE MESTRADO EM GEOLOGIA. INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS, UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA, SALVADOR – BA;
- PEREIRA, M. BORGES, 1998. REFORMULAÇÃO DA METODOLOGIA DE STRAND SOBRE O COMPORTAMENTO DE SEDIMENTOS EM. RESERVATÓRIOS, RIO DE JANEIRO.
- ROSENHAGEN, A. G. J., 2013. *APLICAÇÃO DE UMA FÓRMULA DE TRANSPORTE DE SEDIMENTOS CONSIDERANDO ONDAS E CORRENTES EM UM MODELO HIDRO-SEDIMENTOLÓGICO. DISSERTAÇÃO DE MESTRADO PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA OCEÂNICA, UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO, 74 P.*
- ROSMAN, P. C. C., 1997, "SUBSÍDIOS PARA MODELAGEM DE SISTEMAS ESTUARINOS." IN: SILVA, R. C. V. D. (EDS.). MÉTODOS NUMÉRICOS EM RECURSOS HÍDRICOS, CAP. EDITORA ABRH.
- ROSMAN, P. C. C., (COORD.), 2015A. R6 - RELATÓRIO DE MEDIÇÕES MAREGRÁFICAS EQUINÓCIO MARÇO DE 2015. RELATÓRIO 6 FUNDAÇÃO COPPETEC, PROJETO ANÁLISES E LEVANTAMENTOS HIDRO-SEDIMENTOLÓGICOS VISANDO AO PROJETO DA PONTE ENTRE SALVADOR E A ILHA DE ITAPARICA, BA (PEN0-1816). RIO DE JANEIRO, DE 12/2015, RJ, 29 P.
- ROSMAN, P. C. C., (COORD.), 2015B. RELATÓRIO SOBRE CALIBRAÇÃO DE MODELOS. RELATÓRIO 9 FUNDAÇÃO COPPETEC, PROJETO ANÁLISES E LEVANTAMENTOS HIDRO-SEDIMENTOLÓGICOS VISANDO AO PROJETO DA PONTE ENTRE SALVADOR E A ILHA DE ITAPARICA, BA. RIO DE JANEIRO, DE 12/2015, RJ, 46 P.
- ROSMAN, P. C. C., (COORD.), 2015C. RELATÓRIO DE VALIDAÇÃO DE MODELOS. RELATÓRIO 11 FUNDAÇÃO COPPETEC, PROJETO ANÁLISES E LEVANTAMENTOS HIDRO-SEDIMENTOLÓGICOS VISANDO AO PROJETO DA PONTE ENTRE SALVADOR E A ILHA DE ITAPARICA, BA (PEN0-1816). RIO DE JANEIRO, DE 12/2015, RJ, 46 P.
- ROSMAN, P. C. C., (COORD.), 2015D. RELATÓRIO DE MEDIÇÕES DE VENTOS, CORRENTES E ONDAS PARTE C. RELATÓRIO 13C, FUNDAÇÃO COPPETEC PROJETO ANÁLISES E LEVANTAMENTOS HIDRO-SEDIMENTOLÓGICOS VISANDO AO PROJETO DA PONTE ENTRE SALVADOR E A ILHA DE ITAPARICA, BA. RIO DE JANEIRO, DE 12/2015, RJ, 68 P.
- ROSMAN, P. C. C., (COORD.), 2015F. RELATÓRIO DE PROGNÓSTICOS HIDRO-SEDIMENTOLÓGICOS COM MODELAGENS COMPUTACIONAIS. RELATÓRIO 14, FUNDAÇÃO COPPETEC PROJETO ANÁLISES E LEVANTAMENTOS HIDRO-SEDIMENTOLÓGICOS VISANDO AO PROJETO DA PONTE ENTRE SALVADOR E A ILHA DE ITAPARICA, BA. RIO DE JANEIRO, DE 12/2015, RJ, 138 P.
- ROSMAN, P. C. C. ET AL., 2017, REFERÊNCIA TÉCNICA DO SISBAHIA®, RIO DE JANEIRO, COPPE – UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
- ROSMAN, P. C. C., (COORD.), 2003. MODELAGEM COMPUTACIONAL PARA ANÁLISE DE ASPECTOS DA DINÂMICA DE SEDIMENTOS NA BAÍA DE TODOS OS SANTOS, BA – RELATÓRIO FINAL FUNDAÇÃO COPPETEC PARA O CONSÓCIO BTS_HYDRO-CH2MHILL. PEN0-4145. RIO DE JANEIRO, DE 05/11/2003, RJ, 144 P.
- ROSMAN, P.C.C., CUNHA, C.L.N., CABRAL, M.M. ET AL., 2013, REFERÊNCIA TÉCNICA DO SISBAHIA – VERSÃO 9.2, REV. ABR. 2013, COPPE/UFRJ. PROGRAMA DE ENGENHARIA OCEÂNICA, RIO DE JANEIRO, RJ, 298 P. DISPONÍVEL EM [HTTP://WWW.SISBAHIA.COPPE.UFRJ.BR/SISBAHIA_TECREF_V65.PDF](http://www.sisbahia.coppe.ufrj.br/sisbahia_tecref_v65.pdf)
- SOULSBY, R. L., 1997, DYNAMICS OF MARINE SANDS, LONDON, THOMAS TELFORD PUBLICATIONS

- SERVAIN J.; STRICHERZ, J. N.; LEGLER, D. M. (1996) TOGA PSEUDO-STRESS ATLAS 1985-1994. VOLUME 1: TROPICAL ATLANTIC. CENTRE ORSTOM, PLOUZANE, FRANCE, 158 P.
- XAVIER, A. G. (2002) ANÁLISE HIDRODINÂMICA DA BAÍA DE TODOS OS SANTOS. TESE DE DOUTORADO, PROGRAMA DE PÓS GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA, UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO, 222 P.
- SHEPARD, F.P. 1954. NOMENCLATURE BASED ON SAND-SILT-CLAY RATIOS. JOURNAL OF SEDIMENTARY PETROLOGY, 24:151-158.
- VAN RIJN, L.C., 1993. PRINCIPLES OF SEDIMENT TRANSPORT IN RIVERS, ESTUARIES AND COASTAL SEAS, AQUA PUBLICATIONS, AMSTERDAM, THE NETHERLANDS.
- VAN RIJN, L. C., 2007A, UNIFIED VIEW OF SEDIMENT TRANSPORT BY CURRENTS AND WAVES. I: INITIATION OF MOTION, BED ROUGHNESS, AND BED-LOAD TRANSPORT, JOURNAL OF HYDRAULIC ENGINEERING, ASCE, VOL. 133, NO. 6, P. 649-667.
- YOUNG, I.R., 2011. GLOBAL TRENDS IN WIND SPEED AND WAVE HEIGHT. SCIENCE 332, 45.
- WU, W., RODI, W., WENKA, TH, 2000. 3D NUMERICAL MODELING OF FLOW AND SEDIMENT TRANSPORT IN OPEN CHANNELS. ASCE J. HYDRAULIC ENG., 126(1): 4.