

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

TESE DE DOUTORADO

ALTERAÇÕES MORFODINÂMICAS NO CANAL DO LINGUADO PELA REMOÇÃO
DO DIQUE QUE O SEPARA DA BAÍA DA BABITONGA (SC)

LEANDRO FRANKLIN DA SILVA

ORIENTADOR: PROF. DR. ELÍRIO ERNESTINO TOLDO JUNIOR

CO-ORIENTADOR: PROF. DR. ANTÔNIO HENRIQUE DA FONTOURA KLEIN

PORTO ALEGRE, NOVEMBRO DE 2011

CIP - Catalogação na Publicação

Franklin da Silva, Leandro

ALTERAÇÕES MORFODINÂMICAS NO CANAL DO LINGUADO
PELA REMOÇÃO DO DIQUE QUE O SEPARA DA BAÍA DA
BABITONGA (SC) / Leandro Franklin da Silva. -- 2011.
198 f.

Orientador: Elírio Ernestino Toldo Junior.

Coorientador: Antônio Henrique da Fontoura Klein.

Tese (Doutorado) -- Universidade Federal do Rio
Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa de
Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, BR-RS,
2011.

1. Oceanografia. 2. Modelagem Numérica. 3.
Morfodinâmica de Canais de Maré. 4. Engenharia
Costeira. I. Ernestino Toldo Junior, Elírio, orient.
II. Henrique da Fontoura Klein, Antônio, coorient.
III. Título.

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

ALTERAÇÕES MORFODINÂMICAS NO CANAL DO LINGUADO PELA REMOÇÃO
DO DIQUE QUE O SEPARA DA BAÍA DA BABITONGA (SC)

LEANDRO FRANKLIN DA SILVA

Orientador: Prof. Dr. Elírio Ernestino Toldo Junior (UFRGS)
Co-orientador: Prof. Dr. Antônio Henrique da Fontoura Klein (UFSC)

Banca Examinadora:

Prof. Dr. João Luiz Baptista de Carvalho (UNIVALI)
Prof. Dr. Jefferson Vianna Bandeira (CDTN)
Prof. Dr. Norberto Olmiro Horn Filho (UFSC)

Tese apresentada ao Programa
de Pós-Graduação em
Geociências como requisito
para obtenção do título de
Doutor em Geociências.

PORTO ALEGRE, NOVEMBRO DE 2011

Ao meu pai (*in memoriam*) pelos
seus ensinamentos e aos meus
amores kalinka e Giovani.

AGRADECIMENTOS

Ao meu orientador Professor Dr. Elírio E. Toldo Junior (UFRGS) por proporcionar a orientação para obtenção deste título.

Ao Professor Dr. Antonio Henrique da Fontoura Klein (UFSC) pela competência, objetividade e consistência em suas orientações.

Ao Professor Dr. João Luiz Baptista de Carvalho (UNIVALI) por viabilizar a realização deste estudo através de sua orientação e disponibilização dos dados.

Ao Professor Dr. Paulo Cesar Colonna Rosman (UFRJ) e sua equipe pelos ensinamentos sobre o SisBahia e orientação em algumas etapas deste trabalho.

Ao Dr. Lindino Benedet, Diretor da Coastal Planning e Engineering do Brasil, por ceder gentilmente a licença do modelo numérico Delft3D para realizar parte desta pesquisa.

Ao Dr. Rodrigo Barletta e Dr. Jorge Souza, meus colegas de trabalho, pela energia positiva e incentivo a finalização deste trabalho.

Ao meu colega João Dobrochiski pelo auxílio nas simulações de transporte de sedimentos e pelas ricas discussões sobre este assunto.

Ao CNPQ pela bolsa de estudos e pelo fomento a pesquisa.

A minha esposa Kalinka pelo amor, amizade, companheirismo, incentivo e compreensão ao longo desta jornada. MUITO OBRIGADO.

Ao meu filho Giovani por proporcionar ainda mais felicidade para a minha vida.

RESUMO

O dique hidráulico construído em 1935 entre o continente e a Ilha de São Francisco do Sul estabeleceu uma nova configuração ambiental para o Canal do Linguado e Baía da Babitonga, pois a comunicação entre estes ambientes foi interrompida com a construção do aterro gerando a estagnação das águas nesta região. A comunidade local e lideranças políticas vêm manifestando ao longo dos anos o desejo de que a ligação entre eles seja restabelecida. Diante desta possibilidade, é importante a realização de estudos que sinalizem os caminhos para um manejo ambiental eficiente e seguro para toda a região, pois as mudanças hidrodinâmicas decorrentes da retirada do dique podem implicar numa descaracterização sem precedentes nos processos sedimentares atuais, podendo acarretar, inclusive, grandes modificações nas áreas urbanas estabelecidas. Assim, o objetivo desta pesquisa foi estudar os aspectos morfológicos, meteorológicos e oceanográficos do Canal do Linguado e Baía da Babitonga através de dados coletados em campo (batimetria, granulometria, elevação do nível de água, velocidade e direção de ventos e correntes), bem como, analisar através de simulações numéricas o padrão de circulação das águas e os processos físicos responsáveis pela erosão e sedimentação destes ambientes, considerando a condição atual e os ambientes interligados entre si devido a remoção do aterro sul. Os resultados mostram que o restabelecimento do escoamento hidrodinâmico proporciona alterações nas características das correntes, sendo o impacto no transporte de sedimentos e na hidrodinâmica evidenciado principalmente na região dos aterros e na desembocadura do Canal do Linguado. Assim, o impacto relacionado a erosão e sedimentação também fica restrito a estas áreas. No presente estudo foram apontados alguns aspectos positivos quanto ao restabelecimento da comunicação entre estes ambientes, principalmente no que se refere ao aumento na estabilidade da seção transversal da desembocadura em Barra do Sul em decorrência da remoção do dique hidráulico.

ABSTRACT

The hydraulic dam built in 1935 between the mainland and Sao Francisco do Sul Island established a new environmental setting for the Linguado Channel and Babitonga Bay, once the communication between these environments found itself interrupted with the construction of the dam, resulting on regional water stagnation. The local community and political leaders have expressed, over the years, the desire of restoring the connection. Facing this possibility, it is important to conduct studies that identify the paths to a safe and efficient environmental management for the entire region, once the hydrodynamic changes resulting from the removal of the dam could cause a unprecedented impact in the current sedimentary process, which may cause major changes in established urban areas. The objective of this research is study the morphological, meteorological and oceanographic aspects of the Linguado Channel and Babitonga Bay through collected data (bathymetry, grain size, water level, velocity and directions of winds and currents) and using numerical simulation to analyze the pattern of water circulation and physical process responsible for erosion and sedimentation in these environments, considering the current condition and the environments interconnected due to removal the dam. The results showed that the restoration of flow provides hydrodynamics changes in the characteristics of the currents, and an impact on sediment transport and hydrodynamics are evidenced mainly in the dam and inlet areas. Thus, the impact related to erosion and sedimentation is also restricted to these areas. The present study showed some positive aspects regarding the restoration of the communication between the environments, especially regarding the increase of cross section stability of the inlet in Linguado Channel due to the removal of the dam.

Sumário

1. INTRODUÇÃO	1-1
1.1. INTRODUÇÃO AO PROBLEMA	1-1
1.2. ESTRUTURA DO DOCUMENTO	1-3
2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	2-1
2.1. MORFODINÂMICA E ESCALAS DE PROCESSOS	2-1
2.2. DESEMBOCADURAS DOMINADAS POR MARÉS	2-3
2.2.1. Aspectos Gerais	2-3
2.2.2. Definição	2-4
2.2.3. Principais Depósitos Sedimentares Associados	2-6
2.2.3.1. Delta de Maré Vazante	2-6
2.2.3.2. Delta de Maré Enchente	2-9
2.2.4. Estabilidade de Canais de Maré	2-10
2.2.4.1. Prisma de Maré	2-12
2.2.4.2. Guia-Correntes ou Molhes	2-13
2.2.4.3. Critérios de Estabilidade	2-13
2.2.4.3.1. Relação entre o Prisma de Maré e a Área da Menor Seção Transversal ($P \times A_c$)	2-14
2.2.4.3.2. Relação entre o Prisma de Maré e o Transporte Litorâneo Total (P/M_t)	2-14
2.2.4.3.3. Relação Entre Velocidade Média Máxima e Área da Menor Seção Transversal ($V_{max} \times A_c$)	2-15
2.2.4.3.4. Relação Entre Capacidade de Resposta e Área da Menor Seção Transversal ($C_r \times A_c$)	2-16
2.2.5. Processos Hidrodinâmicos em Desembocaduras	2-17
2.2.5.1. Oscilação Periódica do Nível do Mar	2-19
2.2.5.2. Assimetria da Maré	2-21
3. ÁREA DE ESTUDO	3-1
3.1. HISTÓRICO DO FECHAMENTO DO CANAL DO LINGUADO	3-1
3.2. ASPECTOS FISIográficos	3-4
3.3. CLIMA	3-6
3.4. HIDROGRAFIA	3-7
3.5. HIDRODINÂMICA	3-8
4. MORFOLOGIA E METEOCEANOGRAFIA DO CANAL DO LINGUADO E BAÍA DA BABITONGA	4-1
4.1. INTRODUÇÃO	4-1
4.2. OBJETIVOS	4-1
4.2.1. Objetivo Geral	4-1
4.2.2. Objetivo Específico	4-1
4.3. METODOLOGIA	4-1
4.3.1. Batimetria	4-1
4.3.2. Sedimentologia	4-2
4.3.3. Parâmetros Meteorológicos e Hidrodinâmicos	4-3
4.3.3.1. Velocidade e Direção dos Ventos	4-5
4.3.3.2. Marés	4-6
4.3.3.3. Velocidade e Direção das Correntes	4-6
4.3.3.4. Processamento das Séries Temporais	4-7
4.4. RESULTADOS E DISCUSSÃO	4-7
4.4.1. Batimetria	4-7
4.4.2. Sedimentologia	4-11
4.4.3. Parâmetros Meteorológicos e Oceanográficos	4-12
4.4.3.1. Velocidade e Direção dos Ventos	4-12
4.4.3.2. Marés	4-19
4.4.3.3. Velocidade e Direção das Correntes	4-26
4.5. CONCLUSÃO	4-41
5. SIMULAÇÃO HIDRODINÂMICA DO CANAL DO LINGUADO E BAÍA DA BABITONGA	5-1

5.1.	INTRODUÇÃO.....	5-1
5.1.1.	<i>Sobre o Modelo Hidrodinâmico.....</i>	5-1
5.1.2.	<i>Descrição Teórica do Modelo Hidrodinâmico.....</i>	5-1
5.1.3.	<i>Resumo das Equações Governantes do Módulo 2DH do Modelo Hidrodinâmico.....</i>	5-2
5.2.	OBJETIVOS.....	5-4
5.2.1.	<i>Objetivo Geral.....</i>	5-4
5.2.2.	<i>Objetivo Específico.....</i>	5-5
5.3.	METODOLOGIA.....	5-5
5.3.1.	<i>Definição dos Cenários de Simulação.....</i>	5-5
5.3.2.	<i>Definição do Domínio de Modelagem.....</i>	5-5
5.3.3.	<i>Batimetria.....</i>	5-6
5.3.4.	<i>Rugosidade do Fundo.....</i>	5-13
5.3.5.	<i>Séries Temporais Utilizadas.....</i>	5-13
5.3.6.	<i>Condições de Contorno.....</i>	5-13
5.3.7.	<i>Validação do Modelo Hidrodinâmico.....</i>	5-14
5.3.7.1.	<i>Elevação do Nível de Água.....</i>	5-16
5.3.7.2.	<i>Velocidade e Direção das Correntes.....</i>	5-17
5.4.	RESULTADOS.....	5-18
5.4.1.	<i>Validação do Modelo Hidrodinâmico.....</i>	5-18
5.4.1.1.	<i>Elevação do Nível de Água.....</i>	5-18
5.4.1.2.	<i>Velocidade e Direção das Correntes.....</i>	5-21
5.4.2.	<i>Elevação do Nível de Água.....</i>	5-25
5.4.3.	<i>Circulação Hidrodinâmica.....</i>	5-30
5.5.	CONCLUSÃO.....	5-41
6.	SIMULAÇÃO DE PROCESSOS EROSIVOS E DE SEDIMENTAÇÃO NO CANAL DO LINGUADO.....	6-1
6.1.	INTRODUÇÃO.....	6-1
6.1.1.	<i>Sobre o Modelo Delft3D.....</i>	6-1
6.1.1.1.	<i>Modelo Hidrodinâmico Delft3D-Flow.....</i>	6-1
6.1.2.	<i>Simulação do Transporte de Sedimentos e Morfologia.....</i>	6-2
6.1.2.1.	<i>Parâmetro de Aceleração Morfológica (Morfac).....</i>	6-3
6.2.	OBJETIVOS.....	6-4
6.2.1.	<i>Objetivo Geral.....</i>	6-4
6.2.2.	<i>Objetivo Específico.....</i>	6-4
6.3.	METODOLOGIA.....	6-4
6.3.1.	<i>Definição dos Cenários de Simulação.....</i>	6-4
6.3.2.	<i>Grade Numérica.....</i>	6-5
6.3.3.	<i>Batimetria.....</i>	6-7
6.3.4.	<i>Elevação do Nível de Água.....</i>	6-12
6.3.5.	<i>Simulação Hidrodinâmica.....</i>	6-16
6.3.5.1.	<i>Rugosidade.....</i>	6-16
6.3.5.2.	<i>Condições de Contorno.....</i>	6-17
6.3.5.3.	<i>Calibração do Modelo Hidrodinâmico.....</i>	6-19
6.3.6.	<i>Simulação do Transporte de Sedimentos.....</i>	6-20
6.3.6.1.	<i>Rugosidade.....</i>	6-20
6.3.6.2.	<i>Condições de Contorno.....</i>	6-20
6.3.6.3.	<i>Validação do Modelo de Transporte de Sedimentos.....</i>	6-22
6.4.	RESULTADOS.....	6-24
6.4.1.	<i>Simulação Hidrodinâmica.....</i>	6-24
6.4.2.	<i>Simulação do Transporte de Sedimentos.....</i>	6-29
6.4.3.	<i>Erosão e Sedimentação.....</i>	6-33
6.5.	CONCLUSÃO.....	6-53
7.	CONCLUSÃO GERAL.....	7-1
8.	CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	8-1
9.	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	9-1

Lista de Figuras

- Figura 2-1: Processo de retroalimentação entre a topografia e a dinâmica costeira, de acordo com Cowell & Thom (1997).2-1
- Figura 2-2: Relação entre escalas espaciais e temporais na evolução costeira Cowell & Thom (1997).2-2
- Figura 2-3: Classificação de linha de costa de acordo com Hayes (1979), através da comparação entre alturas médias de ondas e médias das variações de marés.2-5
- Figura 2-4: Partes integrantes de uma desembocadura: canal principal, deltas de maré vazante e de enchente (CEM, 2002).2-6
- Figura 2-5: Desenhos esquemáticos dos tipos de deltas de maré vazante (Davis, 1996).2-7
- Figura 2-6: Diagrama esquemático de quatro tipos de deltas de maré, (Hicks & Hume, 1996)...2-8
- Figura 2-7: Modelos simplificados da forma de deltas de maré vazante e suas orientações dependendo do balanço das correntes, de acordo com Oertel (1988) apud CEM (2002).2-9
- Figura 2-8: Modelo esquemático de três tipos de desembocaduras com transporte induzido pelas ondas atuando na borda do delta de maré vazante (lóbulo terminal), o transporte de areia pelas correntes de maré no canal principal da desembocadura e a migração dos canais de maré ou barras arenosas. 2-11
- Figura 2-9: Análise de estabilidade de Escoffier (1940), onde observa-se um gráfico de V_{max} x A_c , onde a área correspondente ao pico de V_{max} é denominada área limite A^* . Uma vez que V_{max} é um indicativo da capacidade de transporte de sedimentos, a ocorrência de um evento que promova uma mudança em A_c , causará uma modificação em V_{max} e conseqüentemente da capacidade de transporte de sedimentos no canal. 2-17
- Figura 2-10: Desenho esquemático mostrando o estreitamento na linha de costa, onde os fluxos convergem e expandem após sua passagem, ocasionando maiores velocidades de corrente neste ponto. 2-18
- Figura 2-11: Representação diagramática da modificação da altura da maré e das velocidades de correntes em estuários de geometria variada (Nichols & Biggs, 1985). 2-20
- Figura 3-1: Fotografia mostrando o aterro entre a Ilha de São Francisco do Sul e a Ilha João Dias.3-1
- Figura 3-2: Fotografia mostrando a ponte metálica construída entre a Ilha João Dias e o continente.3-2
- Figura 3-3: Fotografia mostrando detalhe do fluxo sob o vão da ponte construída entre a Ilha João Dias e o continente.3-2
- Figura 3-4: Fotografia mostrando detalhe do fluxo sob o vão da ponte construída entre a Ilha João Dias e o continente.3-3
- Figura 3-5: Fotografia mostrando a conclusão do fechamento dos vãos da ponte em 1935.3-3
- Figura 3-6: Desenhos ilustrativos da evolução histórica da barra a partir de 1862, época em que a circulação era livre, em 1938, três anos após o fechamento total dos aterros, assim como em 1957, 1970, 1972, 1978 (dois anos antes das obras de fixação da barra). Mostra também a situação em 1985, cinco anos após a obra de fixação da embocadura. .3-4
- Figura 3-7: Localização da área de estudo.3-5
- Figura 4-1: Mapa da área de estudo mostrando os pontos de batimetria utilizados neste estudo.4-3
- Figura 4-2: Localização da área de estudo com os pontos de coleta dos parâmetros meteorológicos e hidrodinâmicos.4-4
- Figura 4-3: Fotografias dos equipamentos utilizados na coleta dos parâmetros meteorológicos, sedimentológicos e hidrodinâmicos. A) amostrador de sedimentos petite ponar. B) detalhe da antena do DGPS. C) ecobatímetro. D) embarcação. E) coleta de sedimentos no delta

de enchente. F) estação meteorológica. G) sensor de pressão acoplado a correntógrafo acústico. H) marégrafo de pressão. I) marégrafo de pressão. J) nível de precisão. K) correntógrafo acústico. L) Perfilador acústico ADP.	4-5
Figura 4-4: Mapa batimétrico da área de estudo mostrando a posição das isolinhas de 10, 15 e 20 m de profundidade praticamente paralelas à linha de costa.	4-9
Figura 4-5: Mapa batimétrico do Canal do Linguado mostrando na área da desembocadura a presença de um canal sinuoso e um delta de maré enchente bem desenvolvido, além de regiões rasas no interior do sistema.	4-10
Figura 4-6: Distribuição espacial do diâmetro médio, desvio padrão, assimetria e curtose nos sedimentos de superfície de fundo da desembocadura do Canal do Linguado, segundo FOLK & WARD (1957).	4-11
Figura 4-7: Séries temporais da velocidade do vento em relação ao Leste, ao Norte e a velocidade recomposta, amostradas na Estação Meteorológica V1.	4-13
Figura 4-8: Diagrama de dispersão das componentes de velocidades em relação ao Leste e ao Norte, amostrados na Estação Meteorológica V1.	4-14
Figura 4-9: Relação entre a frequência de ocorrência da velocidade com a direção dos ventos, amostrados na Estação Meteorológica V1.	4-14
Figura 4-10: Séries temporais da velocidade do vento em relação ao Leste, ao Norte e a velocidade recomposta, amostradas na Estação Meteorológica V2.	4-15
Figura 4-11: Diagrama de dispersão das componentes de velocidades em relação ao Leste e ao Norte, amostrados na Estação Meteorológica V2.	4-16
Figura 4-12: Relação entre a frequência de ocorrência da velocidade com a direção dos ventos, amostrados na Estação Meteorológica V2.	4-16
Figura 4-13: Séries temporais da velocidade do vento em relação ao Leste, ao Norte e a velocidade recomposta, amostradas na Estação Meteorológica V3.	4-17
Figura 4-14: Diagrama de dispersão das componentes de velocidades em relação ao Leste e ao Norte, amostrados na Estação Meteorológica V3.	4-18
Figura 4-15: Relação entre a frequência de ocorrência da velocidade com a direção dos ventos, amostrados na Estação Meteorológica V3.	4-18
Figura 4-16: Valores de nível de água amostrados nas estações maregráficas T1, T2, T3, e T4, juntamente com a previsão das marés nas estações T1 e T2, mostrando a semelhança entre as séries previstas e medidas no campo.	4-20
Figura 4-17: Valores de nível de água amostrados nas estações maregráficas T5, T6, T7, e T8, juntamente com a previsão das marés nas estações T7 e T8, mostrando a semelhança entre as séries previstas e medidas no campo.	4-21
Figura 4-18: Comparação entre as marés previstas e estimadas nas estações maregráficas T1, T2, T7 e T8.	4-22
Figura 4-19: Série temporal de maré medida, prevista e meteorológica ao longo do tempo na estação maregráfica T3 (Capri).	4-23
Figura 4-20: Comparação entre as séries temporais de maré ao longo do tempo, nas estações maregráficas T1, T2, T3, T4, T5, T6, T7 e T8.	4-23
Figura 4-21: Amplitudes das principais constantes harmônicas da maré astronômica nas estações maregráficas T1 (Monobóia da Petrobrás), T2 (Praia da Penha), T3 (Praia de Capri), T4 (Rio Palmital), T5 (Iate Clube de Joinville), T6 (Aterro_Babitonga), T7 (Ilha dos Remédios), T8 (Aterro_Linguado).	4-26
Figura 4-22: Diagrama de dispersão entre as componentes de velocidade de corrente em relação ao Leste (VE) e ao Norte (VN) mostrando que em média as velocidades durante o período de maré vazante foram maiores que os de maré enchente. Os valores em metros indicados no gráfico indicam a profundidade de amostragem.	4-28

Figura 4-23: Séries temporais dos componentes de velocidade em relação ao Leste (VE), ao Norte (VN) e a velocidade recomposta das correntes amostradas a 0,5 m de profundidade na desembocadura da Baía da Babitonga.	4-29
Figura 4-24: Séries temporais dos componentes de velocidade em relação ao Leste (VE), ao Norte (VN) e a velocidade recomposta das correntes amostradas a 5,5 m de profundidade na desembocadura da Baía da Babitonga.	4-29
Figura 4-25: Séries temporais dos componentes de velocidade em relação ao Leste (VE), ao Norte (VN) e a velocidade recomposta das correntes amostradas a 10,5 m de profundidade na desembocadura da Baía da Babitonga.	4-30
Figura 4-26: Séries temporais dos componentes de velocidade em relação ao Leste (VE), ao Norte (VN) e a velocidade recomposta das correntes amostradas a 15,5 m de profundidade na desembocadura da Baía da Babitonga.	4-30
Figura 4-27: Diagrama de dispersão das séries temporais dos componentes de velocidade de corrente em relação ao Leste (VE) e ao Norte (VN), amostrados a 0,5 m de profundidade na desembocadura da Baía da Babitonga.	4-31
Figura 4-28: Diagrama de dispersão das séries temporais dos componentes de velocidade de corrente em relação ao Leste (VE) e ao Norte (VN), amostrados a 5,5 m de profundidade na desembocadura da Baía da Babitonga.	4-31
Figura 4-29: Diagrama de dispersão das séries temporais dos componentes de velocidade de corrente em relação ao Leste (VE) e ao Norte (VN), amostrados a 10,5 m de profundidade na desembocadura da Baía da Babitonga.	4-32
Figura 4-30: Diagrama de dispersão das séries temporais dos componentes de velocidade de corrente em relação ao Leste (VE) e ao Norte (VN), amostrados a 15,5 m de profundidade na desembocadura da Baía da Babitonga.	4-32
Figura 4-31: Distribuição polar mostrando a freqüência de ocorrência das velocidades com suas respectivas direções de corrente, amostrados a 0,5 m de profundidade na desembocadura da Baía da Babitonga.	4-33
Figura 4-32: Distribuição polar mostrando a freqüência de ocorrência das velocidades com suas respectivas direções de corrente, amostrados a 5,5 m de profundidade na desembocadura da Baía da Babitonga.	4-33
Figura 4-33: Distribuição polar mostrando a freqüência de ocorrência das velocidades com suas respectivas direções de corrente, amostrados a 10,5 m de profundidade na desembocadura da Baía da Babitonga.	4-34
Figura 4-34: Distribuição polar mostrando a freqüência de ocorrência das velocidades com suas respectivas direções de corrente, amostrados a 15,5 m de profundidade na desembocadura da Baía da Babitonga.	4-34
Figura 4-35: Séries temporais simultâneas de nível d'água (a) medido na estação maregráfica da praia do Capri; componente longitudinal à costa de correntes (b), esta última variando em função da profundidade.	4-35
Figura 4-36: Espectro total de energia das correntes observadas ao longo da coluna de água na desembocadura da Baía da Babitonga.	4-39
Figura 4-37: Coeficiente de rotação das correntes observadas ao longo da coluna de água na desembocadura da Baía da Babitonga.	4-40
Figura 4-38 Direção da elipse das correntes observadas ao longo da coluna de água na desembocadura da Baía da Babitonga.	4-40
Figura 4-39: Estabilidade da elipse das correntes observadas ao longo da coluna de água na desembocadura da Baía da Babitonga.	4-41
Figura 5-1: Domínio de modelagem limitado ao sul pela Praia de Barra do Sul e ao norte pela Praia de Itapoá, abrangendo as águas ao largo da Ilha de São Francisco, Canal do Linguado e Baía da Babitonga, relativo ao Cenário 1.	5-7

Figura 5-2: Domínio de modelagem limitado ao sul pela Praia de Barra do Sul e ao norte pela Praia de Itapoá, abrangendo as águas ao largo da Ilha de São Francisco, Canal do Linguado e Baía da Babitonga, relativo ao Cenário 2.	5-8
Figura 5-3: Mapa batimétrico utilizado nas simulações hidrodinâmicas do Cenário 1 (situação atual). Os valores de batimetria estão referenciados pelo IBGE.....	5-9
Figura 5-4: Mapa batimétrico utilizado nas simulações hidrodinâmicas do Cenário 2 (situação atual). Os valores de batimetria estão referenciados pelo IBGE.....	5-10
Figura 5-5: Detalhe da malha de elementos finitos e batimetria na área dos aterros que separam o Canal do Linguado e Baía da Babitonga, correspondendo ao Cenário 1 (situação atual). Os valores de batimetria estão referenciados pelo IBGE.....	5-11
Figura 5-6: Detalhe da malha de elementos finitos e do canal aprofundado em 4m de profundidade na área onde o aterro sul foi removido (Cenário 2), interligando o interior da Baía da Babitonga ao Canal do Linguado. Os valores de batimetria estão referenciados pelo IBGE.....	5-11
Figura 5-7: Detalhe da malha de elementos finitos e batimetria na desembocadura do Canal do Linguado, correspondendo ao Cenário 1 (situação atual). Os valores de batimetria estão referenciados pelo IBGE.....	5-12
Figura 5-8: Detalhe da malha de elementos finitos e batimetria do canal aprofundado em 2,5m de profundidade na área da desembocadura do Canal do Linguado (Cenário 2). Os valores de batimetria estão referenciados pelo IBGE.....	5-12
Figura 5-9: Localização das estações amostrais ao longo do domínio de modelagem, utilizadas na validação do modelo hidrodinâmico do Canal do Linguado e Baía da Babitonga.	5-16
Figura 5-10: Comparação da variação temporal da elevação do nível de água simuladas pelo SisBaHiA e coletadas em campo, nas estações maregráficas T1, T3, T4 e T5. ...	5-19
Figura 5-11: Comparação da variação temporal da elevação do nível de água simuladas pelo SisBaHiA e coletadas em campo, nas estações maregráficas T6, T7 e T8.	5-20
Figura 5-12: Comparação entre as séries temporais de velocidade longitudinal, transversal e módulo da velocidade geradas pelo SisBaHiA e adquiridas na Estação de Medição de Correntes C1 (Desembocadura da Baía da Babitonga).....	5-21
Figura 5-13: Comparação entre os diagramas de dispersão dos vetores de velocidade longitudinal e transversal simuladas pelo SisBaHiA e coletadas em campo na Estação de Medição de Correntes C1 (Desembocadura da Baía da Babitonga).....	5-22
Figura 5-14: Comparação entre o espectro de energia total das correntes simuladas pelo SisBaHiA (linha vermelha) e adquiridas em campo (linha azul), mostrando que os escoamentos hidrodinâmicos simulados representam com muita precisão o padrão de circulação na Estação de Medição de Correntes C1 (Desembocadura da Baía da Babitonga). Nota-se que os períodos principais de oscilação são reproduzidos pelo modelo, principalmente nas componentes de maré astronômica que dominam o escoamento (6,1, 12,0 e 24,8 horas).....	5-23
Figura 5-15: Comparação entre o coeficiente de rotação das correntes simuladas pelo SisBaHiA e adquiridas em campo, mostrando que os escoamentos hidrodinâmicos simulados representam com fidelidade o padrão de pulsação na Estação de Medição de Correntes C1 (Desembocadura da Baía da Babitonga).....	5-23
Figura 5-16: Comparação entre a direção da elipse das correntes simuladas pelo SisBaHiA e adquiridas em campo, mostrando que os escoamentos hidrodinâmicos simulados estão sendo representados na Estação de Medição de Correntes C1 (Desembocadura da Baía da Babitonga).....	5-24
Figura 5-17: Comparação entre a estabilidade da elipse das correntes simuladas pelo SisBaHiA e adquiridas em campo, mostrando que os escoamentos hidrodinâmicos simulados estão sendo representados na Estação de Medição de Correntes C1 (Desembocadura da Baía da Babitonga). Nota-se uma alta constância no tempo das velocidades e direções de correntes nos principais períodos de oscilação reproduzidos no espectro de energia total.	5-24

Figura 5-18: Distribuição espacial da variação da elevação do nível de água ao longo do Canal do Linguado e Baía da Babitonga, durante fase de baixamar, maré enchente, preamar e maré vazante, referente ao Cenário 1.	5-25
Figura 5-19: Distribuição espacial da variação da elevação do nível de água ao longo do Canal do Linguado e Baía da Babitonga, durante fase de baixamar, maré enchente, preamar e maré vazante, referente ao Cenário 2.	5-26
Figura 5-20: Diferenças entre a elevação do nível de água entre o Canal do Linguado e Baía da Babitonga, durante fase de baixamar, maré enchente, preamar e maré vazante, referente ao Cenário 1.	5-27
Figura 5-21: Diferenças entre a elevação do nível de água entre o Canal do Linguado e Baía da Babitonga, durante fase de baixamar, maré enchente, preamar e maré vazante, referente ao Cenário 2.	5-28
Figura 5-22: Série temporal da variação da elevação do nível de água nas proximidades do aterro que separa o Canal do Linguado da Baía da Babitonga, evidenciando as diferenças de nível que ocorrem entre estes sistemas no Cenário 1 e o nivelamento no Cenário 2.	5-29
Figura 5-23: Imagem de satélite do Google mostrando o canal mais aprofundado na desembocadura do Canal do Linguado, o banco arenoso localizado nas margens do molhe norte e o delta de maré enchente.	5-32
Figura 5-24: Escoamento hidrodinâmico residual na desembocadura do Canal do Linguado, mostrando que ocorre uma inversão no sentido deste escoamento ao longo da seção transversal do canal, referente ao Cenário 1.	5-33
Figura 5-25: Escoamento hidrodinâmico residual na desembocadura do Canal do Linguado, mostrando que a remoção do aterro que separa este ambiente da Baía da Babitonga promove alterações no padrão hidrodinâmico ao longo da seção transversal do canal, referente ao Cenário 2.	5-33
Figura 5-26: Detalhe do escoamento hidrodinâmico residual na área dos aterros que separam o Canal do Linguado e baía da Babitonga, mostrando que este é praticamente nulo, referente ao Cenário 1.	5-34
Figura 5-27: Detalhe do escoamento hidrodinâmico residual na área dos aterros que separam o Canal do Linguado e Baía da Babitonga, mostrando que a remoção do aterro sul causa mudanças no padrão deste escoamento, referente ao Cenário 2.	5-34
Figura 5-28: Distribuição espacial do campo de correntes instantâneo durante fase de maré baixamar, maré enchente, preamar e maré vazante na área da desembocadura do Canal do Linguado, referente ao Cenário 1.	5-35
Figura 5-29: Distribuição espacial do campo de correntes instantâneo durante fase de maré baixamar, maré enchente, preamar e maré vazante na área da desembocadura do Canal do Linguado, referente ao Cenário 2.	5-36
Figura 5-30: Distribuição espacial do campo de correntes instantâneo durante fase de maré baixamar, maré enchente, preamar e maré vazante na área dos aterros que separam o Canal do Linguado e Baía da Babitonga, referente ao Cenário 1.	5-37
Figura 5-31: Distribuição espacial do campo de correntes instantâneo durante fase de maré baixamar, maré enchente, preamar e maré vazante na área dos aterros que separam o Canal do Linguado e Baía da Babitonga, referente ao Cenário 2.	5-38
Figura 5-32: Mudança relativa nos valores da velocidade de corrente na área da desembocadura do Canal do Linguado, calculadas pela diferença entre os resultados obtidos no Cenário 2 e Canário 1, evidenciando os impactos na hidrodinâmica local causados pela implementação do Cenário 2.	5-39
Figura 5-33: Mudança relativa nos valores da velocidade de corrente na área onde foi removido o aterro que separa o Canal do Linguado e Baía da Babitonga, calculadas pela diferença entre os resultados obtidos no Cenário 2 e Canário 1, evidenciando os impactos na hidrodinâmica local causados pela implementação do Cenário 2.	5-40

Figura 5-34: Séries temporais de velocidade de corrente na área da desembocadura do Canal do Linguado e na área do aterro sul, considerando o Cenário 1 e cenário 2. Nota-se que a remoção do aterro sul gera um aumento nas velocidades nestas áreas.	5-41
Figura 6-1: Domínio de modelagem abrangendo todo o Canal do Linguado e as cercanias da área dos aterros que o separam da Baía da Babitonga.	6-5
Figura 6-2: Detalhe da grade numérica mostrando a distribuição dos elementos na área dos aterros que separam o Canal do Linguado e Baía da Babitonga.	6-6
Figura 6-3: Detalhe da grade numérica mostrando a distribuição dos elementos na área da desembocadura do Canal do Linguado.	6-6
Figura 6-4: Mapa batimétrico utilizado nas simulações numéricas do Cenário 1, representando a situação atual do Canal do Linguado.	6-7
Figura 6-5: Mapa batimétrico utilizado nas simulações numéricas do Cenário 2.	6-8
Figura 6-6: Mapa batimétrico utilizado nas simulações numéricas do Cenário 3.	6-8
Figura 6-7: Detalhe da batimetria na área dos aterros que separam o Canal do Linguado e Baía da Babitonga, correspondendo ao Cenário 1 (situação atual).	6-9
Figura 6-8: Detalhe da batimetria na área dos aterros que separam o Canal do Linguado e Baía da Babitonga, correspondendo ao Cenário 2.	6-9
Figura 6-9: Detalhe da batimetria na área dos aterros que separam o Canal do Linguado e Baía da Babitonga, correspondendo ao Cenário 3.	6-10
Figura 6-10: Detalhe da batimetria na área da desembocadura do Canal do Linguado, correspondendo ao Cenário 1.	6-10
Figura 6-11: Detalhe da batimetria na área da desembocadura do Canal do Linguado, correspondendo ao Cenário 2.	6-11
Figura 6-12: Detalhe da batimetria na área da desembocadura do Canal do Linguado, correspondendo ao Cenário 3.	6-11
Figura 6-13: Localização dos pontos de medição da variação da elevação do nível de água no Canal do Linguado e área marinha adjacente.	6-12
Figura 6-14: Séries temporais de elevação do nível de água adquiridas simultaneamente ao longo de 52 dias de coleta, entre os dias 15 de julho e 05 de setembro de 2005, no Canal do Linguado e área marinha adjacente.	6-13
Figura 6-15: Comparação entre as principais constantes harmônicas das estações maregráficas TCL_1 (Ilha dos Remédios), TCL2 (Desembocadura) e TCL_3 (Aterros), evidenciando a redução da amplitude de maré na desembocadura do Canal do Linguado.	6-14
Figura 6-16: Distribuição espacial do parâmetro Chezy, indicando as diferentes rugosidades utilizadas ao longo do domínio de modelagem no Cenário 1.	6-16
Figura 6-17: Distribuição espacial do parâmetro Chezy, indicando as diferentes rugosidades utilizadas ao longo do domínio de modelagem no Cenário 2 e Cenário 3.	6-17
Figura 6-18: Localização dos contornos abertos no modelo de transporte de sedimentos do Delft3D.	6-18
Figura 6-19: Séries temporais de elevação do nível de água utilizadas na fronteira leste e norte do modelo hidrodinâmico do Canal do Linguado.	6-18
Figura 6-20: Comparação entre as séries temporais adquiridas em campo nas estações TCL_2 (Desembocadura) e TCL_3 (Aterro) e simulados pelo modelo numérico nas mesmas coordenadas geográficas, evidenciando que o comportamento hidrodinâmico no Canal do Linguado é compatível com o que foi verificado em campo.	6-19
Figura 6-21: Distribuição espacial da granulometria no início das simulações do transporte de sedimentos. Com exceção da desembocadura, foi considerada uma distribuição homogênea de areias finas ao longo do Canal do Linguado.	6-21

- Figura 6-22: Detalhe do mapeamento da granulometria na desembocadura do Canal do Linguado, mostrando a presença de areias mais grosseiras nas áreas mais escuras, associadas ao delta de maré enchente e um banco arenoso localizado entre os molhes. Esta configuração foi realizada para todos os cenários simulados. 6-21
- Figura 6-23: Mudança relativa da batimetria referente ao Cenário 1, indicando que ao longo do Canal do Linguado não ocorreram mudanças nas características morfológicas. Portanto, compatíveis com a situação atual. 6-23
- Figura 6-24: Mudança relativa da batimetria referente ao Cenário 1, indicando que na área dos aterros que separam o Canal do Linguado da Baía da Babitonga não ocorreram mudanças expressivas nas características morfológicas. Portanto, compatíveis com a situação atual. 6-23
- Figura 6-25: Mudança relativa dos valores de batimetria referente ao Cenário 1, indicando que na desembocadura do Canal do Linguado não ocorreram mudanças expressivas nas características morfológicas. Portanto, compatíveis com a situação atual. 6-24
- Figura 6-26: Campo de velocidade de correntes ao longo do Canal do Linguado durante fase de maré vazante e enchente, referente ao Cenário 1, Cenário 2 e Cenário 3. 6-26
- Figura 6-27: Campo de velocidade e direção de correntes na área dos aterros que separam o Canal do Linguado da Baía da Babitonga, durante fase de maré vazante e enchente, referente ao Cenário 1, Cenário 2 e Cenário 3. As áreas sem vetores de direção indicam local com velocidade próxima a zero. 6-27
- Figura 6-28: Campo de velocidade e direção de correntes na área da desembocadura do Canal do Linguado durante fase de maré vazante e enchente, referente ao Cenário 1, Cenário 2 e Cenário 3. As áreas sem vetores de direção indicam local com velocidade próxima a zero. 6-28
- Figura 6-29: Distribuição espacial das taxas de transporte de sedimentos ao longo do Canal do Linguado durante fase de maré vazante e enchente, referente ao Cenário 1, Cenário 2 e Cenário 3. 6-30
- Figura 6-30: Distribuição espacial das taxas de transporte na área dos aterros que separam o Canal do Linguado da Baía da Babitonga, durante fase de maré vazante e enchente, referente ao Cenário 1, Cenário 2 e Cenário 3. As áreas sem vetores de direção indicam local com transporte próximo a zero. 6-31
- Figura 6-31: Distribuição espacial das taxas de transporte na área da desembocadura do Canal do Linguado, durante fase de maré vazante e enchente, referente ao Cenário 1, Cenário 2 e Cenário 3. As áreas sem vetores de direção indicam local com transporte próximo a zero. 6-32
- Figura 6-32: Detalhe da batimetria final na área dos aterros que separam o Canal do Linguado e Baía da Babitonga, após 6 meses da remoção do aterro sul, correspondendo aos cenário 1, 2 e 3. 6-34
- Figura 6-33: Detalhe da batimetria final na área da desembocadura do Canal do Linguado, após 6 meses da remoção do aterro sul, correspondendo aos cenário 1, 2 e 3. 6-35
- Figura 6-34: Mudança relativa da batimetria referente aos cenários 2 e 3, indicando que ao longo do Canal do Linguado não ocorreram mudanças nas características morfológicas. O impacto relacionado a erosão e sedimentação ocorre na área da desembocadura do Canal do Linguado e nos aterros que o separam da Baía da Babitonga. 6-36
- Figura 6-35: Mudança relativa dos valores de batimetria referente aos cenários 2 e 3, indicando o impacto na morfologia na área dos aterros devido a remoção do aterro sul, que separa o Canal do Linguado da Baía da Babitonga. As simulações mostram que este ajuste ocorre em 6 meses após a abertura. 6-37
- Figura 6-36: Mudança relativa dos valores de batimetria referente aos cenários 2 e 3, indicando o impacto na morfologia na desembocadura do Canal do Linguado, em decorrência da remoção do aterro sul que o separa da Baía da Babitonga. As simulações mostram que este ajuste ocorre em 6 meses após a abertura. 6-38

- Figura 6-37: Localização das seções transversais ao longo do Canal do Linguado, determinadas para a realização da análise da variação temporal das cotas batimétricas ao longo de 6 meses de simulação para os cenários 1, 2 e 3. 6-39
- Figura 6-38: Cotas batimétricas ao longo da seção transversal 1, localizada a cerca de 0,26 km entre os molhes da desembocadura do canal, no início da simulação numérica. 6-40
- Figura 6-39: Cotas batimétricas ao longo da seção transversal 1, localizada a cerca de 0,26 km entre os molhes da desembocadura do canal, 1,5 meses após o início da simulação numérica. 6-41
- Figura 6-40: Cotas batimétricas ao longo da seção transversal 1, localizada a cerca de 0,26 km entre os molhes da desembocadura do canal, 3 meses após o início da simulação numérica. 6-41
- Figura 6-41: Cotas batimétricas ao longo da seção transversal 1, localizada a cerca de 0,26 km entre os molhes da desembocadura do canal, 4,5 meses após o início da simulação numérica. 6-42
- Figura 6-42: Cotas batimétricas ao longo da seção transversal 1, localizada a cerca de 0,26 km entre os molhes da desembocadura do canal, 6 meses após o início da simulação numérica. 6-42
- Figura 6-43: Cotas batimétricas ao longo da seção transversal 2, localizada a cerca de 0,55 km na área onde ocorre o alargamento da linha de costa e a presença de um delta de maré enchente, no início da simulação numérica. 6-43
- Figura 6-44: Cotas batimétricas ao longo da seção transversal 2, localizada a cerca de 0,55 km na área onde ocorre o alargamento da linha de costa e a presença de um delta de maré enchente, 1,5 meses após o início da simulação numérica. 6-43
- Figura 6-45: Cotas batimétricas ao longo da seção transversal 2, localizada a cerca de 0,55 km na área onde ocorre o alargamento da linha de costa e a presença de um delta de maré enchente, 3 meses após o início da simulação numérica. 6-44
- Figura 6-46: Cotas batimétricas ao longo da seção transversal 2, localizada a cerca de 0,55 km na área onde ocorre o alargamento da linha de costa e a presença de um delta de maré enchente, 4,5 meses após o início da simulação numérica. 6-44
- Figura 6-47: Cotas batimétricas ao longo da seção transversal 2, localizada a cerca de 0,55 km na área onde ocorre o alargamento da linha de costa e a presença de um delta de maré enchente, 6 meses após o início da simulação numérica. 6-45
- Figura 6-48: Cotas batimétricas ao longo da seção transversal 3, localizada a cerca de 1,60 km da desembocadura numa região onde o canal principal tem uma inflexão de cerca de 90°, no início da simulação numérica. 6-45
- Figura 6-49: Cotas batimétricas ao longo da seção transversal 3, localizada a cerca de 1,60 km da desembocadura numa região onde o canal principal tem uma inflexão de cerca de 90°, 1,5 meses após o início da simulação numérica. 6-46
- Figura 6-50: Cotas batimétricas ao longo da seção transversal 3, localizada a cerca de 1,60 km da desembocadura numa região onde o canal principal tem uma inflexão de cerca de 90°, 3 meses após o início da simulação numérica. 6-46
- Figura 6-51: Cotas batimétricas ao longo da seção transversal 3, localizada a cerca de 1,60 km da desembocadura numa região onde o canal principal tem uma inflexão de cerca de 90°, 4,5 meses após o início da simulação numérica. 6-47
- Figura 6-52: Cotas batimétricas ao longo da seção transversal 3, localizada a cerca de 1,60 km da desembocadura numa região onde o canal principal tem uma inflexão de cerca de 90°, 6 meses após o início da simulação numérica. 6-47
- Figura 6-53: Cotas batimétricas ao longo da seção transversal 4, localizada a cerca de 7,85 km da desembocadura na região central do Canal do Linguado, no início da simulação numérica. 6-48

Figura 6-54: Cotas batimétricas ao longo da seção transversal 4, localizada a cerca de 7,85 km da desembocadura na região central do Canal do Linguado, 1,5 meses após o início da simulação numérica.	6-48
Figura 6-55: Cotas batimétricas ao longo da seção transversal 4, localizada a cerca de 7,85 km da desembocadura na região central do Canal do Linguado, 3 meses após o início da simulação numérica.	6-49
Figura 6-56: Cotas batimétricas ao longo da seção transversal 4, localizada a cerca de 7,85 km da desembocadura na região central do Canal do Linguado, 4,5 meses após o início da simulação numérica.	6-49
Figura 6-57: Cotas batimétricas ao longo da seção transversal 4, localizada a cerca de 7,85 km da desembocadura na região central do Canal do Linguado, 6 meses após o início da simulação numérica.	6-50
Figura 6-58: Cotas batimétricas ao longo da seção transversal 5, localizada a cerca de 15 km da desembocadura na região do aterro sul, no início da simulação numérica.	6-50
Figura 6-59: Cotas batimétricas ao longo da seção transversal 5, localizada a cerca de 15 km da desembocadura na região do aterro sul, 1.5 meses após o início da simulação numérica.	6-51
Figura 6-60: Cotas batimétricas ao longo da seção transversal 5, localizada a cerca de 15 km da desembocadura na região do aterro sul, 3 meses após o início da simulação numérica.	6-51
Figura 6-61: Cotas batimétricas ao longo da seção transversal 5, localizada a cerca de 15 km da desembocadura na região do aterro sul, 4.5 meses após o início da simulação numérica.	6-52
Figura 6-62: Cotas batimétricas ao longo da seção transversal 5, localizada a cerca de 15 km da desembocadura na região do aterro sul, 6 meses após o início da simulação numérica.	6-52

Lista de Tabelas

Tabela 2-1: Critério de estabilidade de canais de maré baseado na relação entre o Prisma de Maré e o Transporte Litorâneo Total.....	2-15
Tabela 4-1: Diagrama de ocorrência conjunta entre a velocidade e a direção dos ventos, amostrados na Estação Meteorológica V1.....	4-13
Tabela 4-2: Diagrama de ocorrência conjunta entre a velocidade e a direção dos ventos, amostrados na Estação Meteorológica V2.....	4-15
Tabela 4-3: Diagrama de ocorrência conjunta entre a velocidade e a direção dos ventos, amostrados na Estação Meteorológica V3.....	4-17
Tabela 4-4: Valores máximos, mínimos e a variação máxima de maré nas estações amostrais T1, T2, T3, T4, T5, T6, T7 e T8.....	4-23
Tabela 4-5: Valores de amplitude, fase e número de forma nas estações maregráficas T1 (Monobóia da Petrobrás), T2 (Praia da Penha), T3 (Praia de Capri), T4 (Rio Palmital), T5 (Iate Clube de Joinville), T6 (Aterro_Babitonga), T7 (Ilha dos Remédios), T8 (Aterro_Linguado).4.25	
Tabela 4-6: Valores médios de velocidade, componentes Leste (VE) e Norte (VN) da corrente medida ao longo da coluna d'água da desembocadura da Baía da Babitonga.....	4-27
Tabela 4-7: Diagrama de ocorrência conjunta entre velocidade e direção da corrente medida a 0,5 m de profundidade na desembocadura da Baía da Babitonga.....	4-37
Tabela 4-8: Diagrama de ocorrência conjunta entre velocidade e direção da corrente medida a 5,5 m de profundidade na desembocadura da Baía da Babitonga.....	4-37
Tabela 4-9: Diagrama de ocorrência conjunta entre velocidade e direção da corrente medida a 10,5 m de profundidade na desembocadura da Baía da Babitonga.....	4-37
Tabela 4-10: Diagrama de ocorrência conjunta entre velocidade e direção da corrente medida a 15,5 m de profundidade na desembocadura da Baía da Babitonga.....	4-38
Tabela 5-1: Valores recomendados para rugosidade equivalente do fundo para uso no módulo 2DH.....	5-13
Tabela 5-2: Coordenadas geográficas (UTM) das estações amostrais utilizadas na validação do modelo hidrodinâmico.....	5-15
Tabela 5-3: Valores da diferença de amplitude (A) em metros e fase (F) em graus das principais constantes harmônicas calculadas a partir de dados simulados pelo SisBaHiA e coletados em campo.....	5-20
Tabela 5-4: Valores médios, máximos e mínimos de velocidade de corrente na desembocadura do Canal do Linguado e área do aterro sul, considerando o Cenário 1 e Cenário 2. Nota-se um aumento nos valores devido a remoção deste aterro.....	5-31
Tabela 6-1: Valores de amplitude e fase dos principais constituintes harmônicos nas estações maregráficas TCL_1 (Ilha dos Remédios), TCL_2 (Desembocadura) e TCL_3 (Aterro).	6-15

1. Introdução

1.1. Introdução ao Problema

Apesar de a Zona Costeira estar legalmente protegida, os municípios costeiros vêm sofrendo constante descaracterização de seus ambientes naturais e de sua identidade cultural. Sua localização estratégica, e conseqüente importância econômica e social propiciaram historicamente a exploração predatória de seus recursos naturais, tendo a manipulação desordenada provocado sucessivos efeitos negativos e graves dificuldades em seu planejamento e administração. Assim, um novo sistema, o antrópico, passou a agir como um forte *input* energético, sendo capaz de alterar profundamente, em intervalos de tempo relativamente curtos, a própria paisagem da Zona Costeira (Bonetti Filho & Furtado, 1996).

Com uma população de cerca de 600.000 habitantes, distribuídos entre as cidades de Araquari, Balneário Barra do Sul, Garuva, Itapoá, São Francisco do Sul e, principalmente, Joinville, o Canal do Linguado e a Baía da Babitonga possuem uma grande importância econômica e social para o litoral norte catarinense, já que estas regiões são utilizadas para a prática de uma série de atividades que, direta ou indiretamente, interferem nestes complexos ecossistemas. Entre as principais atividades realizadas nestes ambientes destacam-se as portuárias, especialmente em São Francisco do Sul e Barra do Sul; a maricultura; a pesca artesanal e industrial; a recreação e o turismo.

A presença de indústrias ligadas à produção de artefatos metal/mecânicos, têxteis, de fundição e plásticos nesta região representam um risco adicional na mudança das características naturais destes sistemas, pois uma significativa parcela de detritos, poluidores ou não, são lançados e depositados diariamente nestes ambientes.

Tendo em vista o espectro de utilização destes sistemas e as grandes possibilidades da ocorrência de impactos ambientais, decorrentes do mau uso da Zona Costeira, é de extrema importância a realização de estudos que possibilitem futuras tomadas de decisões, visando um planejamento adequado que garanta a sua sustentabilidade.

A comunidade local e lideranças políticas vêm manifestando ao longo dos anos o desejo de que a ligação entre o Canal do Linguado e a Baía da Babitonga seja restabelecida, alegando que isto aumentaria a circulação hidrodinâmica, reduzindo o tempo de residência das águas, o que diminuiria os níveis de poluição no interior da baía. Com a possibilidade de ocorrer a remoção do aterro que os separa será de extrema importância a realização de estudos que sinalizem os caminhos para um manejo ambiental eficiente e seguro desta região. As mudanças hidrodinâmicas decorrentes da abertura do canal poderão implicar numa descaracterização sem precedentes dos processos sedimentares atuais, podendo acarretar grandes modificações nas áreas urbanas estabelecidas.

As condições de acesso das embarcações pesqueiras e esportivas de pequeno porte, no Canal do Linguado, são extremamente restritas pelas baixas profundidades presentes no local. As entradas e saídas do canal são realizadas apenas durante as

preamares dependendo das características das ondas marinhas atuantes no momento, limitando o tempo de permanência na faina da pesca. A direção NW-NE dos molhes favorece a entrada de ondulações de NE no canal. O porto pesqueiro de Balneário Barra do Sul é responsável pelo recebimento e distribuição do pescado. Sendo assim, as restrições de acesso pela barra acabam provocando impactos econômicos na região, além do descontentamento da população em geral.

O transporte litorâneo longitudinal ao sul dos molhes parece favorecer a deposição de sedimentos na desembocadura, formando um delta de maré vazante. A atuação das ondas marinhas neste delta acaba remobilizando os sedimentos para a coluna de água que, devido a maior velocidade das correntes de maré enchente (assimetria), são transportados para o interior do canal, formando um enorme delta de maré enchente. Durante a maré vazante as correntes não têm competência para mobilizar os sedimentos para fora do canal novamente, porém, parecem ser responsáveis por um processo erosivo num depósito eólico no lado norte do canal. Os sedimentos originados desta erosão podem estar sendo depositados no delta de enchente, contribuindo ainda mais para o processo de assoreamento do sistema.

Estudos realizados por INPH (1985) mostram que a construção dos 1247m do molhe sul e 982m do molhe norte previstos nos projetos iniciais não foram executados. O molhe sul e norte apresentam apenas cerca de 330m de comprimento na atualidade, cerca de 230m na parte da embocadura e 110m avançando ao mar. A partir desta configuração ocorreu a formação de um banco arenoso, penetrando entre os molhes, decorrente do transporte litorâneo dominante na área adjacente.

Tendo em vista a utilização da barra por cerca de 90% das famílias, seja pela pesca ou pelo turismo, é essencial a realização de estudos para recuperar a estabilidade da desembocadura, já que esta passando por um processo de assoreamento contínuo. O conhecimento dos processos sedimentares e hidrodinâmicos atuantes no Canal do Linguado são importantes para realização de futuros manejos na região, seja pela retirada do aterro a montante, pela dragagem do canal de acesso ou pela manutenção dos molhes.

Assim, o estudo detalhado dos processos morfodinâmicos presentes no Canal do Linguado são essenciais para a formação de um conjunto de dados que possibilitará, através da integração destes, um melhor entendimento sobre as características do transporte sedimentar neste sistema. Tais informações, juntamente com os demais aspectos geográficos, fornecem a estrutura básica que possibilita a tomada de decisão das partes competentes para a manutenção da qualidade ambiental.

Esta proposta de pesquisa pretende responder principalmente as seguintes perguntas:

- Qual é o comportamento batimétrico do Canal do Linguado e Baía da Babitonga?
- Quais são os tipos e como se distribuem os sedimentos superficiais de fundo do Canal do Linguado?
- Quais são as características meteorológicas e hidrodinâmicas do Canal do Linguado e Baía da Babitonga?

Há diferença entre a elevação do nível de água no Canal do Linguado e Baía da Babitonga?

Qual é o padrão de circulação atual das águas do Canal do Linguado e da Baía da Babitonga?

A remoção do dique que separa o Canal do Linguado e Baía da Babitonga causa alterações no padrão hidrodinâmico destes ambientes?

Quais seriam as principais conseqüências do restabelecimento da comunicação entre o Canal do Linguado e Baía da Babitonga no ponto de vista morfodinâmico?

1.2. Estrutura do Documento

O Capítulo 1 apresenta uma introdução geral sobre a problemática da área de estudo e quais são as principais perguntas de pesquisa relacionadas a este estudo.

O Capítulo 2 apresenta um referencial teórico sobre desembocaduras dominadas por marés abrangendo o conceito de morfodinâmica e suas escalas de processos, importância, definição, classificação, principais depósitos sedimentares associados, aspectos relacionados à estabilidade da seção transversal e posição em relação na linha de costa e, por fim, processos hidrodinâmicos próprios destes ambientes.

O Capítulo 3 apresenta o histórico do fechamento do Canal do Linguado e a caracterização da área de estudo levando em consideração aspectos fisiográficos, do clima, da hidrografia e da hidrodinâmica.

O Capítulo 4 descreve e apresenta informações obtidas sobre aspectos relacionados à morfologia do fundo, sedimentologia, parâmetros meteorológicos e hidrodinâmicos do Canal do Linguado e Baía da Babitonga. Além de caracterizar fisicamente a área de estudo, estas informações servem como base para a determinação da estabilidade da desembocadura do Canal do Linguado e para implementação e validação do modelo hidrodinâmico.

O Capítulo 5 apresenta informações hidrodinâmicas do Canal do Linguado e Baía da Babitonga, obtidas através de simulações numéricas, onde foi possível avaliar as modificações no padrão de circulação das águas, decorrentes da retirada do aterro sul que separa estes ambientes e da criação de canais aprofundados na região dos aterros e na desembocadura do Canal do Linguado.

O Capítulo 6 trata das alterações morfodinâmicas na desembocadura do Canal do Linguado e na área dos aterros que o separa da Baía da Babitonga, salientando o efeito dos processos erosivos e deposicionais em decorrência da retirada do aterro sul.

O Capítulo 7 apresenta a conclusão geral deste estudo, respondendo às principais perguntas de pesquisa propostas, representando uma compilação das conclusões dos Capítulos 4, 5 e 6.

O Capítulo 8 apresenta as considerações finais desta pesquisa, salientando alguns aspectos não contemplados e que devem ser considerados se houver a remoção do dique que separa o Canal do Linguado e a Baía da Babitonga.

O Capítulo 9 apresenta as referências bibliográficas citadas neste texto.

2. Fundamentação Teórica

2.1. Morfodinâmica e Escalas de Processos

A Morfodinâmica Costeira é definida como o ajuste mútuo da topografia e da dinâmica dos fluidos envolvidos no transporte de sedimentos (Wright & Thom, 1977). Os fluxos hidrodinâmicos promovem o transporte de sedimentos no ambiente resultando em mudanças morfológicas ao longo do tempo. Se estas mudanças forem progressivas a ponto de modificar significativamente a topografia do fundo as características das condições de contorno do ambiente, que promovem o padrão hidrodinâmico e sedimentar do local, serão alteradas e os fluxos se ajustarão naturalmente de acordo com a novo perfil morfológico.

Segundo Cowell & Thom (1997), as propriedades essenciais relacionadas a Morfodinâmica Costeira são atribuídas por um processo de retroalimentação (*feedback loop*) entre a topografia e a dinâmica costeira que transporta sedimentos produzindo mudanças na morfologia (Figura 2-1). Uma retroalimentação negativa confere propriedades de auto-regulação em resposta a pequenas perturbações ambientais e uma retroalimentação positiva significa o crescimento da instabilidade conferindo propriedades de auto-organização, resultando em novos modelos de operação.

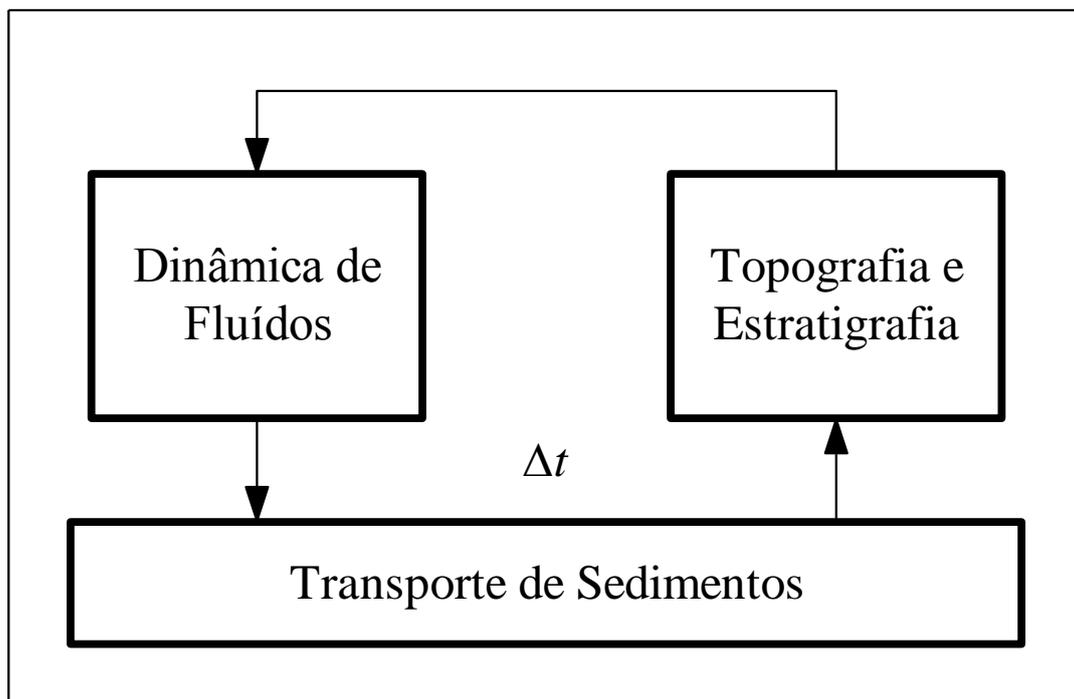


Figura 2-1: Processo de retroalimentação entre a topografia e a dinâmica costeira, de acordo com Cowell & Thom (1997).

O processo de transporte de sedimentos depende de uma série de fatores variáveis no tempo e no espaço, tais como variações no regime das correntes e ondas, fluxo de sedimentos, sedimentologia, rugosidade do fundo, entre outros. Os processos morfodinâmicos podem ocorrer basicamente em 4 escalas distintas de tempo, segundo Stive *et al.* (1991) e Vriend (1991b) *apud* Cowell & Thom (1997). A *escala*

instantânea envolve mudanças na morfologia durante a atuação de agentes primários, causadores do movimento hidrodinâmico e sedimentar, como as ondas e as marés. A composição entre os fluxos hidrodinâmicos e a morfologia do ambiente estão diretamente relacionados aos processos físicos que causam o transporte de sedimentos. Neste caso, os ajustes morfodinâmicos podem ser chamados de processos em tempo real, podendo ocorrer em escalas de tempo de segundos até dias e numa escala espacial de cerca de 100 m. A evolução costeira em *escalas de evento* está relacionada à formação de unidades sedimentares fundamentais e seqüências deposicionais, ocorrendo numa escala temporal entre dias e anos e uma escala espacial de aproximadamente 80 a 1.000 m. Estas alterações morfológicas podem ocorrer devido a variações sazonais nas condições ambientais locais, devido a ocorrência de tempestades, por exemplo. A *escala de engenharia* ou histórica está ligada a eventos sazonais até décadas, possuindo uma extensão entre 500 e 10.000 m, aproximadamente. Normalmente ocorrem alterações nos padrões de transporte de sedimento decorrentes de mudanças morfológicas no ambiente. Na *escala geológica* as flutuações de pequena escala são desconsideradas e o regime dos processos e os níveis médios do mar devem ser considerados não estacionários. A evolução costeira neste caso está inserida numa escala temporal de anos a milênios e uma escala espacial maior que 5000 m. A Figura 2-2 mostra a relação entre escalas espaciais e temporais na evolução costeira, juntamente com exemplos de ambientes formados e/ou alterados em cada escala citada acima.

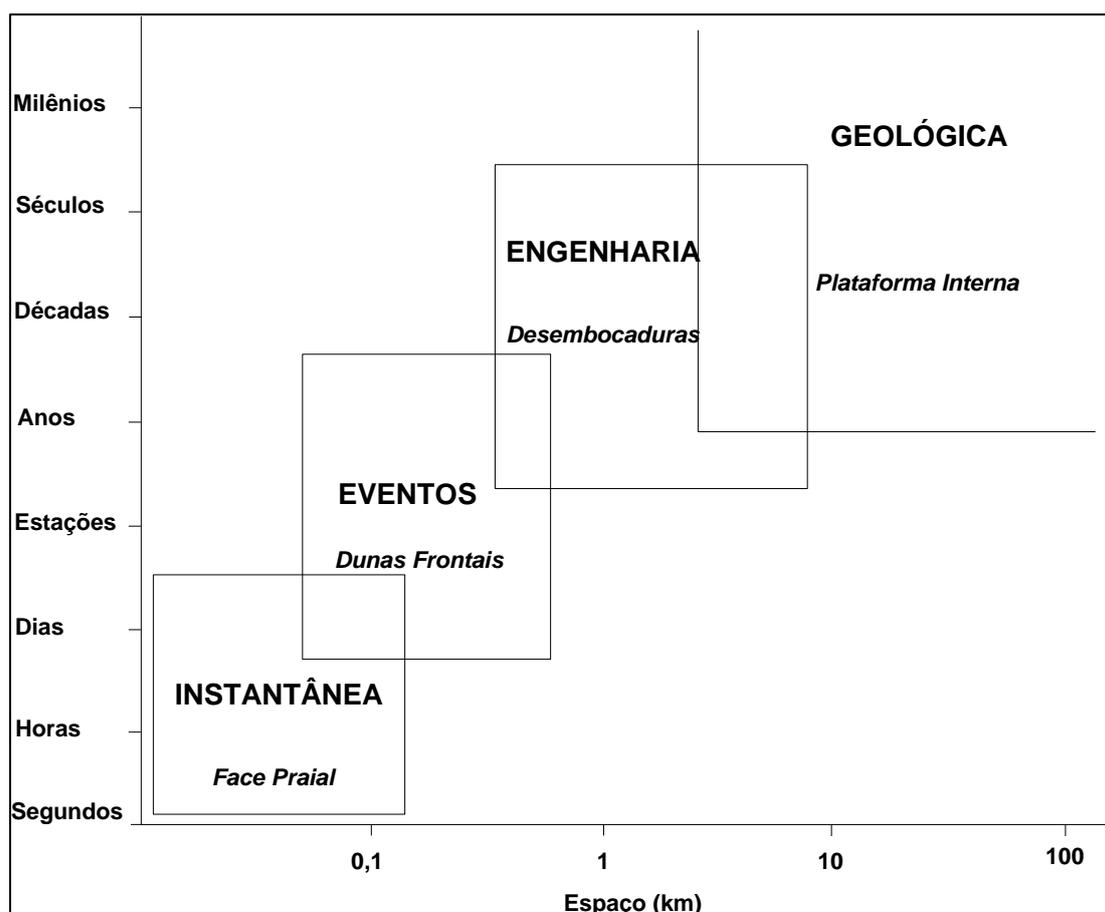


Figura 2-2: Relação entre escalas espaciais e temporais na evolução costeira Cowell & Thom (1997).

Os diversos tipos de desembocaduras podem ser avaliados e estudados em escalas instantâneas, de eventos e de engenharia. Segundo Cowell & Thom (1997), o passo fundamental para o estudo de sistemas morfodinâmicos é identificar as características espaciais e os processos presentes nos contornos do ambiente, pois o padrão hidrodinâmico e sedimentar está diretamente relacionado a estas características. Segundo Wright (1995), a abordagem morfodinâmica envolve: a análise da variabilidade espaço-temporal das condições ambientais que são responsáveis pelas variações nas características morfológicas básicas; a análise dos processos hidrodinâmicos que atuam diretamente nos padrões morfológicos; e, a análise da evolução estratigráfica de curto e longo prazo.

Neste contexto, a determinação dos processos hidrodinâmicos, sedimentares e morfológicos das desembocaduras dominadas por marés é fundamental para uma correta avaliação morfodinâmica destes complexos sistemas.

2.2. Desembocaduras Dominadas Por Marés

2.2.1. Aspectos Gerais

Há muitos anos o homem vem utilizando as áreas próximas às desembocaduras de rios para o desenvolvimento de cidades, vilas ou povoados. Estas regiões têm uma grande importância histórica e fundamental para o desenvolvimento da humanidade, pois cerca de dois terços das grandes cidades distribuídas ao redor da terra estão localizados nestas áreas, representando assim, uma das mais valiosas regiões do nosso planeta.

Semelhante ao ocorrido em outros países, as facilidades para instalações portuárias comerciais e navais, a capacidade natural em renovar periódica e sistematicamente as suas águas sob influência da maré, a sua comunicação natural com regiões de manguezais e marismas e a sua proximidade para as atividades econômicas e de lazer, foram também as principais razões para o desenvolvimento das principais cidades sul-americanas nas proximidades desses ambientes costeiros (Miranda *et. al.*, 2002).

Se comparada com a região oceânica adjacente, as lagunas e estuários apresentam maior segurança para as embarcações comerciais, artesanais e esportivas que freqüentemente utilizam os portos instalados nos seus interiores. Tendo em vista a enorme importância da manutenção e do manejo dos canais de acesso foram realizados ao longo da história diversos estudos e tentativas para manter estes canais abertos e seguros para a navegação. Assim, muitos molhes têm sido construídos para manter as desembocaduras abertas permanentemente e com maiores profundidades. Segundo Goodwin (1996), tradicionalmente, os canais de maré têm sido controlados para manter a navegação entre o oceano aberto e a parte interior de baías ou estuários.

Diante das transformações que as desembocaduras podem sofrer, seja pela sua fixação através de molhes ou pelo aumento na profundidade através de dragagens, é extremamente importante a realização de estudos voltados a sustentabilidade destas regiões, no sentido de buscar alternativas viáveis econômica e

ecologicamente para manter estes canais de maré estáveis. É sabido que os custos envolvidos na manutenção destes ambientes são altíssimos e, portanto, o manejo correto pode garantir o sucesso das interferências humanas nestes sistemas.

2.2.2. Definição

O tamanho e o número de desembocaduras dominadas por maré ao longo das barreiras costeiras, bem como sua morfologia e distribuição dos depósitos arenosos, são controladas pela energia das ondas, variações da maré, prisma de maré e suprimento de sedimentos (Fitzgerald, 1996).

Segundo Hayes (1969) as desembocaduras podem ser definidas como ambientes relativamente estreitos e curtos que ligam uma baía ou estuário com o mar adjacente, sendo mantidos naturalmente devido às variações dos níveis de água, que provocam correntes de maré enchentes e vazantes, estando também sujeitos a ação de ondas geradas por ventos locais ou provenientes do oceano aberto. De acordo com CEM (2002) são aberturas em barreiras costeiras onde as águas, sedimentos, nutrientes e poluentes são trocados entre o oceano e embaixamentos protegidos no interior das barreiras.

Estes ambientes não possuem uma geometria constante e sua localização em relação à linha de costa adjacente pode variar ao longo do tempo. Segundo Skou (1990) apresentam uma grande variação na sua forma, podendo estar associado a ilhas barreiras ou barreiras arenosas. Também podem ser definidos como a boca de um rio que deságua no mar onde a descarga de água doce pode ser significativa (Komar, 1996).

Segundo Bruun (1978), apresentam-se como importantes sistemas na interrupção do transporte litorâneo adjacente, pois as correntes de maré nas desembocaduras transportam sedimentos para dentro e para fora do canal. Se uma condição de equilíbrio se estabelece significa que as correntes têm capacidade de transportar o material excedente que entrou no canal pelo oceano para fora do sistema. Em pesquisas realizadas nos rios Jequetinhonha (BA) e Paraíba do Sul (RJ), Dominguez (1983) observou que a presença de um trânsito litorâneo preferencial de sedimentos pode provocar uma migração intermitente em suas desembocaduras.

Desembocaduras dominadas por marés são comparáveis a desembocaduras dos rios no que diz respeito ao padrão do transporte e deposição de sedimentos. Nos dois casos refletem a interação da vazão e sua turbulência associada, fricção do fundo, flutuação causada pela estratificação da densidade e a energia recebida pelo corpo de água (Wright & Sonu, 1975). Contudo, em desembocaduras estuarinas ou lagunares a ocorrência de fluxos hidrodinâmicos com períodos diurnos ou semidiurnos promove um transporte e deposição em dois sentidos, para dentro e para fora do canal. Devido às diferenças entre a energia, densidade da água e fatores geométricos, as estruturas sedimentares nos depósitos formados são diferentes (Oertel, 1982).

Segundo Boothroyd (1985), estes ambientes podem ser desenvolvidos em qualquer linha de costa onde o suprimento de sedimento é adequado e as condições

hidrodinâmicas proporcionam a formação de depósitos característicos. Assim, é possível encontrá-los em costas com diferentes tamanhos e formatos. Devido esta diversidade sua classificação tem sido feita baseada no critério da energia presente no sistema, levando em consideração as variações dos níveis da maré e características das ondas.

Davies (1964) classificou as linhas de costas baseando-se nas variações dos níveis da maré. Uma região pode estar sujeita a micromarés (variação < 2m), mesomarés (variação entre 2-4m) ou macromarés (variação > 4m). As marés podem ainda ser diurnas, com a ocorrência de um pico máximo e mínimo por dia, semidiurnas, com a ocorrência de dois picos máximos e mínimos por dia, ou mistas, caracterizadas pela combinação das marés diurnas e semidiurnas, podendo apresentar desigualdades nos picos ou não. Se comparado com períodos de maré de quadratura, durante marés de sizígia o prisma de maré é maior, acarretando no aumento das diferenças de volume no estuário durante preamares e baixamares e, conseqüentemente, nos valores máximos das correntes geradas pela maré.

Outro parâmetro importante a ser considerado, no ponto de vista energético, é a atuação das ondas, que normalmente são dominantes em costas com características de micromarés. Em costas com macromarés a maior parte da energia envolvida no sistema está relacionada a correntes geradas pela maré. A Figura 2-3 mostra a classificação de linha de costa de acordo com Hayes (1979), através da comparação entre alturas médias de ondas e médias das variações de marés.

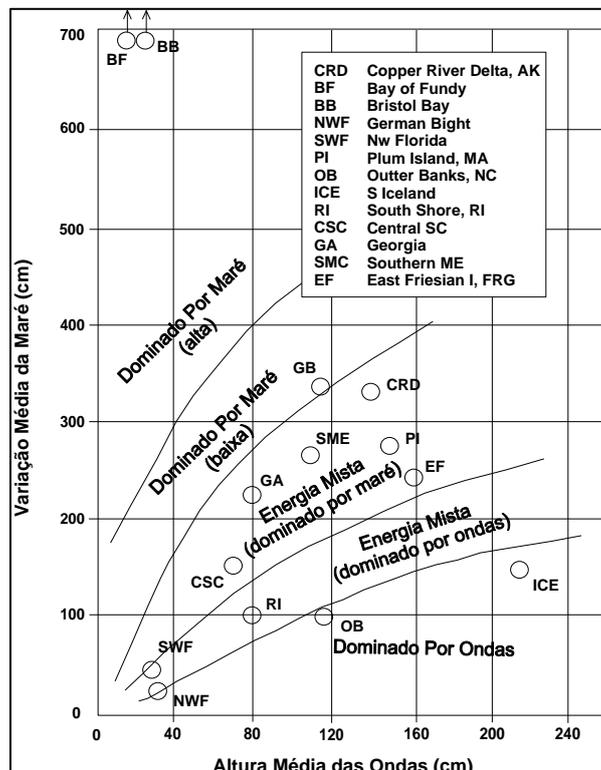


Figura 2-3: Classificação de linha de costa de acordo com Hayes (1979), através da comparação entre alturas médias de ondas e médias das variações de marés.

2.2.3. Principais Depósitos Sedimentares Associados

Basicamente, uma desembocadura possui três partes principais: o canal, que é responsável pela passagem dos fluxos hidrodinâmicos e sedimentares entre a parte interna do estuário e a parte externa marinha, o delta de maré vazante e o delta de maré enchente (Figura 2-4).

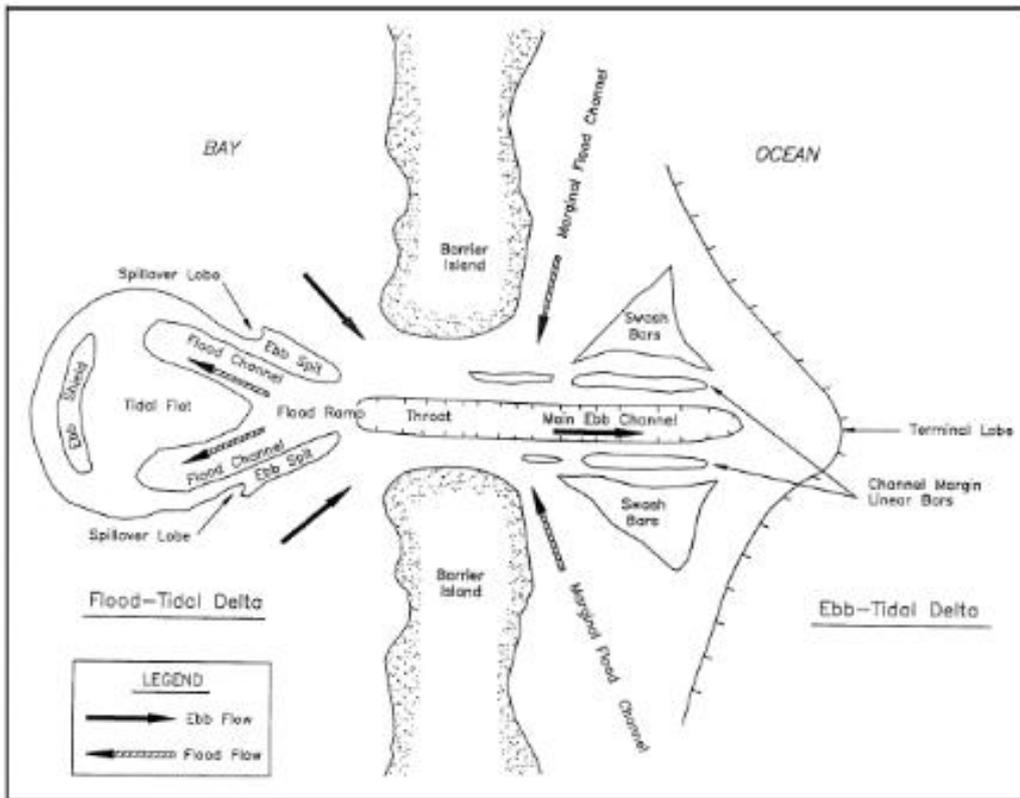


Figura 2-4: Partes integrantes de uma desembocadura: canal principal, deltas de maré vazante e de enchente (CEM, 2002).

2.2.3.1. Delta de Maré Vazante

Os deltas de maré vazantes têm um impacto significativo na sedimentação costeira, pois atua como válvulas no suprimento de sedimentos, regulando as mudanças entre os estuários e o oceano aberto e como armadilha dos sedimentos transportados pela deriva litorânea. A forma da superfície do delta determina como a energia das ondas é dissipada nas praias costeiras adjacentes e como ocorre a propagação das ondas dentro do canal, influenciando possíveis erosões na linha de costa (Hicks & Hume, 1997).

Segundo Boothroyd (1985), a ação das ondas e correntes de maré são fatores dominantes na formação destes depósitos. O transporte longitudinal de sedimentos em praias próximas a desembocaduras é o principal responsável pelo fornecimento de material para a formação dos deltas de maré vazante. Este transporte é interrompido pelos fluxos presentes no canal fazendo com que os sedimentos sejam depositados no local, ficando sujeitos a ação das ondas.

De acordo com Davis (1996), existem três tipos básicos de deltas de maré vazante: dominados por marés, de energia mista e dominados por ondas. Deltas de vazante dominados por marés tendem a estender-se dentro do oceano essencialmente em ângulos retos e ter barras arenosas bem desenvolvidas ao longo das margens. Os deltas com energia mista geralmente são mais suavizados e com barras arenosas exteriores curvadas, devido a influencia das ondas. Os tipos dominados por ondas são pequenos e apresenta-se com pouca quantidade de sedimentos depositados. O prisma de maré é o fator chave para desenvolver qualquer um destes tipos de deltas de maré vazante. A Figura 2-5 mostra os desenhos esquemáticos dos tipos de deltas de maré vazante.

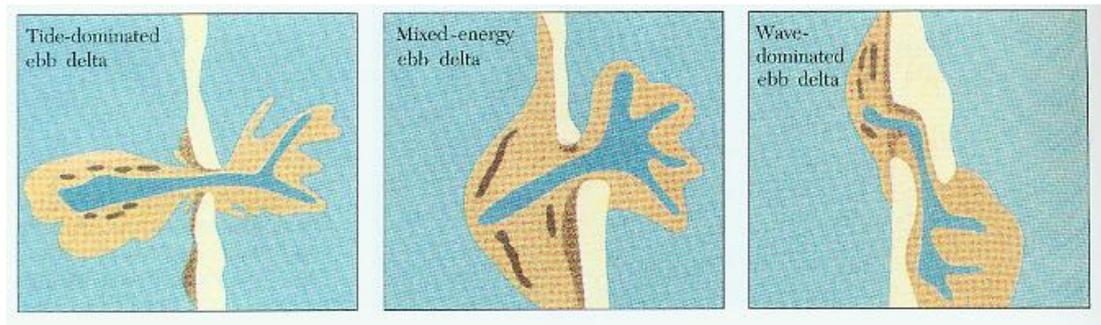


Figura 2-5: Desenhos esquemáticos dos tipos de deltas de maré vazante (Davis, 1996).

Segundo Hicks & Hume (1996), em regiões com presença de promontórios, a forma de equilíbrio dos deltas é controlada pelas marés e ondas (Figura 2-6a), podendo ser classificados ainda como tipo constricto, delta pela metade, meio-delta em ângulo maior e meio delta em ângulo menor. O tipo constricto (Figura 2-6b) de delta se forma quando o promontório rochoso limita o crescimento do delta de maré vazante e o protege da ação das ondas. O delta de marés vazante representado na Figura 8c,d resulta da variação de ângulos do promontório rochoso, sendo denominados de delta pela metade. Quando o fluxo de maré vazante ocorre adjacente ao promontório, o espaço para a formação do delta de maré vazante é restrito e controlado pela ação das ondas refratadas pelo promontório, denominado de meio delta em ângulo maior (Figura 2-6c). Nos casos em que o fluxo de vazante é direcionado pelo promontório a um ângulo menor em relação à linha de costa, as ondas o atingirão transversalmente, sendo os sedimentos transportados paralelamente à linha de costa, formando o delta de maré vazante denominado de meio-delta em ângulo menor (Figura 2-6d).

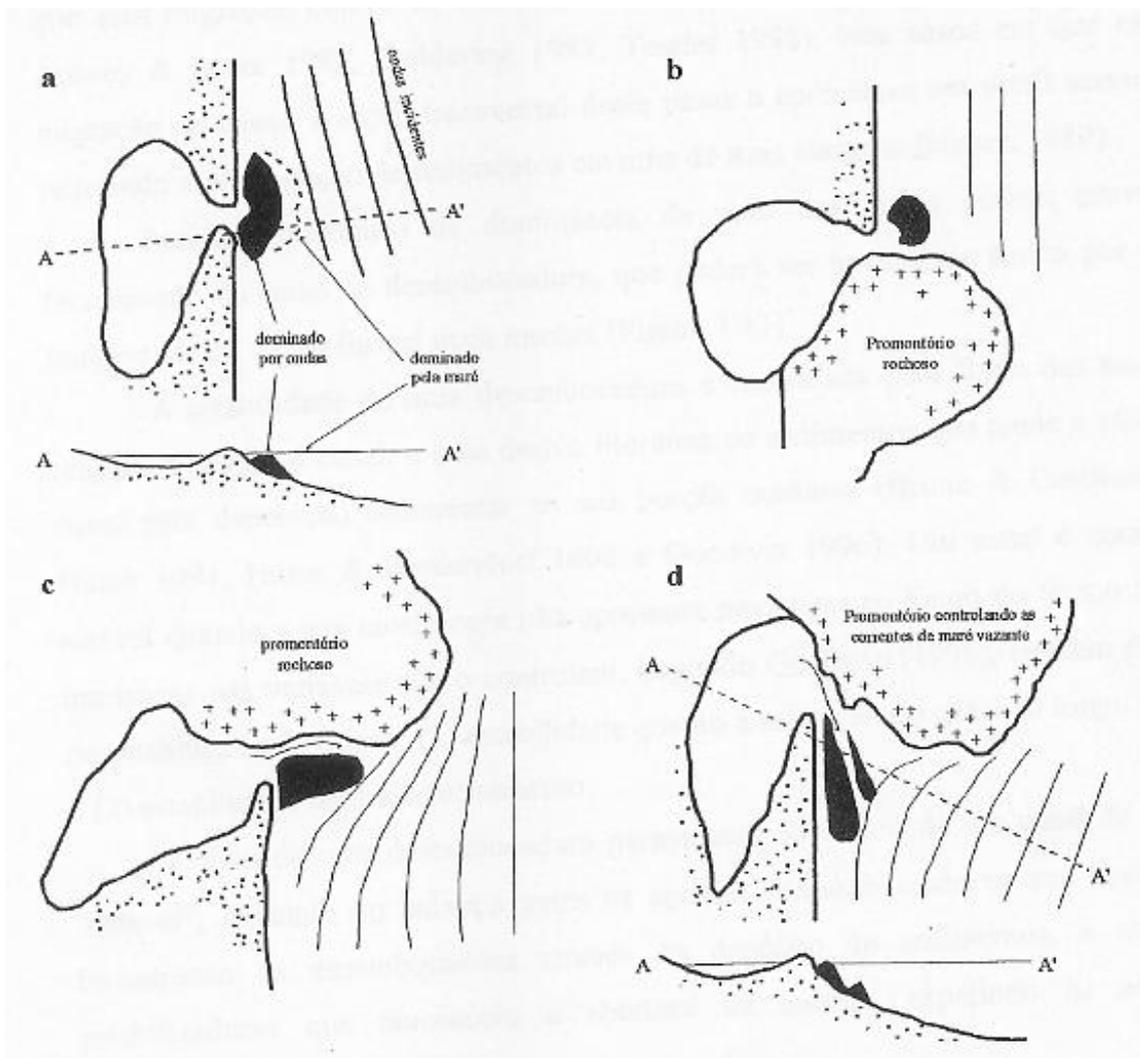


Figura 2-6: Diagrama esquemático de quatro tipos de deltas de maré, (Hicks & Hume, 1996).

Oertel (1988) *apud* CEM (2002), descreveu modelos simplificados da forma de deltas de maré vazante e suas orientações dependendo do balanço das correntes (Figura 2-7). Suas pesquisas concluíram que quando não há variação no balanço das correntes longitudinais às praias e as correntes de enchente prevalecem sobre as de vazante, o delta simétrico é desenvolvido (Figura 2-7a). Se as correntes longitudinais predominarem para um sentido, para norte ou para sul, por exemplo, o delta tem uma orientação única (Figura 2-7b e 2-7c), podendo apresentar uma variação sazonal. Quando as correntes de maré superam as correntes marinhas o delta é mais estreito e se estende para o oceano (Figura 2-7d).

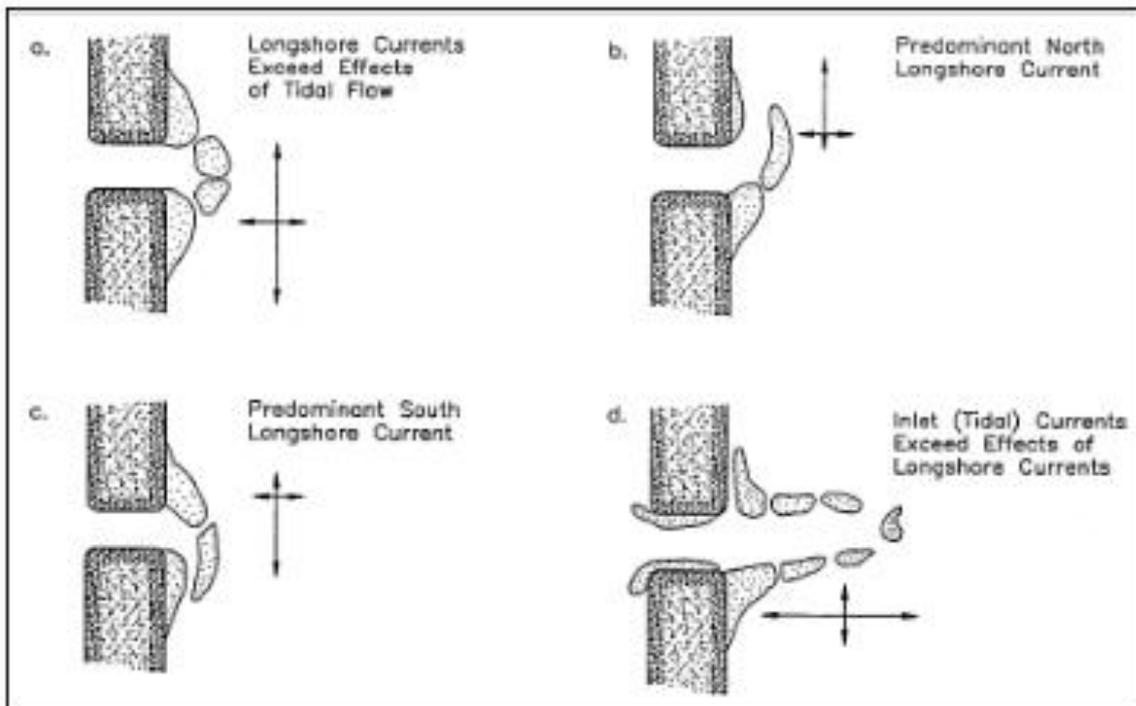


Figura 2-7: Modelos simplificados da forma de deltas de maré vazante e suas orientações dependendo do balanço das correntes, de acordo com Oertel (1988) apud CEM (2002).

Segundo CEM (2002), as principais características de um delta de maré vazante estão relacionadas à presença de um canal principal, formado a partir dos fluxos dominantes de maré vazante, barras lineares nas bordas do canal, resultado da interação das ondas e correntes de maré, um lóbulo terminal, localizado na parte mais distal em direção ao mar no final do canal de vazante (nesta área as correntes diminuem, resultando em deposição de sedimentos), plataformas de espraiamento de ondas (*swash platforms*), localizadas entre o canal principal de vazante e a barreira adjacente, bancos arenosos (*swash bars*), que formam e migram através das plataformas de espraiamento de ondas e canais marginais de inundação, que freqüentemente influenciam nas correntes de litorâneas. De acordo com Boon (1975), em canais de maré com molhes, os mesmos componentes são encontrados, porém normalmente o canal de vazante é marginal, podendo apresentar meandros.

2.2.3.2. Delta de Maré Enchente

O desenvolvimento dos deltas de maré enchente está intimamente ligado as características das correntes de maré na desembocadura do canal, geralmente associados a uma significativa assimetria dos fluxos, prevalecendo uma maior dominância das correntes de maré enchente sobre as de vazante. Assim, os sedimentos disponibilizados pelas ondas na parte externa do canal acabam entrando durante a maré enchente e sendo depositados na parte interna do sistema. A maior porção do delta de maré enchente normalmente se estende para dentro do estuário ou baía, favorecendo o crescimento de plantas típicas deste ambiente de transição.

Os primeiros estudos relacionados a estes depósitos mostram sua ocorrência apenas em regiões costeiras com características de mesomarés e micromarés (Nummedal & Penland, 1981; Stauble *et al.*, 1988; Wright, Sonu & Kielhorn, 1972;

Boothroyd, 1985 *apud* CEM, 2002). Entre os principais componentes formadores deste ambiente estão: rampa de enchente (*flood ramp*), que mergulha em direção ao mar e sua superfície arenosa são dominadas por correntes de maré enchente; canal de enchente, sendo uma continuação da rampa de enchente; rampa de vazante (*ebb shield*), localizado na margem do delta de maré que ajuda a desviar as correntes de maré vazante do entorno do banco arenoso; esporões ou bancos (*ebb spits*), localizados em áreas principalmente formadas pela interação de correntes de vazante e enchente; *spillover lobes*, com características de barras formadas pelo fluxo das correntes de maré vazante sobre áreas com poucas rampas de vazante.

Muitos deltas de maré enchente que se desenvolvem em lagoas ou estuários sujeitos a micromarés e a grandes prismas de marés possuem características morfológicas semelhantes aos que ocorrem em regiões de mesomarés. Contudo, quando o prisma de maré é pequeno a ocorrência destes ambientes é mais freqüente (Boothroyd, 1985).

2.2.4. Estabilidade de Canais de Maré

Quando estes ambientes mantêm sua geometria e localização praticamente constante ao longo do tempo, independentes das variações morfodinâmicas, é dito estável. Segundo Goodwin (1996), é possível a identificação de dois tipos de instabilidade, a que gera a migração da barra ao longo da linha de costa e a que leva ao seu fechamento (estabilidade da seção transversal), podendo apresentar-se sempre abertas, raramente abertas ou sujeitas a fechamentos periódicos. A abertura e fechamento periódico de barras podem estar relacionados a eventos meteorológicos como a excessiva ocorrência de chuvas e marés meteorológicas.

Segundo Rosman (1992), o fato de uma desembocadura permanecer aberta ou de um canal de maré ser estável, depende do balanço entre os agentes desestabilizadores que favorecem o fechamento da desembocadura através do depósito de sedimentos, e os agentes estabilizadores que favorecem a abertura da mesma, expelindo os sedimentos depositados. Os agentes desestabilizadores estão associados aos processos sedimentológicos, principalmente, no que diz respeito às características do transporte de sedimentos presentes no local e os estabilizadores estão relacionados aos processos hidrodinâmicos, responsáveis pela movimentação e remoção do material depositado nos canais.

Alguns autores consideram que a principal fonte de sedimentos para das desembocaduras vem das praias do entorno, influenciando diretamente na sua estabilidade (Oertel, 1988 *apud* CEM, 2002). Porém, parte dos sedimentos transportados pela deriva litorânea pode passar pela desembocadura devido a uma variedade de mecanismos. O *bypass* pode ser definido como o transporte de sedimento que passa de um lado para outro do canal de maré. Segundo Bruun & Gerritsen (1959) *apud* CEM (2002), existem três mecanismos principais para que os sedimentos passem pelo canal de maré: o transporte induzido pelas ondas atuando na borda do delta de maré vazante (lóbulo terminal), o transporte de areia pelas correntes de maré no canal principal da desembocadura e a migração dos canais de maré ou barras arenosas (Figura 2-8).

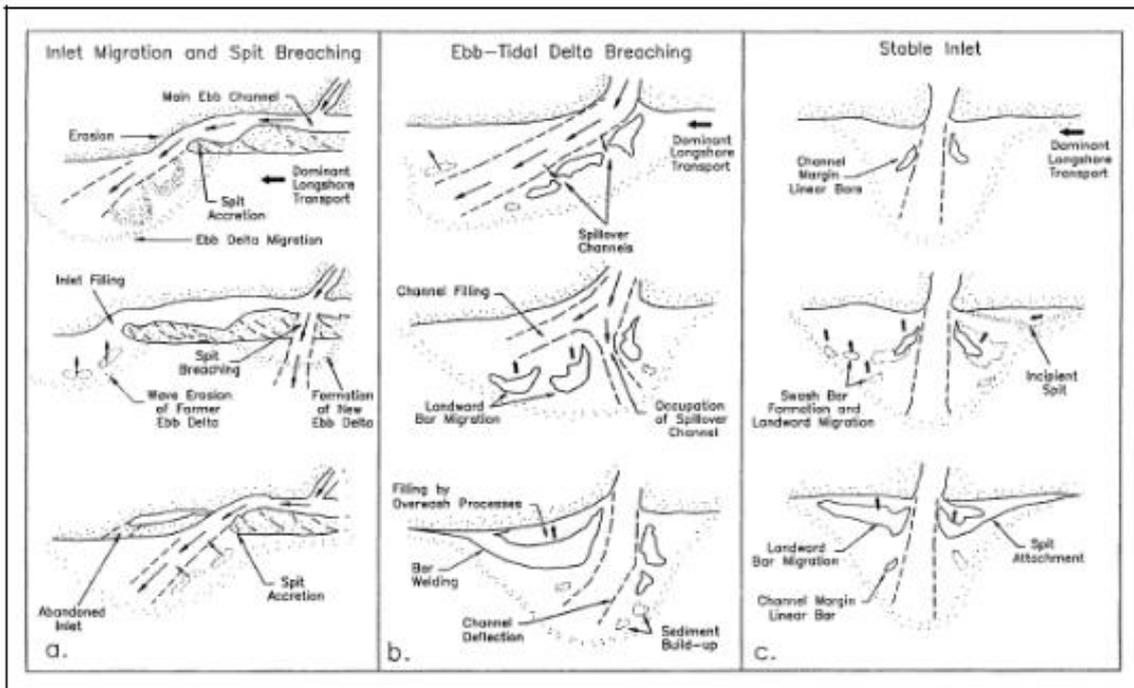


Figura 2-8: Modelo esquemático de três tipos de desembocaduras com transporte induzido pelas ondas atuando na borda do delta de maré vazante (lóbulo terminal), o transporte de areia pelas correntes de maré no canal principal da desembocadura e a migração dos canais de maré ou barras arenosas.

De acordo com Bruun (1966), a estabilidade de uma desembocadura é controlada pelo fluxo das marés que tendem a limpar o canal, e pela deriva litorânea de sedimentos que tende a bloquear o canal pela deposição sedimentar na sua posição oceânica. O grau de influencia da maré e da quantidade de água doce (descarga fluvial) que chega ao sistema são os fatores primários responsáveis pela manutenção da profundidade de um canal de maré, além da duração e frequência da inundação das áreas no continente próximas à barra.

Segundo Goodwin (1996), barras onde a área da seção transversal se mantém praticamente constante tendem a ser estáveis contra o fechamento. Nestas, as variações em decorrência de eventos meteorológicos extremos são relativamente pequenas, existindo assim uma tendência da área da barra retornar ao valor de equilíbrio. Tais mudanças podem ser causadas por um grande escoamento após ou durante uma enchente de um rio, ou ainda, devido a um transporte excepcional de sedimentos junto à costa, reduzindo, desta forma, a área do canal. Assim, desembocaduras instáveis são aquelas nas quais a área da seção transversal não retorna ao equilíbrio após um evento perturbador qualquer.

A composição dos bancos arenosos no canal e as características da geologia local também são fatores críticos que podem influenciar na estabilidade, pois uma limitação física por bancos arenosos ou rochas, por exemplo, restringe a migração da desembocadura (CEM, 2002). Estudos realizados por Siegle *et.al.* (1998), mostram que a desembocadura do rio Camboriú se manteve praticamente estável durante as últimas décadas, atribuindo esta estabilidade à presença de um promontório rochoso ao sul do canal, a influência da maré e a descarga fluvial influenciada por dois períodos anuais de maior precipitação no local. Em alguns

canais de maré a posição da barra é estável, mas o canal principal migra sobre o delta de maré vazante. Este padrão pode ser encontrado em canais que estão naturalmente ancorados em rochas ou estabilizados através de guia-correntes (Hicks & Hume, 1996).

2.2.4.1. Prisma de Maré

As desembocaduras podem sofrer variações ao longo da linha de costa ou nas características da barra, levando ao seu fechamento, devido à presença de complexas interações entre o prisma de maré, a energia das ondas e o suprimento de sedimentos. O prisma de maré é definido como o volume de água que o estuário troca entre marés altas e baixas (Dyer, 1997; Davis, 1996). De acordo com Suguio (1992) é o volume de água salgada que flui para dentro ou para fora de um estuário ou lagoa através de um canal de maré, excluindo-se qualquer fluxo de água doce. Em costas submetidas à micromarés, normalmente quando o prisma de maré é pequeno as desembocaduras naturais, sem a presença de obras costeiras, são logo bloqueadas pela deriva litorânea.

Segundo Davis (1996), quando o prisma de maré é grande as desembocaduras são estáveis, pois são produzidas fortes correntes de maré que fluem através do canal, formando um fluxo perpendicular à costa. Estas correntes podem erodir parte do canal, aumentando seu tamanho até que ocorra uma condição de equilíbrio entre o fluxo da maré e o tamanho da barra. Se a seção transversal do canal permanecer praticamente constante ao longo do tempo o canal será estável e, por consequência, não sofrerá mudanças na sua posição em relação à linha de costa e não terá risco de fechamento.

Quando o prisma de maré é pequeno as correntes de maré são geralmente fracas. Nesta situação, o transporte de sedimentos pela deriva litorânea forma depósitos arenosos (espórios) ao lado da barra do canal podendo ser intenso e contínuo o suficiente para provocar a migração da desembocadura ao longo da costa. Estas condições podem estar associadas, dependendo do suprimento e das taxas de deposição de sedimentos, a eventuais fechamentos do sistema.

Como o prisma de maré exerce um papel fundamental no controle da estabilidade das desembocaduras, as mudanças em suas características ou no seu tamanho são essenciais no manejo destes ambientes e, portanto, devem ser levadas em consideração no planejamento e execução de obras costeiras. Como não ocorre variações significativas nas características das marés, a diminuição do prisma de maré normalmente está associada a atividades humanas que, através da construção de aterros e molhes, por exemplo, modificam a área total do estuário ou baía, provocando a instabilidade de suas desembocaduras. Naturalmente, também podem ser modificados se as condições do ambiente favorecer a um gradual e crescente depósito de sedimentos dentro do canal.

2.2.4.2. Guia-Correntes ou Molhes

A construção de guia-correntes ou molhes tem sido utilizada principalmente para estabilizar a migração natural de desembocaduras, para proteger os canais de navegação da atuação das ondas e para reduzir a frequência de dragagens, visando manter o canal principal numa determinada profundidade ou área da seção transversal. Alguns dos efeitos desta interferência podem ser previstos antes da execução das obras. Apesar disso, eventualmente, causam mudanças significativas nas características morfodinâmicas locais, ligadas principalmente a problemas como o aumento de bancos arenosos e mudanças no prisma de maré. Abaixo segue uma série de atividades ligadas a construção de molhes que afetam os canais de maré, segundo CEM (2002):

- A construção pode estabilizar os canais de maré, impedindo sua migração ao longo da linha de costa.
- Podem bloquear a deriva litorânea, causando grandes variações nos processos erosivos e deposicionais das praias adjacentes à barra.
- Através da construção de muros ou revestimentos podem modificar a seção transversal do canal de maré.
- A execução de dragagens pode aumentar a seção transversal da desembocadura da barra.
- A construção de aterros e eventuais desvios de água doce podem reduzir a quantidade de água fluvial no sistema.
- O desenvolvimento de aterros em estuários e baías pode reduzir o prisma de maré no local.

2.2.4.3. Critérios de Estabilidade

Os critérios empíricos utilizados na determinação da estabilidade de desembocaduras de canais de maré são baseados nas relações entre o prisma de maré, área de menor seção transversal, transporte litorâneo total, velocidade média máxima e capacidade de resposta. A seguir segue as considerações sobre estas relações, de acordo com Skou (1990), Rosman & Calixto (1991), Rosman (1992), Goodwin (1996).

Para a aplicação destes critérios as seguintes definições são usadas:

- Prisma de maré (P): é o volume de água do mar que entra na bacia interior pelo canal, durante a maré enchente.
- Área da Menor Seção Transversal do Canal (A_c): é a área hidráulica em relação ao nível médio do mar.
- Velocidade Média Máxima (V_{max}): é o máximo valor da velocidade média em A_c .
- Transporte Litorâneo Total (M_t): é a soma do módulo do transporte de sedimentos ao longo da praia que passa pela embocadura, i.e., independente do sentido.
- Capacidade de Resposta (C_r): é uma função que exprime a taxa de variação de agentes restauradores da estabilidade em razão da ocorrência de eventos desestabilizantes.

2.2.4.3.1. Relação entre o Prisma de Maré e a Área da Menor Seção Transversal ($P \times A_c$)

Um aumento no prisma de maré tende a aumentar a área da seção transversal e uma diminuição indicaria o início de um processo de deposição de sedimentos no local e conseqüente diminuição da área (Skou, 1990).

Segundo O'Brien (1969) *apud* Skou (1990); Rosman (2002), a área da menor seção transversal em canais de maré estável com desembocaduras arenosas pode ser relacionada ao prisma de maré de sizígia médio através das seguintes expressões, com A_c em (m^2) e P em (m^3):

$$A_c = 6,56 \times 10^{-5} P \text{ (canais sem guia-correntes) (1)}$$

$$A_c = 9,02 \times 10^{-4} P^{0,85} \text{ (canais com dois guia-correntes) (2)}$$

Através de estudos realizados em 108 canais de marés estáveis em praias de costa aberta com diferentes características de desembocaduras e granulometria variando de fina a média, Jarret (1976) mostrou que os canais com ou sem guia-correntes, em 95% dos casos, apresentavam área da menor seção transversal satisfazendo aos seguintes limites:

$$5,20 \times 10^{-4} P^{0,97} \leq A_c \leq 4,03 \times 10^{-4} P^{0,95} \text{ (3)}$$

sendo o valor mais freqüente em torno de

$$A_c = 1,57 \times 10^{-4} P^{0,95} \text{ (4)}$$

Jarret (1976), observou ainda que desembocaduras em costas de grande energia, isto é, sujeitas a forte ação de ondas, os valores de A_c tendem a ser menores que o mais freqüente, ao passo que embocaduras situadas em locais mais abrigados das ondas, os valores de A_c tendem a ser maiores que os previstos pela equação (4).

As expressões de O'Brien e de Jarret aqui apresentadas são validadas para regiões com marés predominantemente semidiurnas, com ou sem desigualdades diurnas. Embocaduras situadas em regiões de marés diurnas apresentam relações diferentes (Rosman, 2002).

2.2.4.3.2. Relação entre o Prisma de Maré e o Transporte Litorâneo Total (P/M_t)

Siegle (1998) e Rosman (2002), afirmam que as relações propostas por O'Brien (1969), não explicitam o transporte de sedimentos em decorrência da deriva litorânea. Bruun & Gerritsen (1961) e Bruun (1978), baseados em medições na natureza, desenvolveram um critério relacionando o transporte litorâneo total, M_t , causado pela ação das ondas, com o prisma de maré de sizígia médio, P ,

representando a capacidade dos fluxos de enchente e vazante da maré em expelir os sedimentos depositados no canal. A

Tabela 2-1 mostra os critérios utilizados na determinação da estabilidade.

Tabela 2-1: Critério de estabilidade de canais de maré baseado na relação entre o Prisma de Maré e o Transporte Litorâneo Total.

$150 < P/M_t$	Canal estável com boas condições de navegabilidade, grande capacidade de expelir sedimentos, fraca formação de barra.
$100 < P/M_t < 150$	Canal estável com condições menos satisfatórias de navegabilidade, formação de barra pode acontecer.
$50 < P/M_t < 100$	Canal permanece desobstruído, mas usualmente apresenta formação de grande barra na entrada, navegação possível com dragagem de canal pelo meio da barra.
$20 < P/M_t < 50$	embocadura tipo transpasse de barra, arrebentação de ondas na barra durante tempestade. Permanece aberta, mas a barra só é limpa por enxurradas na época das chuvas. Perigoso para navegação.
$P/M_t < 20$	embocaduras com grande formação de barra, funcionando mais como canais de extravasamento do que entradas permanentes de maré, podendo apresentar instabilidade. Navegação possível apenas para pequenas embarcações.

2.2.4.3.3. Relação Entre Velocidade Média Máxima e Área da Menor Seção Transversal ($V_{max} \times A_c$)

O método a seguir está baseado nos estudos realizados por Escoffier (1940). O autor desenvolveu uma metodologia para determinar se desembocaduras são estáveis ou não, através da relação da velocidade máxima, responsável pela retirada dos sedimentos depositados no canal (agente estabilizador) e as variações na área da seção transversal, causadas pelos processos de transporte e deposição de sedimentos (agentes desestabilizadores). Segundo Rosman (2002), se eventos desestabilizadores causarem diminuição de área da seção transversal por deposição de sedimentos, os agentes estabilizadores deveriam ocasionar um incremento na velocidade média máxima, aumentando a capacidade de expelir os sedimentos depositados, tendendo a recuperar a condição anterior.

De acordo com este critério os canais de maré podem ser classificados como Canais Instáveis ou Estáveis.

a) Canais Instáveis ($A_c < A^*$)

Se um canal tiver seção transversal de menor área, A_c , com valor inferior à área limite, A^* , a ocorrência de um evento que force uma diminuição de A_c , acarretará uma diminuição de V_{max} , conseqüentemente, também diminuirá a vazão sólida no canal e a capacidade do escoamento de expelir os sedimentos depositados. A redução na área do canal pode ser causada, por exemplo, pela ação das ondas na desembocadura do canal, que disponibilizam os sedimentos para a coluna de água e ficam sujeitos ao transporte pelos fluxos hidrodinâmicos em direção ao interior do

canal. Outro fator a ser considerado é a redução do prisma que, pode ocorrer através da formação de bancos arenosos no local acarretando mudanças nas características da maré. Se este processo persistir poderá causar o fechamento da desembocadura.

Segundo Rosman (2002), se o canal estiver aberto, a ocorrência de fortes chuvas na região da bacia interior poderá ocasionar um aumento apreciável de V_{max} . Neste caso, haveria então tendência à erosão no canal e conseqüente aumento de A_c . Se as fortes chuvas continuassem por longo tempo, tal tendência continuaria até o valor de A^* ser ultrapassado. Entretanto, a inconstância dos eventos meteorológicos torna este fato muito improvável. Fica claro que uma desembocadura com $A_c < A^*$ é instável, porque não ocorrem efeitos compensatórios entre os agentes morfodinâmicos envolvidos.

b) Canais Estáveis ($A_c > A^*$)

Através da análise da Figura 11, observa-se que para um canal de maré com área da menor seção transversal, A_c , maior do que a área limite, A^* , a ocorrência de um evento desestabilizante que promova uma diminuição de A_c ocasionará como conseqüência um aumento de V_{max} . Evidentemente, um aumento de velocidade média no canal acarretará maior capacidade de transporte de sedimentos, fluxos hidrodinâmicos promovam erosão. Este processo erosivo proporcionará um aumento da área da seção transversal, tendendo a restaurar o valor original de A_c , ou estabelecendo outro valor de equilíbrio próximo. Um aumento de A_c , por outro lado, acarretará em diminuição de V_{max} , facilitando a deposição de sedimentos, o que tenderá a diminuir a área da seção transversal, restaurando o valor de equilíbrio original. Assim, todo canal com $A_c > A^*$ pode ser classificado como estável, porque há efeitos compensatórios entre agentes morfodinâmicos. Portanto, quando $A_c > A^*$, a morfologia do canal tende a variar pouco, oscilando em torno de uma conformação média, apresentando uma estabilidade dinâmica (Rosman, 2002).

2.2.4.3.4. Relação Entre Capacidade de Resposta e Área da Menor Seção Transversal (C_r x A_c)

Através desta relação, Skou (1990) faz uma importante avaliação no tempo que o sistema leva para voltar a uma condição de equilíbrio. Segundo Rosman (2002), a seção de equilíbrio ótima seria aquela com máxima Capacidade de Resposta. Isto é, seria a seção na qual a ação dos agentes desestabilizadores (mudanças em A_c), causaria a máxima resposta dos agentes estabilizadores (mudanças em V_{max}).

Observando-se a Figura 2-9, nota-se que em qualquer ponto da curva para uma dada variação de A_c corresponde uma variação de V_{max} . A função Capacidade de Resposta é o valor negativo da taxa de variação de V_{max} em relação a A_c :

$$C_r = \frac{\partial V_{max}}{\partial A_c}$$

Os canais de marés estáveis ($A_c > A^*$), apresentam Capacidade de Resposta positiva, e canais instáveis ($A_c < A^*$), apresentam Capacidade de Resposta negativa.

Se $A_c = A^*$ a Capacidade de Resposta é nula. Assim, quanto maior a capacidade de resposta de um canal, maior a sua estabilidade, pois estarão mais preparados para enfrentar condições ambientais adversas mantendo sua geometria equilibrada.

Para se analisar globalmente as condições de estabilidade de um canal de maré, existente ou a ser projetado, é necessário combinar os quatro critérios de estabilidade descritos nos itens anteriores.

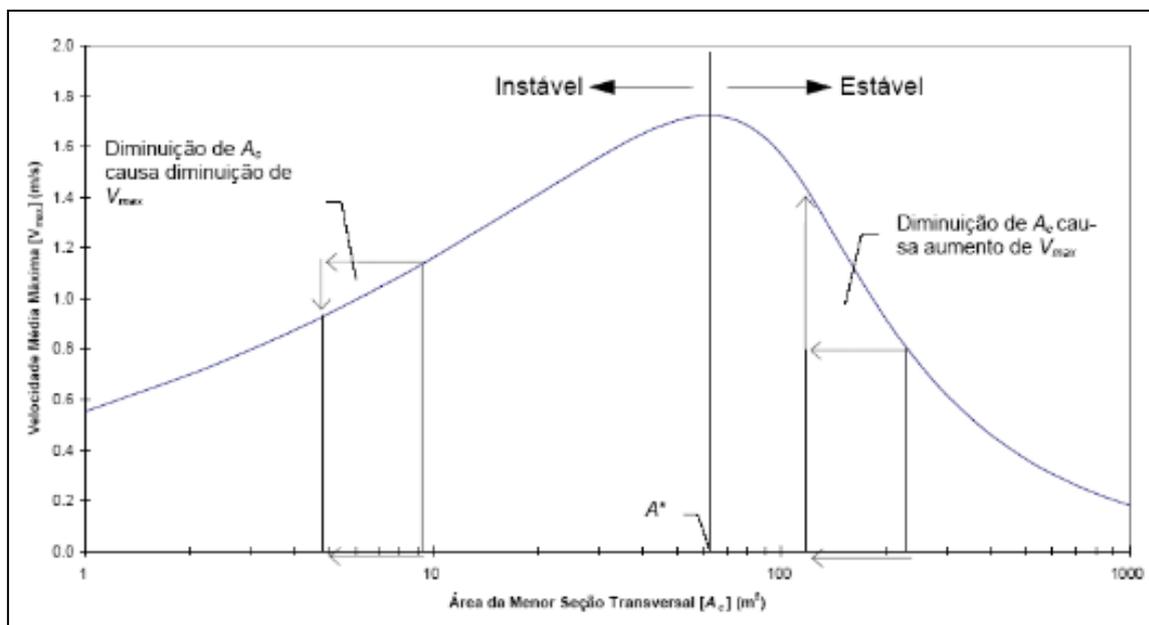


Figura 2-9: Análise de estabilidade de Escoffier (1940), onde observa-se um gráfico de V_{max} x A_c , onde a área correspondente ao pico de V_{max} é denominada área limite A^* . Uma vez que V_{max} é um indicativo da capacidade de transporte de sedimentos, a ocorrência de um evento que promova uma mudança em A_c , causará uma modificação em V_{max} e conseqüentemente da capacidade de transporte de sedimentos no canal.

2.2.5. Processos Hidrodinâmicos em Desembocaduras

Os estudos das características hidrodinâmicas em canais de maré são importantes para o entendimento dos processos geológicos envolvendo a evolução costeira, especialmente em águas rasas, como baías e estuários.

A comunicação entre um estuário e o oceano adjacente é realizada através de um estreitamento na linha de costa, onde os fluxos convergem e expandem após sua passagem, ocasionando maiores velocidades de corrente neste ponto (Figura 2-10). As áreas rasas que se estendem em direção ao continente ou oceano dependem dos processos hidráulicos presentes no estreitamento, das características das ondas e da geomorfologia. As interações destes processos determinam o padrão do fluxo na região da desembocadura. As velocidades de maré assimétricas contribuem fortemente para a morfodinâmica de canais de marés pequenos (menores que 20 km) e rasos (amplitude da maré/profundidade média > 0,1).

As condições hidrodinâmicas neste ambientes podem variar de um sistema relativamente simples de maré vazante e enchente para sistemas muito complexos

onde as correntes sofrem influência dos ventos, da vazão de água doce dos rios e das ondas atuantes no local. Os fluxos entram no canal através de uma desembocadura estreita, relativamente profunda, depois de atravessar uma região de bancos arenosos onde o padrão dos fluxos é resultado da interação entre as correntes geradas pelas marés, ondas, ventos e deriva litorânea (CEM, 2002).

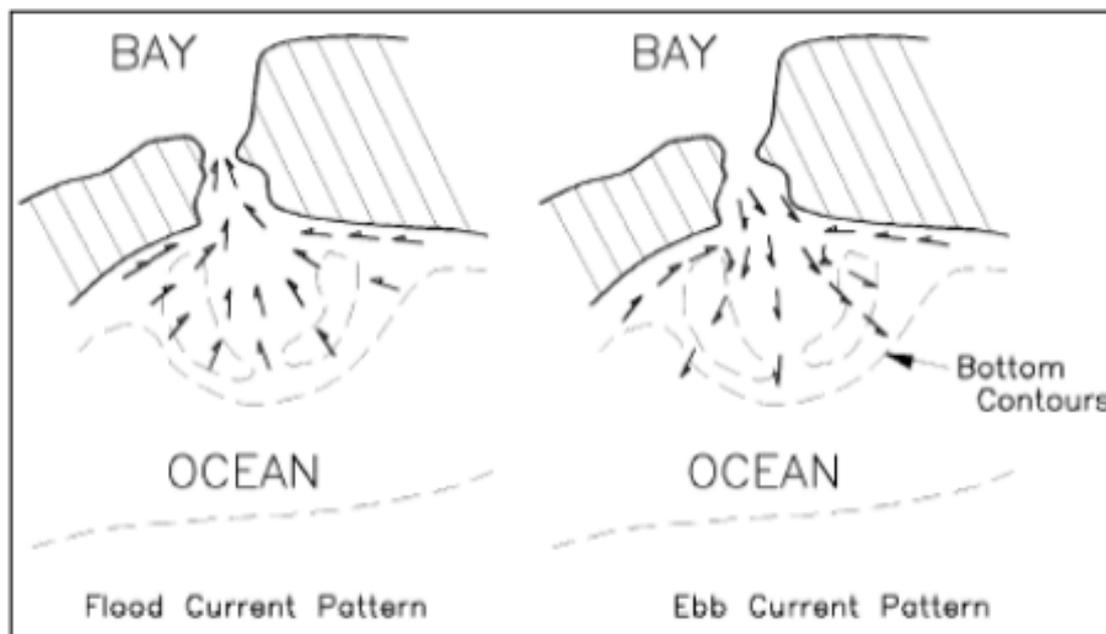


Figura 2-10: Desenho esquemático mostrando o estreitamento na linha de costa, onde os fluxos convergem e expandem após sua passagem, ocasionando maiores velocidades de corrente neste ponto.

De acordo com Miranda *et al* (2002), os movimentos nos ambientes costeiros são gerados tanto por variação do nível do mar, pela descarga de água doce, pelo gradiente de pressão devido à influência da salinidade sobre a densidade, pela circulação na plataforma continental e o vento agindo diretamente sobre a superfície livre. Essas forçantes são funções do espaço e do tempo e atuam simultaneamente sobre o corpo de água estuarino. Segundo Melo (1998), o escoamento é gerado através de forças advindas de gradientes horizontais de pressão provenientes, basicamente, da inclinação da superfície livre da água em relação a horizontal ocasionada pela presença de ondas longas (em relação à profundidade) no interior do canal. Se o movimento gerado pelas diferenças de densidade dentro do canal for excluído, o escoamento ocorre quando houver diferença de nível entre suas extremidades. Devido ao caráter periódico da maré, fundamentalmente, o escoamento é oscilatório, ou seja, apresenta inversões periódicas e sistemáticas de sentido não havendo, assim, a possibilidade do escoamento permanente, como ocorre em canais fluviais, por exemplo.

Os escoamentos em desembocaduras são adequadamente descritos por modelos unidimensionais (1-D), obtidos através da promediação ao longo da seção transversal das equações gerais, tridimensionais, que descrevem os princípios de conservação de massa e conservação da quantidade de movimento (Van de Kreecke, 1988; Kjerve, 1986; Kundu (1990); Massel (1996); Pedlosky (1987); Dyer, 1997; Melo, 1998; Apel (1999); Rosman, 2002; Miranda *et al*, 2002). Como as

profundidades dos canais são muito pequenas quando comparadas com o comprimento de onda da oscilação da maré, a natureza desse movimento ondulatório é o de uma onda de gravidade longa ou de águas rasas, cujo comportamento dinâmico é diferente daquele de uma onda curta. Nos estudos hidrodinâmicos realizados com este modelo, a salinidade e a densidade da água são consideradas constantes e a influência do atrito interno e dos contornos sobre o movimento são desprezíveis (geometria simples), o comprimento do canal estuarino é menor do que o comprimento da onda de maré, o efeito da aceleração de Coriolis é desprezível e, considera-se ainda, que durante a maré enchente ocorre o armazenamento de água no interior do canal e a subsequente saída desse volume na maré vazante (prisma de maré).

2.2.5.1. Oscilação Periódica do Nível do Mar

A atração gravitacional entre o sistema Sol-Terra-Lua é a principal responsável pela variabilidade das oscilações do nível do mar. Contudo, o sinal determinístico e previsível das marés astronômicas é continuamente alterado em maior ou menor grau por variações aleatórias de fatores climáticos como a pressão atmosférica e o vento (Pugh, 1987). Nas marés astronômicas as forças de atração da lua e do sol se somam duas vezes em cada lunação, por ocasião da lua nova e da lua cheia, produzindo marés de sizígia, com preamares muito altas e baixa-mares muito baixas. Já quando as forças de atração da lua e do sol se opõem duas vezes em cada lunação, por ocasião do quarto crescente e quarto minguante da lua, produz-se às marés de quadratura, com preamares mais baixas e baixa-mares mais altas.

A ocorrência de duas preamares e duas baixa-mares em um dia lunar (24h 50min.) é denominada de maré semidiurna, sendo o intervalo de tempo entre uma preamar e baixamar consecutiva é de pouco mais de 6 horas. As marés diurnas constituem um padrão no qual ocorrem apenas uma preamar e uma baixamar a cada dia lunar. No entanto, nas marés mistas há normalmente duas preamares e duas baixamars, sendo caracterizada por grandes diferenças de altura entre as mesmas, mas ocasionalmente a maré pode tornar-se diurna (Dyer, 1997). A oscilação periódica e regular das marés resultam em um deslocamento horizontal de massa d'água, movimento este denominado corrente de maré. Esta é uma grandeza vetorial que apresenta grande variação tanto na intensidade quanto na direção (Miranda *et al.*, 2002). A maré astronômica pode ser interpretada como resultado da superposição de várias componentes periódicas, conhecidas como constantes harmônicas, os quais são fundamentais para a realização da previsão dos níveis de água ao longo da costa.

As marés meteorológicas são formadas por variação da pressão atmosférica e a ação do vento sobre a superfície do mar (Pugh, 1987). De acordo com Truccolo (1999), efeitos meteorológicos podem causar expressivas sobre-elevações no nível do mar em relação às marés astronômicas na região costeira catarinense, podendo, estas serem superiores a 1 m em condições extremas. Através de estudos sobre a dinâmica da maré e transporte de sedimentos no Canal de Itajuru, Laguna de Araruama (RJ), Lessa (1991) verificou que o direcionamento das correntes no local foi mais influenciado pelo nível lagunar que pela variação da maré astronômica, atribuindo ao fato de um aumento de precipitação na região durante o experimento.

Assim, o aumento das chuvas devido a adversidades meteorológicas também pode modificar o padrão dos fluxos nas desembocaduras de baías ou estuários.

As marés, ao penetrarem em reentrâncias costeiras podem causar oscilação do nível de água a muitos quilômetros para montante. As modificações da onda de maré ao longo destes corpos d'água serão acentuadas pela fricção junto ao fundo e às paredes laterais, pelas mudanças na geometria dos canais e pela interação com a descarga fluvial.

A propagação da onda de maré em canais envolve um processo advectivo (transporte de uma propriedade por movimento de massa) intenso numa região de topografia muitas vezes complexa. Portanto, a forma da curva de maré depende do balanço entre a topografia e o efeito causado pela fricção, sendo que as variações de altura e fase da maré ao longo do estuário afetam as velocidades das correntes (Dyer, 1997).

Como as desembocaduras não possuem uma geometria uniforme (rasos e estreitos), a amplitude da onda de maré tende a aumentar estuário a cima, mas simultaneamente, poderá ocorrer um decréscimo efetivo de amplitude como resultado da dissipação de energia pelo atrito. Quando o efeito da convergência lateral excede o efeito da fricção e ocorre o aumento na altura da maré em direção ao limite superior do canal, diminuindo na seção fluvial a resposta é denominada hipersincrônica. Quando a convergência e a fricção são iguais, a altura de maré é constante ao longo do estuário, sendo denominada de sincrônica esta resposta. Estuários hiposincrônicos são aqueles nos quais o efeito da fricção domina, fazendo com que a altura da maré diminua ao longo do estuário (Nichols & Biggs, 1985). A Figura 2-11 mostra a modificação da altura da maré e das velocidades de correntes em estuários de geometria variada.

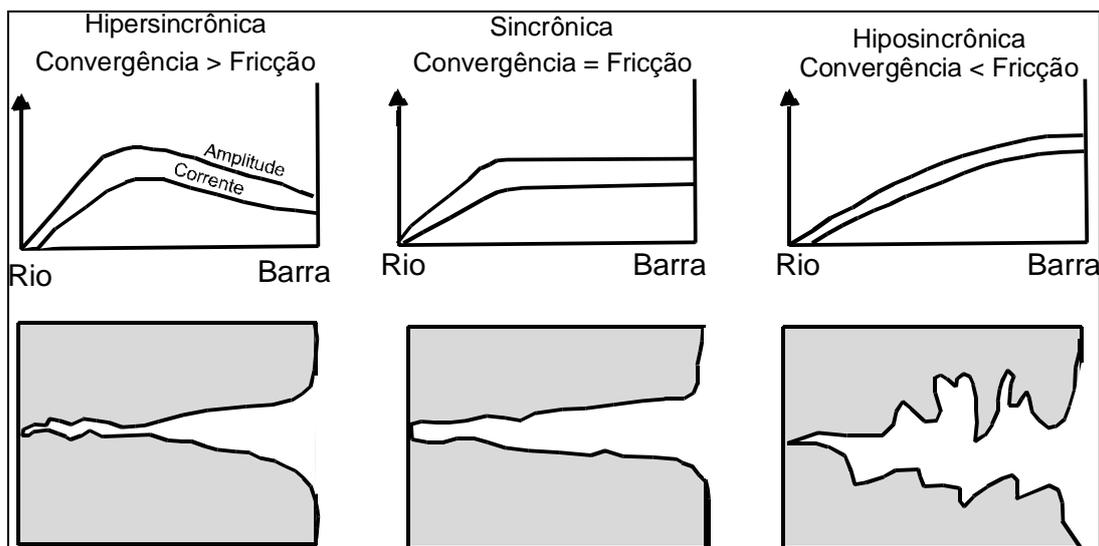


Figura 2-11: Representação diagramática da modificação da altura da maré e das velocidades de correntes em estuários de geometria variada (Nichols & Biggs, 1985).

À montante dos canais, normalmente, apresentam sua cabeceira aberta, e também há dissipação de energia da onda refletida, a onda de maré no interior da maioria destes sistemas é uma composição complexa de ondas estacionárias e

progressivas. Ondas estacionárias surgem quando duas ondas progressivas de mesmo período que se propagam em direções opostas se encontram. No ponto de vista sedimentológico, este padrão hidrodinâmico pode ter forte influência sobre as características texturais presentes dentro do canal.

2.2.5.2. Assimetria da Maré

As marés astronômicas são fortemente distorcidas durante sua propagação num sistema estuarino raso, onde a forte atenuação causada pela fricção causa distorções na onda de maré. A característica assimétrica das correntes de maré em desembocaduras influencia a direção do fluxo predominante do transporte de sedimentos dentro e fora do sistema. Ao longo dos anos, diversos autores como, Boon (1975), Dronkers (1986), Aubrey & Speer (1985), Dyer (1997) têm encontrado uma relação estreita entre a direção do transporte de areia e as assimetrias causadas pelas interações entre os constituintes harmônicos da maré. Os canais que apresentam correntes de maré enchente maiores que de vazante são propensos a formar grandes depósitos arenosos na parte interna do canal, diminuindo a quantidade de sedimentos transportados para o delta de maré vazante.

Segundo CEM (2002), a variação de área da entrada e da superfície de estuários ou baías causam modificações nos fluxos dos canais em termos de continuidade, indicando que a taxa de mudança da elevação dos níveis de água no sistema é diretamente proporcional a área do canal e inversamente proporcional a área da superfície da baía. Quando a área do canal se mantém constante, enquanto a área da baía ou estuário aumenta com a elevação da maré, os picos de velocidade de corrente serão encontrados durante as marés vazantes (assumindo que a mesma quantidade de água que entrou pelo canal saiu em direção ao oceano). Portanto, os níveis de água no sistema sobem mais lentamente e descem mais rápido, produzindo fortes correntes de maré vazante. Se a taxa da elevação da maré durante a enchente for maior que a de vazante, produzirá maiores valores de correntes durante a maré enchente, tornando o sistema dominado por maré enchente. O conhecimento e a determinação destas características hidrodinâmicas são importantes na interpretação dos processos envolvendo o movimento de sedimentos através da desembocadura e onde os depósitos arenosos são formados. Segundo Aubrey & Speer (1985), a maior parte da assimetria da curva de maré astronômica é resultado do balanço entre a topografia do estuário e os efeitos de fricção e estreitamento do canal. A distorção da onda causa a dominância de enchente ou de vazante, podendo ser avaliada pela análise das fases da constante principal lunar M2 e de uma de suas constantes filhas geradas durante a progressão da maré em águas rasas, a M4, pela relação ($2qM2 - qM4$). Para um sistema ser caracterizado como dominado por enchente, este deve apresentar uma elevação de fase entre 0° e 180° , e em caso de valores entre 180° e 360° , o sistema é caracterizado por domínio de vazante.

Lessa (1991) constatou a presença de assimetria negativa no Canal de Itajuru, Laguna de Araruama (RJ), sendo o período de maré vazante superior ao de enchente, respectivamente, 7h 12min. e 5h 12min. Segundo o autor a assimetria e o amortecimento da onda de maré verificados no interior do canal é resultado da distorção da maré astronômica ao se propagar por um sistema estuarino raso. Esta distorção é resultado do crescimento não-linear das constantes harmônicas da maré

oceânica, principalmente M2 e M4, consequência dos efeitos de fricção ao longo do canal (Aubrey & Speer, 1985). A razão M4/M2 é um indicativo primário, diretamente proporcional, da não-linearidade do crescimento das constantes harmônicas que, caso ocorra, promove o crescimento da amplitude de M4 para o interior do estuário, ou então seu decréscimo a uma taxa inferior à M2.

Com a diminuição da importância da maré na mistura das águas, aumenta a importância relativa da descarga fluvial. Estuários controlados pela descarga fluvial apresentam características bastante variáveis ao longo do tempo, em resposta da variabilidade temporal dos fenômenos atmosféricos, que resultarão em chuvas, e finalmente na descarga do rio.

3. Área de Estudo

3.1. Histórico do Fechamento do Canal do Linguado

A barra do Canal do linguado apresentava em 1869 cerca de 1,8m de profundidade e 800m de largura, conforme consta no levantamento batimétrico E. Mouchez, carta nº 2665. As características da barra sugerem a predominância do transporte litorâneo adjacente de sul para norte, mantendo-se aquela época devido ao escoamento livre das águas através do Canal do Linguado em permanente comunicação com a Baía da Babitonga.

Com a construção do ramal ferroviário de ligação ao Porto de São Francisco do Sul, foi executado em 1907 o aterro norte primeiramente, ligando a Ilha de São Francisco do Sul à Ilha João Dias (Figura 3-1), fechando com isso um dos dois canais existentes, o de maior largura, com cerca de 600m, reduzindo a seção de vazão apenas à do Canal do Linguado (entre a Ilha e o Continente), com 400m de largura.



Figura 3-1: Fotografia mostrando o aterro entre a Ilha de São Francisco do Sul e a Ilha João Dias.

A obra prosseguiu com o fechamento parcial do aterro sul, deixando uma abertura de 120m onde foi construída uma ponte metálica com sua parte central móvel, objetivando não restringir as trocas de água e permitir a circulação de barcos de pequeno porte da época (Figura 3-2).



Figura 3-2: Fotografia mostrando a ponte metálica construída entre a Ilha João Dias e o continente.

Com essas restrições, as correntes que escoavam entre os vãos da ponte eram muito intensas devido à redução da seção transversal original a apenas cerca de 20%, chegando a provocar erosões que passaram a comprometer as fundações dos pilares da ponte, constituindo-se num grande risco a segurança do tráfego ferroviário (Figura 3-3 e Figura 3-4). Em 1926, correntes intensas decorrentes de fortes chuvas fizeram com que o aterro em umas das cabeceiras da ponte cedesse, deixando os trilhos sem base.



Figura 3-3: Fotografia mostrando detalhe do fluxo sob o vão da ponte construída entre a Ilha João Dias e o continente.

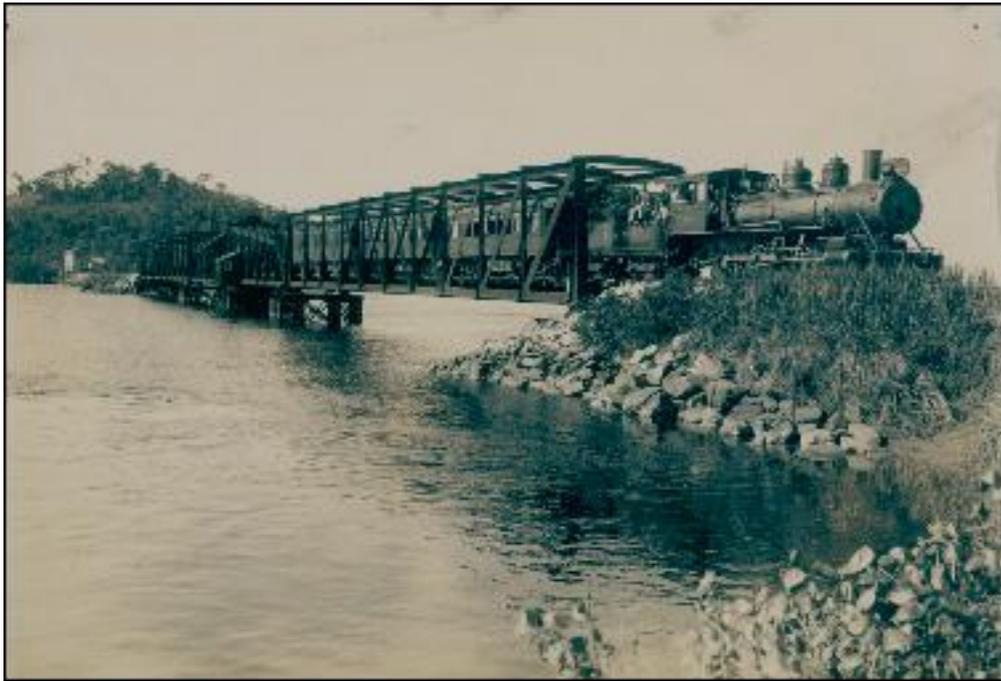


Figura 3-4: Fotografia mostrando detalhe do fluxo sob o vão da ponte construída entre a Ilha João Dias e o continente.

Em 1934 começou o fechamento dos vãos da ponte sendo concluído em 1935 (Figura 3-5). Durante o fechamento, com o canal se tornando cada vez mais estreito, a violência das correntes aumentou, provocando erosão a jusante que chegou a cerca de 18m. Com o passar dos anos, o término do aterro resultou na construção da BR-280.



Figura 3-5: Fotografia mostrando a conclusão do fechamento dos vãos da ponte em 1935.

A Figura 3-6 mostra, através de desenhos ilustrativos, a evolução histórica da barra em sete épocas, a partir de 1862, época em que a circulação era livre, em 1938, três anos após o fechamento total dos aterros, assim como em 1957, 1970, 1972, 1978 (dois anos antes das obras de fixação da barra). Mostra também a situação em 1985, com base em levantamentos realizados pelo INPH, seis anos após a obra de fixação da embocadura.

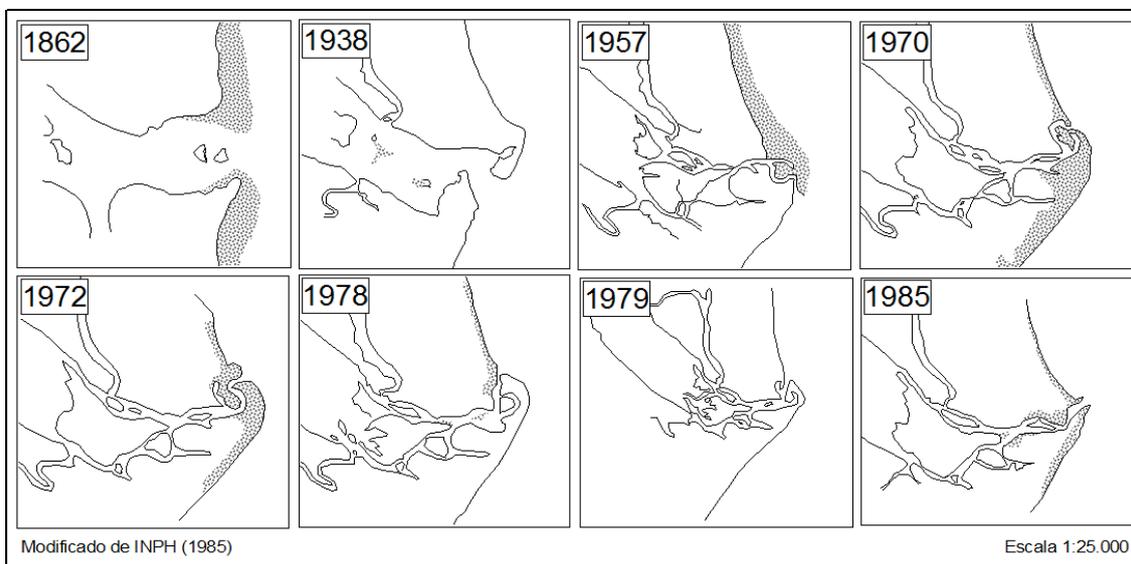


Figura 3-6: Desenhos ilustrativos da evolução histórica da barra a partir de 1862, época em que a circulação era livre, em 1938, três anos após o fechamento total dos aterros, assim como em 1957, 1970, 1972, 1978 (dois anos antes das obras de fixação da barra). Mostra também a situação em 1985, cinco anos após a obra de fixação da embocadura.

3.2. Aspectos Fisiográficos

O Estado de Santa Catarina possui cerca de 561Km de linha de costa. Sua zona costeira é constituída por 13 municípios, distribuídos em sete bacias hidrográficas. A desembocadura do Canal do Linguado localiza-se na região norte do estado, no município de Barra do Sul, tendo seu ponto central nas coordenadas geográficas 26^o 27,4'S e 048^o 35,5'W (Figura 3-7). A força da economia da região esta relacionada a atividades ligadas a pesca artesanal e esportiva e serviços relacionados com o turismo. O município apresenta uma população fixa de aproximadamente 6.000 habitantes.

O Canal do Linguado apresenta cerca de 15km de comprimento médio, 0,5km de largura média e uma área de aproximadamente 12,5km². A desembocadura esta ancorada em dois molhes de cerca de 320m de comprimento direcionados paralelamente no sentido NW-NE. A largura média do canal de acesso é de cerca de 100m. Esta região é caracterizada por profundidades extremamente baixas, o que dificulta a passagem das embarcações no local. A montante, o canal é limitado por um aterro que o separa da Baía da Babitonga.

A Baía da Babitonga é a mais importante formação de águas marinhas interiores do litoral norte catarinense. Com cerca de 1.400 km² de área total, está localizada entre as coordenadas geográficas 26,1^o - 26,5^o S e 048,08^o - 048,04^o W. Apresenta uma

profundidade média de 6m e volume aproximado de $7,8 \times 10^8 \text{ m}^3$ de água (Unitermos, 2000). Limita-se à oeste com a porção setentrional da Serra do Mar e a leste com a Ilha de São Francisco, subdividindo o complexo em dois setores: a Baía da Babitonga propriamente dita e o Canal do Linguado. No seu interior é possível identificar cerca de 120 ilhas, destacando-se as Ilhas da Vaca, dos Herdeiros, do Mel, do Linguado, Comprida, Barrancos e Grande.

A ligação da baía com o oceano é feita através de uma desembocadura com cerca de 1.850 m de largura, entre as praias Figueira do Pontal e Capri. Este sistema possuía uma segunda ligação com oceano, através do Canal do Linguado e da Barra do Sul, ligação esta que foi interrompida com aterro do canal.

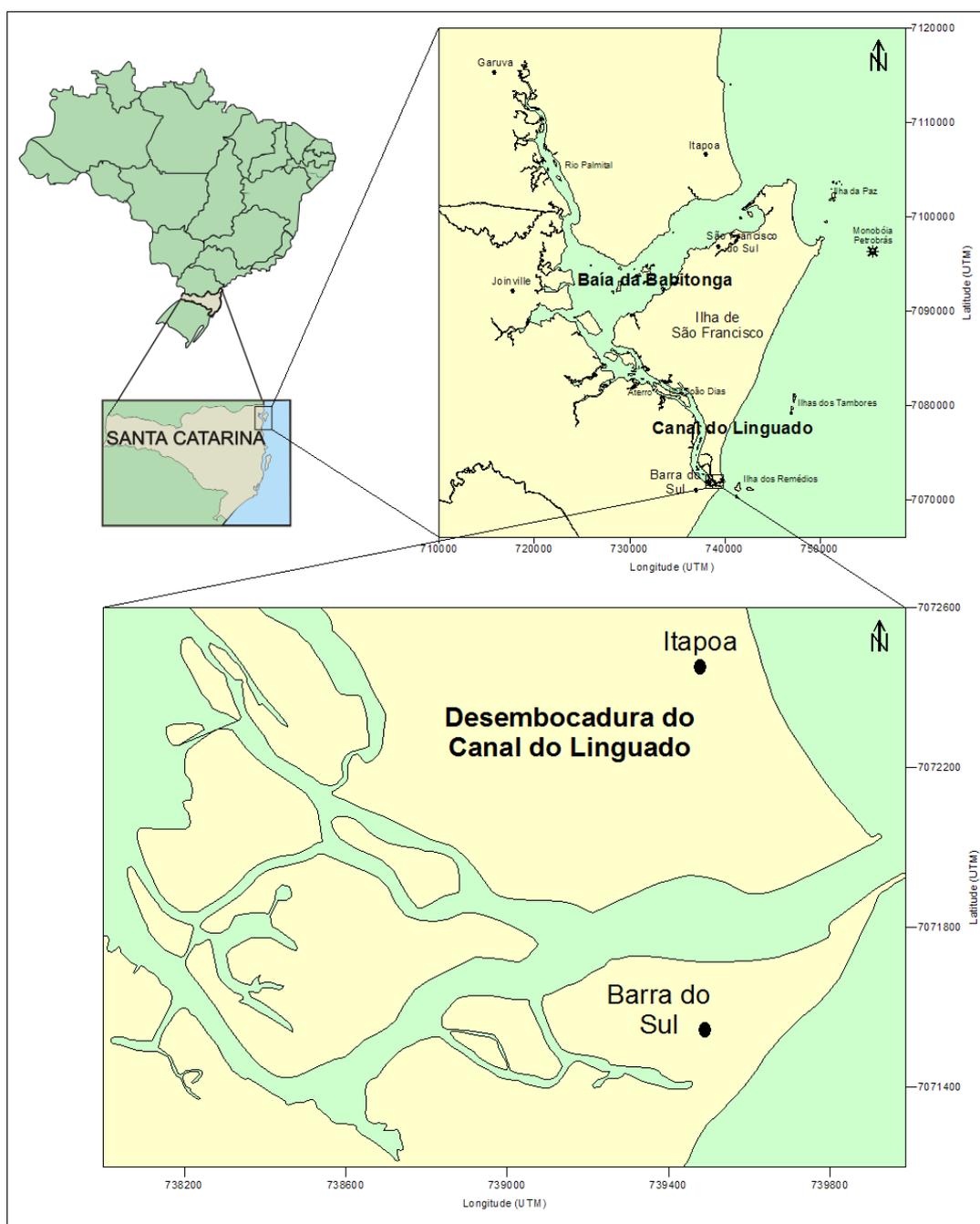


Figura 3-7: Localização da área de estudo.

Com a consolidação do aterro do Canal do Linguado, ocorreram imediatas modificações nas características hidrodinâmicas e sedimentares estabelecidas naturalmente ao longo da formação deste sistema, proporcionando claras modificações morfológicas no interior do canal e da baía. Segundo Borderes de Oliveira & Carvalho (2003) a Baía da Babitonga vêm sofrendo acelerado processo de assoreamento e poluição nos últimos anos; atos estes que se intensificam devido à obstrução do Canal do Linguado.

A desembocadura do canal, localizada no município de Barra do Sul, sofreu diversas modificações devidas a diminuição do volume de trocas de água entre o Canal do Linguado e Baía da Babitonga. Segundo INPH (1985) a ação das ondas, e conseqüentemente transporte litorâneo, tornou-se dominante sobre as correntes de maré dando início a uma série de modificações morfológicas nesta barra. A fixação da desembocadura foi realizada em 1980 através da construção de dois molhes.

3.3. Clima

Situada em médias latitudes, apresenta características climáticas controladas pela atuação das Massas Polar Marítima e Tropical Marítima do Atlântico. Segundo Nimer (1989), está inserida na região de clima temperado de categoria subquente, com temperatura média oscilando entre 18 e 15^oC no inverno e entre 26 e 24^oC no verão. A temperatura média anual é de 20.4^oC. Segundo Orselli (1983), as temperaturas são moderadas ao longo do ano oscilando os valores médios em torno de 24^oC nos meses de janeiro e fevereiro e a mínima de 16,5^oC no mês de julho.

O tempo atmosférico indica as condições do ar de um local em um certo momento, estando sujeito a modificações constantes. As estações do ano, resultantes das diferentes posições da Terra em relação ao Sol, influenciam na ocorrência dos tipos de tempo mais freqüentes em dado período do ano. Na área de estudo predominam tipos de tempos associados à ação de frentes frias: período de elevação da temperatura seguido da entrada de vento sul, chuva forte com trovoadas; período de forte nebulosidade com chuva leve e contínua e em seguida céu claro, menor umidade relativa do ar e temperaturas muito baixas. No verão predominam temperaturas elevadas e instabilidades convectivas (tempestades de verão). A freqüência com que determinados tipos de tempo ocorrem durante o ano, ano após ano, em determinado lugar, caracteriza o clima.

O encontro da massa Tropical e Polar dá origem à frente fria polar, que no seu deslocamento ocasiona grandes mudanças no tempo atmosférico em qualquer estação do ano. No inverno, a passagem da frente fria é sucedida por ondas de frio das massas polares, que baixam consideravelmente as temperaturas.

A frente polar controla também o ritmo de precipitação, visto que as chuvas são em geral pré-frontais, frontais e pós-frontais. As chuvas são menos abundantes nos meses de inverno, normalmente leves e contínuas, e mais abundantes no verão, em geral rápidas e torrenciais (Monteiro, 1992 *apud* Mendonça, 1995). As chuvas abundantes do verão estão associadas ao grande aquecimento do continente, cujas temperaturas médias máximas, junto ao litoral são alcançadas em fevereiro, devido

ao atraso do aquecimento das águas em relação ao solstício de verão (21 de dezembro), quando os raios solares tornam-se perpendiculares ao Trópico de Capricórnio emitindo maior radiação para o Hemisfério Sul.

As estações primavera e outono, não apresentam um quadro climático definido, sendo caracterizadas pelas tendências médias do inverno e verão, respectivamente. Segundo o sistema de classificação climática de Köpper e Strahler, a região nordeste de Santa Catarina enquadra no Grupo C (mesotérmico), uma vez que a temperatura média do mês mais frio está abaixo de 18°C e acima de 3°C. Pertence, neste Grupo, ao Tipo F (úmido) sem estação seca distinta, sendo que não ocorrem índices pluviométricos mensais inferiores a 60mm. Em função da pequena altitude e por estar no litoral é classificado, ainda, como Subtipo 2 (verão quente). A temperatura média anual está em torno de 21°C. O mês mais frio, julho apresenta uma média de cerca de 17°C e o mês mais quente, janeiro, uma média de 25°C (Aprema-SC, 1986).

A precipitação média anual é superior a 1800mm, sendo que 208mm ocorrem em março e 107mm em junho. Quanto ao excesso hídrico, os maiores valores são encontrados no outono (março e abril) e verão (janeiro e fevereiro). Esta região possui os maiores índices de excedentes hídricos. A média anual da umidade relativa do ar é de cerca de 85% (Aprema-SC, 1986).

Estudos realizados por Bernstorff (1989), mostram que os ventos predominantes na baía são os que chegam de nordeste, de sudoeste, de oeste e leste. No verão, ocorre maior predominância dos ventos de nordeste e sudoeste. No inverno, os de origem oeste ocorrem entre o final do outono e início do inverno. A ocorrência de ventos proveniente do sul durante a passagem de sistemas frontais ocasiona o empilhamento de águas junto à costa pelo transporte de Ekman. Segundo Truccolo (1999), efeitos meteorológicos podem causar expressivas sobre-elevações no nível do mar em relação às marés astronômicas na região costeira catarinense, podendo estas ser superiores a 1m em condições extremas. Por outro lado, ventos vindos do quadrante nordeste promovem o transporte de águas costeiras para o oceano aberto.

3.4. Hidrografia

A rede hidrográfica do Estado de Santa Catarina é representada por dois sistemas independentes de drenagem, o Sistema Integrado da Vertente Interior, comandado pela Bacia do Paraná/Uruguai e o Sistema da Vertente Atlântica, formado por um conjunto de bacias isoladas. O Sistema da Vertente do Atlântico compreende cerca de 37% da área total do Estado, destacando-se a Bacia do Rio Itajaí-Açú. Os regimes dos rios catarinenses são controlados pelo regime pluviométrico, o qual se caracteriza pelas chuvas distribuídas o ano inteiro Gaplan (1986).

A Bacia Hidrográfica do Rio Cubatão do Norte é a principal responsável pela fonte de água doce para a Baía da Babitonga. Esta bacia apresenta uma área de 472 km² e uma densidade de drenagem de 1,67 km/km², compreendendo 792 km de cursos de água (op. city, 1986). Segundo Schettini & Carvvalho (1999), o Rio Cubatão do Norte apresenta-se verticalmente homogêneo com períodos menores de

estratificação durante a vazante. O regime também mostra uma assimetria acentuada, com correntes de vazante muito mais intensas do que as correntes de enchente.

Outro expressivo contribuinte de água doce para o sistema é o rio Palmital, que deságua no interior da Baía da Babitonga. Além destes, existem outros pequenos rios, como os rios Araquari e Pirabeiraba.

Apesar de ocorrer infiltrações de água no aterro do Canal do linguado pela Baía da Babitonga, os valores de vazão deste contribuinte são praticamente desprezíveis, tendo sua principal fonte de água doce relacionada à drenagem das águas da chuva pelas áreas adjacentes.

3.5. Hidrodinâmica

As principais forças promotoras do movimento das águas estão relacionadas com correntes geradas pela oscilação da maré. A maré é classificada como semidiurna com desigualdade diurna, ocorrendo a predominância das componentes harmônicas M_2 , seguida pela S_2 .

Segundo Bucci *et al* (2004), a M_2 e S_2 sofrem um aumento na sua amplitude na ordem de 17% e 23%, respectivamente, entre a desembocadura (37,33cm e 22,99cm) e o interior da Baía da Babitonga, em Joinville (45,03cm e 30,09cm). Para M_2 e S_2 ocorre um atraso de fase de aproximadamente 1,12h e 1,17h, respectivamente. A montante do Canal do Linguado a amplitude relativa a M_2 (6,08cm) e S_2 (3,19cm) é 80% menor que a jusante (ilha dos remédios), ocorrendo um atraso de fase de 53,6 graus (1,8h) e 46,2 graus (1,5h) para M_2 e S_2 , respectivamente. A comparação da M_2 e S_2 entre o norte (46,18cm e 29,88cm) e o sul (6,08cm e 3,19cm) do aterro do canal mostram uma diferença na amplitude de 85% e 89% para M_2 e S_2 , respectivamente. A diferença de fase mostra um atraso de 1,8h para M_2 e S_2 no sul do aterro. A diferença do nível médio é de aproximadamente 40cm.

Os efeitos não lineares mostram-se determinantes na caracterização da maré astronômica ocasionando uma amplificação de todas as componentes astronômicas para o interior da Baía da Babitonga. As variações das amplitudes e fases da maré devido ao estreitamento do canal afetam as velocidades de corrente de maré ao longo do estuário. A baía apresenta um período de oscilação natural de 3,6 horas, cujo período é ressonante com as constantes quartidiurnas, como a M_4 e MN_4 , podendo ser um processo importante na amplificação da maré astronômica para o interior do sistema (Truccolo & Scheittini, 1999).

Através da utilização de modelagem numérica, Rosman & Cunha (1997), avaliaram o efeito de possíveis intervenções de engenharia que objetivavam diminuir as inundações na cidade de Joinville causadas por marés e tempestades na Baía da Babitonga, incluindo a Lagoa do Saguacú – SC. Os resultados obtidos mostraram que nenhuma das intervenções reduz eficazmente as cotas de preamar em Joinville.

4. Morfologia e Meteoceanografia do Canal do Linguado e Baía da Babitonga

4.1. Introdução

O presente capítulo descreve e apresenta informações sobre aspectos relacionados à morfologia do fundo, sedimentologia, parâmetros meteorológicos e hidrodinâmicos do Canal do Linguado e Baía da Babitonga.

Além de caracterizar fisicamente a área de estudo, estas informações servem como base para a determinação da estabilidade da desembocadura do Canal do Linguado e para implementação e validação do modelo numérico.

4.2. Objetivos

4.2.1. Objetivo Geral

- Caracterizar o Canal do Linguado e Baía da Babitonga abordando os aspectos morfológicos, meteorológicos e oceanográficos.

4.2.2. Objetivo Específico

- Estudar a batimetria atual através da geração de Modelos Digitais de Terreno (MDT), baseado-se em cartas náuticas e amostragens de campo atuais.
- Definir as texturas sedimentares predominantes (areia/silte/argila) e determinar a variação do diâmetro médio, da assimetria, da curtose e do desvio padrão ao longo da área de estudo, definindo suas distribuições espaciais.
- Caracterizar os aspectos meteorológicos (velocidade e direção dos ventos) e hidrodinâmicos (velocidade e direção das correntes, ondas e marés), através da análise de dados coletados em campo.

4.3. Metodologia

4.3.1. Batimetria

A análise das características do relevo submerso foi realizada através da elaboração de Modelos Digitais de Terreno (MDT), seguindo-se a metodologia proposta por Bonetti Filho & Furtado (1996). As cotas batimétricas foram adquiridas através da digitalização das Cartas Náuticas nº 1800, 1804, 1805, 1830. Estas informações juntamente com as respectivas coordenadas geográficas possibilitarão, através do software SURFER 8 para Windows, a elaboração do MDT para o Canal do linguado e Baía da Babitonga. A mesma metodologia foi aplicada nos dados batimétricos coletados e janeiro de 2003 pelo Instituto de Pesquisas Hidroviárias (INPH) e pela

Universidade do Vale do Itajaí (UNIVALI) em julho de 2005. A Figura 4-1 mostra a área de estudo com os pontos de batimetria considerados neste estudo.

Para o levantamento destes dados foi utilizado um ecobatímetro de precisão Marca Elac Honeyweel, modelo LAZ 4100, operando com um transdutor de 200 kHz e precisão de 0,25%. O planejamento da campanha e a navegação contaram com o software Hypack™ MAX da Costal Oceanographics, Inc, específico para navegação e aquisição de dados geofísicos. O sistema foi complementado pela utilização de uma interface com o Sistema de Posicionamento Global Diferencial por satélites (DGPS), marca NovAtel, com link de rádio RT 2, que realiza a correção em tempo real do sinal recebido a partir dos satélites orbitais.

Para a geração dos mapas batimétricos foi utilizado o método de interpolação *Kriging*, que consiste na estimação de valores de variáveis distribuídas no espaço a partir de valores adjacentes enquanto considerados como interdependentes pelo semivariograma, tratando-se, em último caso, de um método de estimação por médias móveis. Neste processo foram gerados valores a cada 20 m, considerados representativo para a malha amostral disponível.

4.3.2. Sedimentologia

As amostras de sedimentos foram coletadas com um amostrador de fundo do tipo *petite ponar*, ao longo de 21 pontos amostrais distribuídos na parte interna e externa do Canal do Linguado. Para completar este estudo serão utilizados dados sedimentológicos do canal de acesso da Baía da Babitonga, publicados em Kinak (2000).

Para a determinação da granulometria as amostras de sedimentos superficiais foram lavadas para retirada dos sais, secas em estufas e quarteadas. A análise granulométrica foi realizada segundo o método de peneiramento para sedimentos grosseiros (>0,062mm) e pipetagem para finos (<0,062mm), descrito por Suguio (1973).

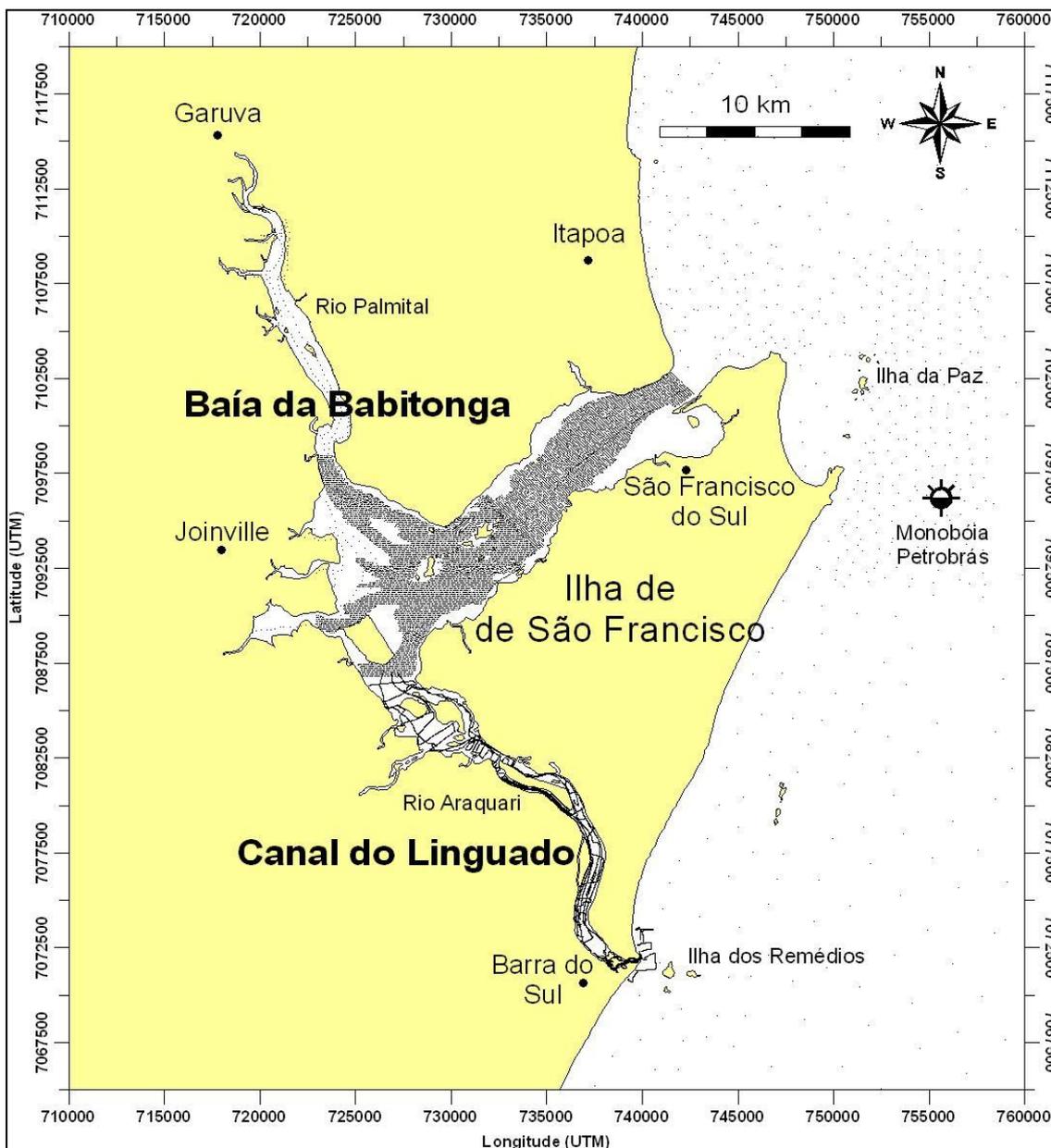


Figura 4-1: Mapa da área de estudo mostrando os pontos de batimetria utilizados neste estudo.

4.3.3. Parâmetros Meteorológicos e Hidrodinâmicos

Os parâmetros meteorológicos e hidrodinâmicos que foram utilizados na caracterização hidrodinâmica do Canal do Linguado e Baía da Babitonga fazem parte de um banco de dados gerado pelo Laboratório de Oceanografia Operacional da UNIVALI. A Figura 4-2 mostra a localização dos pontos amostrais onde foram realizadas as coletas. A metodologia utilizada na aquisição destes parâmetros. A Figura 4-3 mostra todos equipamentos utilizados nos levantamentos dos dados na área de estudo.

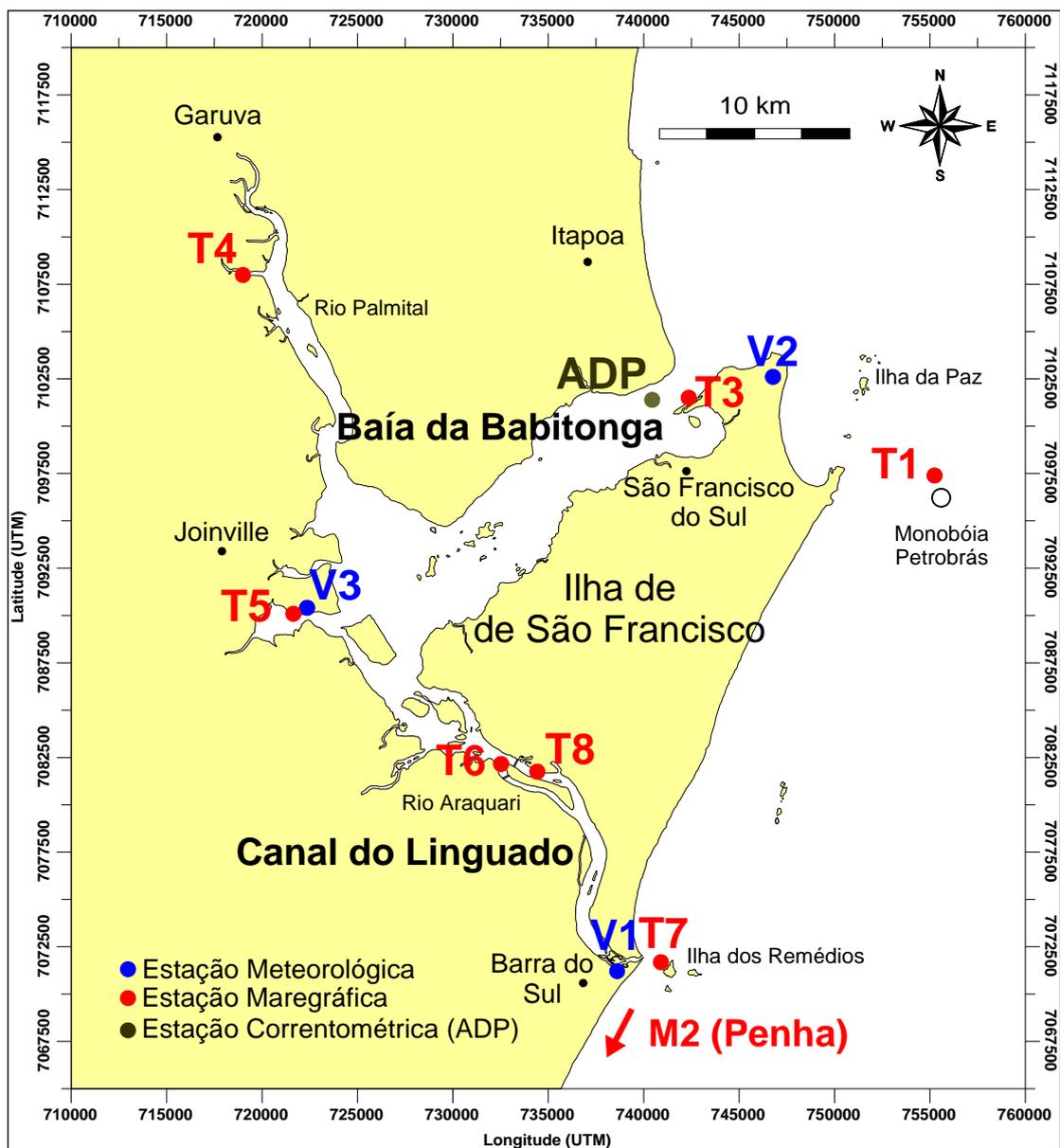


Figura 4-2: Localização da área de estudo com os pontos de coleta dos parâmetros meteorológicos e hidrodinâmicos.

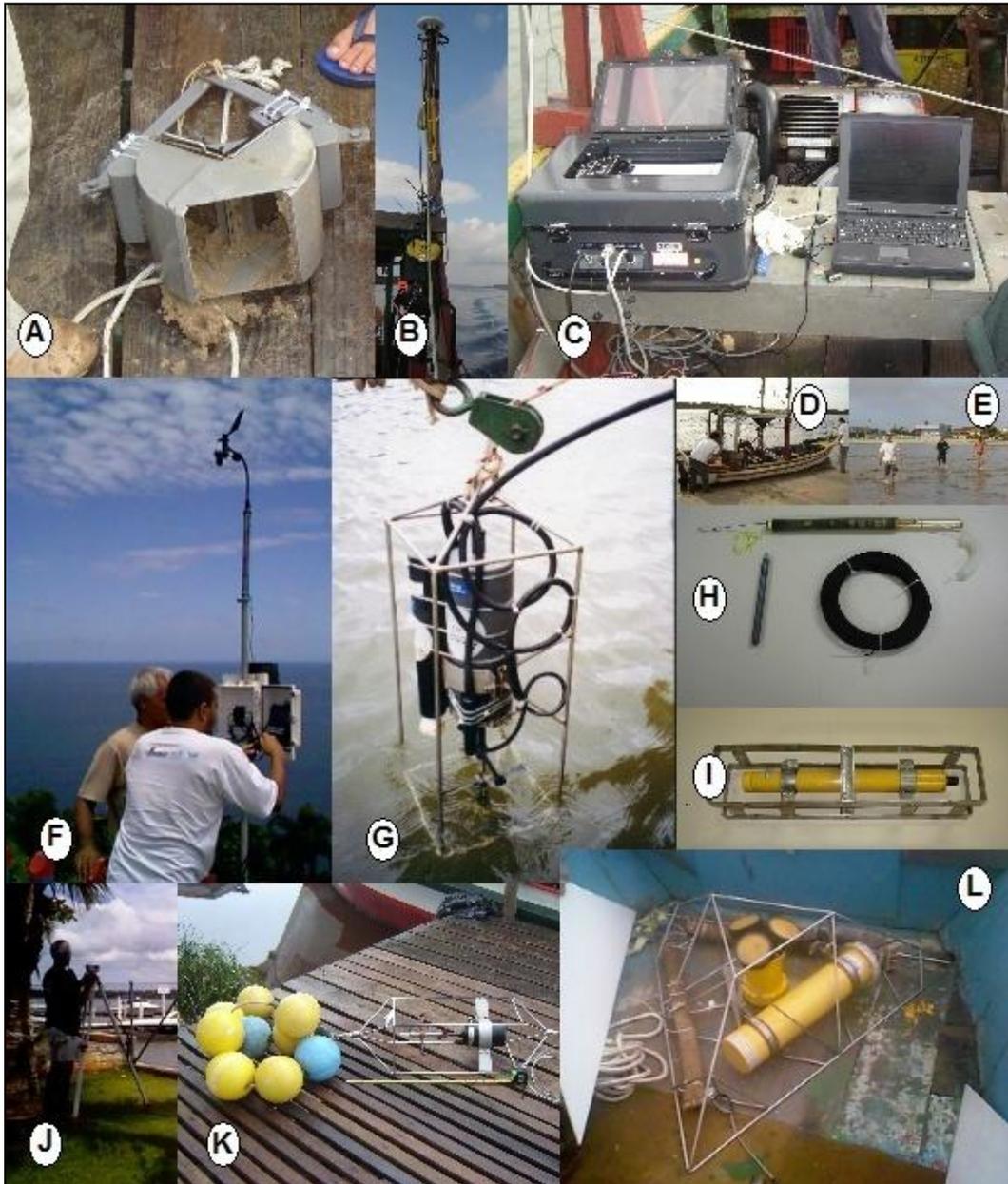


Figura 4-3: Fotografias dos equipamentos utilizados na coleta dos parâmetros meteorológicos, sedimentológicos e hidrodinâmicos. A) amostrador de sedimentos petite ponar. B) detalhe da antena do DGPS. C) ecobatímetro. D) embarcação. E) coleta de sedimentos no delta de enchente. F) estação meteorológica. G) sensor de pressão acoplado a correntógrafo acústico. H) marégrafo de pressão. I) marégrafo de pressão. J) nível de precisão. K) correntógrafo acústico. L) Perfilador acústico ADP.

4.3.3.1. Velocidade e Direção dos Ventos

Na área que engloba o Canal do Linguado e Baía da Babitonga foram instaladas três estações meteorológicas marca Davis. A primeira foi instalada na parte superior de um prédio, em Barra do Sul (V1), correspondendo às coordenadas $26^{\circ} 27,2'S$ e $048^{\circ} 36,1'W$, ficando cerca 40 m de altitude. A segunda foi alojada na área interna do Forte Marechal Luz (V2), em São Francisco do Sul, correspondendo às coordenadas $26^{\circ} 09,9'S$ e $048^{\circ} 31,7'W$, com cerca de 140 m de altitude. A terceira foi disposta nas

dependências do late Clube de Joinville (V3), ficando com cerca de 4 m de altitude nas coordenadas $26^{\circ} 17, 5'S$ e $048^{\circ} 46,0'W$.

Os valores de pressão atmosférica, velocidade e direção do vento foram amostrados a cada hora e armazenados no próprio equipamento. Após, estes foram passados para um computador e devidamente processados.

4.3.3.2. Marés

As informações de nível de água foram obtidas através de sensores de pressão acoplados em correntógrafos acústicos Falmouth 2-D, marégrafo de pressão XL SERIES - submersible data loggers RBR e um marégrafo Orphimedes da marca OTT-Hidrometrie. Este último trabalha segundo o princípio de borbulho de ar. Os dados foram amostrados a cada 20 minutos e armazenados no próprio equipamento. Os instrumentos foram dispostos nos diversos pontos de coleta da área de estudo. Os níveis apresentados para as estações maregráficas são arbitrários.

Através das séries temporais de maré foi possível determinar as constantes harmônicas da maré. Para realização destes cálculos foi utilizado o Software SisBaHiA (Sistema Base de Hidrodinâmica Ambiental) versão 6.5b S8G7, desenvolvido pela COPPE – Engenharia Costeira e Oceanográfica, o qual utiliza os mesmos algoritmos de Análise e Previsão de marés da *The Global Sea Level Observing System (GLOSS)*. Através destas constantes foi possível determinar as amplitudes em centímetros e fases em graus, para melhor compreender as características da propagação da onda de maré na área de estudo. O fator de forma da maré, F, foi calculado segundo Femar (2000), possibilitando a classificação da maré.

4.3.3.3. Velocidade e Direção das Correntes

Para obter os valores de velocidade e direção das correntes foi utilizado um perfilador acústico (ADP) marca Sontek de 250 MHz. Este foi programado para adquirir dados a cada 20 minutos. O tamanho da célula determinada foi de 1 metro. O perfilador foi fundeado durante 38 dias na desembocadura da Baía da Babitonga nas coordenadas $26^{\circ} 11,3'S$ e $048^{\circ} 34,2'W$.

As informações de correntes na desembocadura do Canal do Linguado ($26^{\circ} 27,4'S$ e $048^{\circ} 34,6'W$) foram obtidas utilizando-se um correntógrafo acústico Falmouth 2-D fundeado no talvegue do canal. Os dados foram adquiridos a cada 2 minutos durante dois ciclos completos de maré (~25horas), sob condições de maré de sizígia e quadratura.

Além de auxiliar nos estudos da estabilidade do canal, estes dados serão utilizados na calibração e validação do modelo numérico utilizado para determinar as características morfodinâmicas da área de estudo.

4.3.3.4. Processamento das Séries Temporais

As séries temporais de ventos, marés e correntes foram submetidas a rotinas de processamento de dados elaboradas em ambiente MATLAB. O processamento consiste fundamentalmente em análise de consistência, análise estatística básica e análise espectral rotatória.

A análise de consistência teve como objetivo detectar a presença de valores ilegítimos nas séries temporais para então corrigir ou rejeitar trechos imperfeitos. Este teste foi utilizado apenas como ferramenta de apoio à decisão, foi utilizada a inspeção visual das séries horárias para a avaliação da qualidade das medições.

Os valores medidos de correntes foram corrigidos pela declinação magnética local ($-18,73^\circ$), pois as bússolas magnéticas dos correntógrafos orientam-se em relação ao norte magnético tornando-se necessário reduzir o norte magnético ao norte verdadeiro, ou geográfico. No software do equipamento, foram utilizados dois filtros (Gaussian e Data Sauning) sobre as séries temporais, o qual tem função de reduzir os ruídos gerados pelo sinal do equipamento.

As séries horárias vetoriais de corrente e vento foram submetidas a tratamentos similares. Efetuaram-se descrições estatísticas de longo termo agrupando-as na forma de diagramas de frequência de ocorrência conjunta de velocidade e direção, na forma polar, e numérica, para o período amostrado.

As séries temporais vetoriais também foram submetidas a rotinas de Análise Espectral Rotatória, elaborada por Carvalho 2003, com base nos fundamentos de Gonella (1972), Mooers (1973) e Fofonoff (1969). Esta análise tem como finalidade determinar satisfatoriamente o padrão das correntes, indicando os períodos de oscilação mais significativos, suas características e respectivas magnitudes. Foram gerados gráficos de espectros totais (resultado da soma dos espectros horários e anti-horários), coeficiente de rotação (varia de -1 , rotação circular no sentido horário, ha $+1$, rotação circular no sentido anti-horário), direção e estabilidade das elipses, que indicam o quanto estável e significativa no tempo é a direção do escoamento.

4.4. Resultados e Discussão

4.4.1. Batimetria

As isolinhas de batimetria ao largo da Ilha de São Francisco mostram-se de modo geral paralelas à linha de costa. A maior profundidade considerada neste estudo foi de 35 m. Na Figura 4-4 é apresentado o mapa batimétrico da área de estudo mostrando a posição das isolinhas de 10, 15, 20 e 30 m de profundidade.

Na baía da Babitonga as maiores profundidades foram observadas na desembocadura, onde fica clara a presença de um canal mais profundo acompanhando o sentido da linha de costa, com cerca de 23 m de profundidade. Seguindo do interior para fora da desembocadura é possível observar a presença de um banco mais raso, sugerindo a formação de um delta de maré vazante, com cerca

de 11 m de profundidade. Após esta feição as profundidades voltam a aumentar para cerca de 18 m.

Da desembocadura até a região portuária de São Francisco observa-se profundidades de cerca de 10 m, mantidas artificialmente através de dragagens. A partir desta área até o interior da baía ocorre uma diminuição gradativa das profundidades, apresentando regiões com 3 m de profundidade em média interligadas com canais de aproximadamente 6 m de profundidade.

As áreas próximas ao aterro do Canal do Linguado, considerando o lado da Baía da Babitonga, são caracterizadas por profundidades extremamente baixas que afloram durante marés baixas.

Na desembocadura do Canal do Linguado é possível observar a presença de um delta de maré enchente bem desenvolvido que chega a aflorar durante marés de sizígia extremas. Nesta área, observa-se um canal mais aprofundado com aproximadamente 3 m de profundidade em média com forma sinuosa, apesar da presença dos molhes. Este canal entra pela desembocadura com uma inclinação aproximada de 45 graus próximo ao molhe norte seguindo em direção ao molhe sul onde segue paralelamente até o seu término. Deste ponto o canal se divide passando no entorno do delta de maré enchente unindo-se após esta feição formando um canal principal que beira o município de Barra do Sul. Observa-se que o canal ao norte do delta de maré enchente é ligeiramente mais profundo (média de 2,5 m) que o do sul (média de 1,8 m), sugerindo que, neste local, sua manutenção seja feita pelas correntes de marés vazante, devida sua posição. A presença do canal ao sul é mantida pelas correntes de marés enchentes que atuam livremente no local.

À montante da desembocadura é caracterizada por um ambiente raso sujeito a presença de grandes bancos arenosos e pequenos canais. Nas proximidades do aterro do Canal do Linguado observam-se, em alguns pontos específicos, buracos com aproximadamente 10 m de profundidade. Este fato sugere uma cota batimétrica anterior a construção do aterro, já que esta área não está condicionada a características ambientais naturais ou ações antrópicas, como dragagem, que justifiquem a presença destes buracos. A Figura 4-5 mostra em detalhe a batimetria do canal do Linguado.

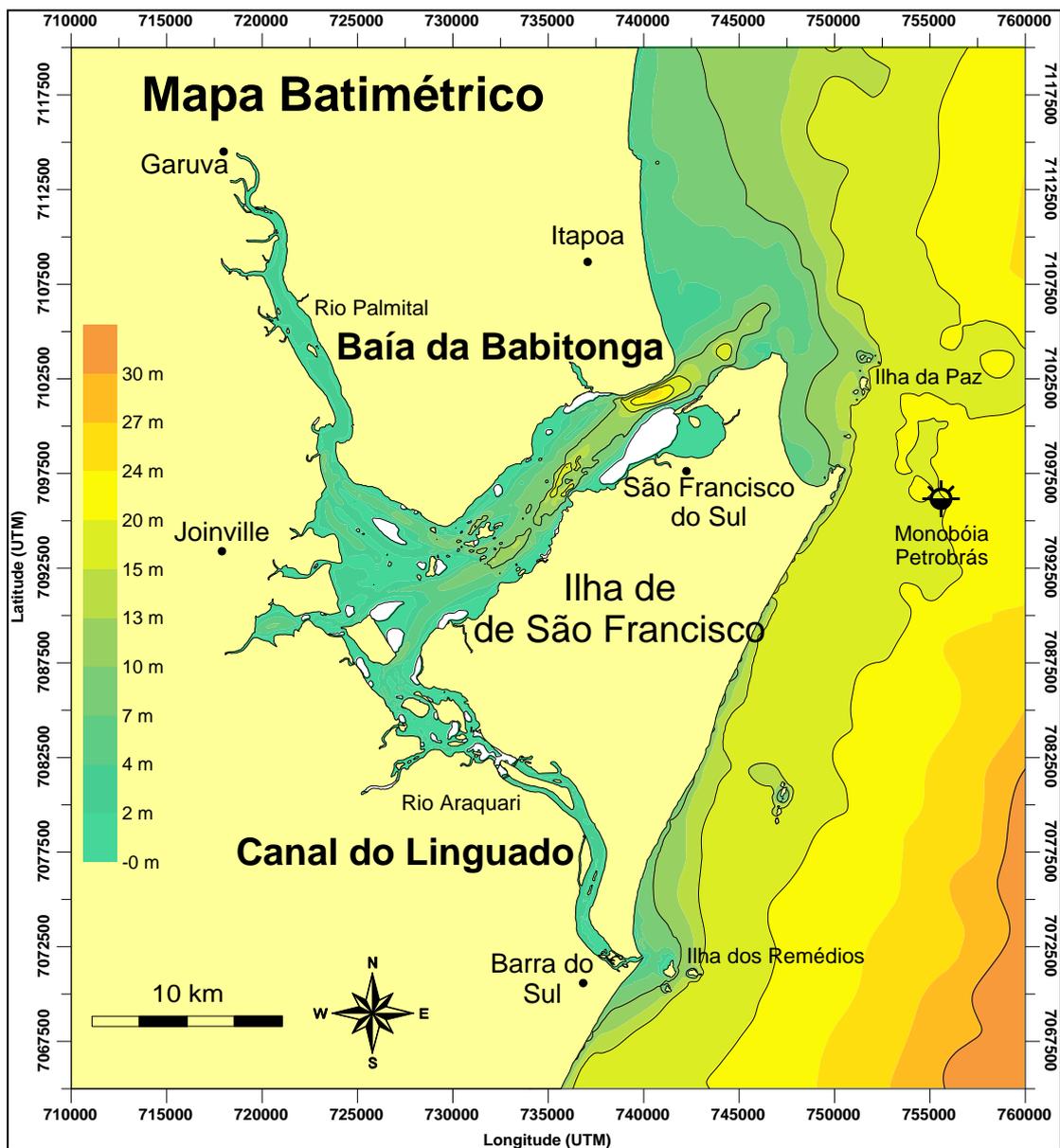


Figura 4-4: Mapa batimétrico da área de estudo mostrando a posição das isolinhas de 10, 15 e 20 m de profundidade praticamente paralelas à linha de costa.

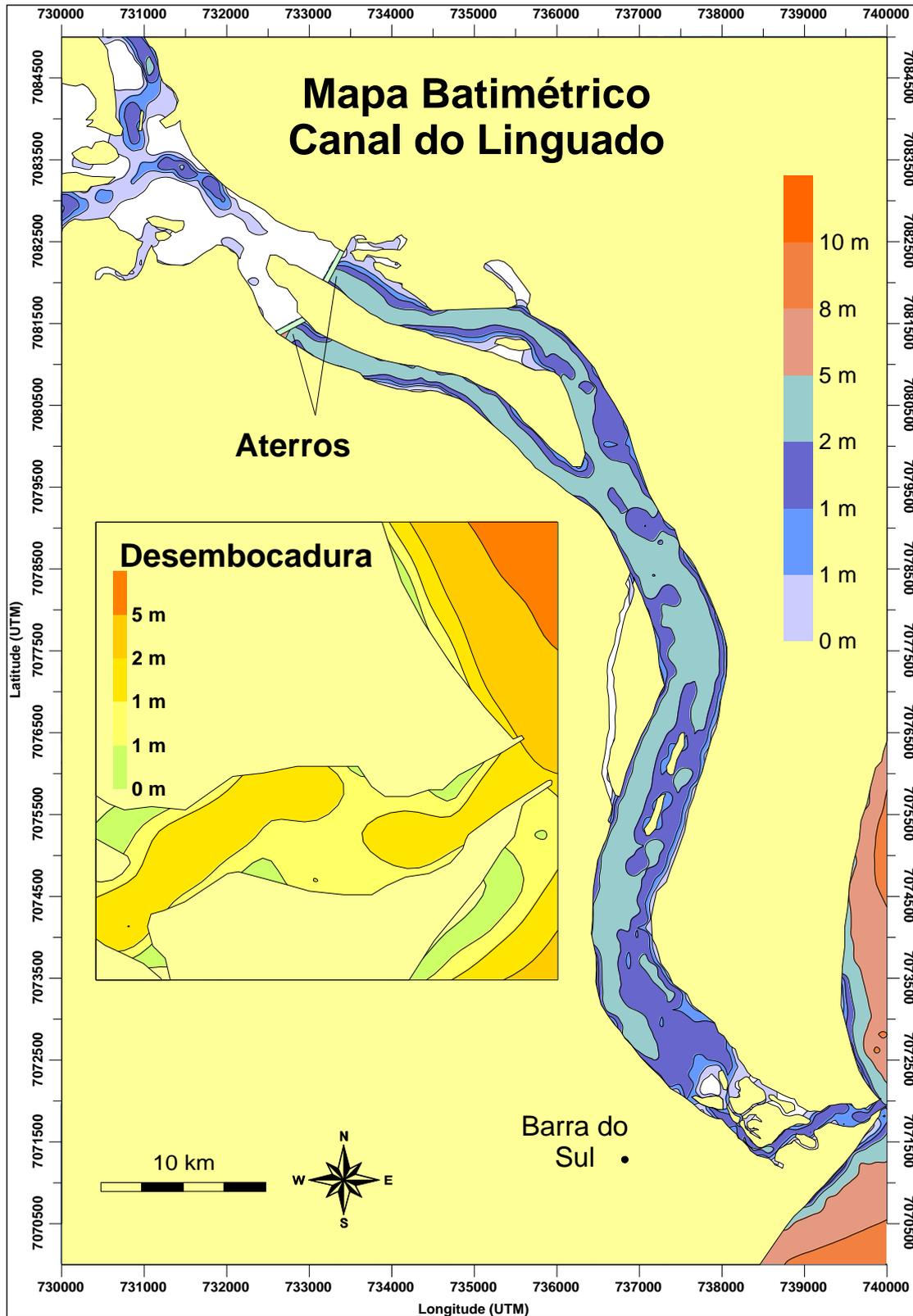


Figura 4-5: Mapa batimétrico do Canal do Linguado mostrando na área da desembocadura a presença de um canal sinuoso e um delta de maré enchente bem desenvolvido, além de regiões rasas no interior do sistema.

4.4.2. Sedimentologia

A distribuição espacial das texturas sedimentares predominantes mostra o domínio de areias ao longo da desembocadura do Canal do Linguado. Nas proximidades do molhe norte, onde está localizado o canal mais profundo, observa-se o domínio de areias médias, pobremente selecionadas, com assimetria negativa e uma distribuição leptocúrtica. O delta de maré enchente é caracterizado pela presença de areias grossas, bem selecionadas, aproximadamente simétricas com distribuição mesocúrtica (Figura 4-6).

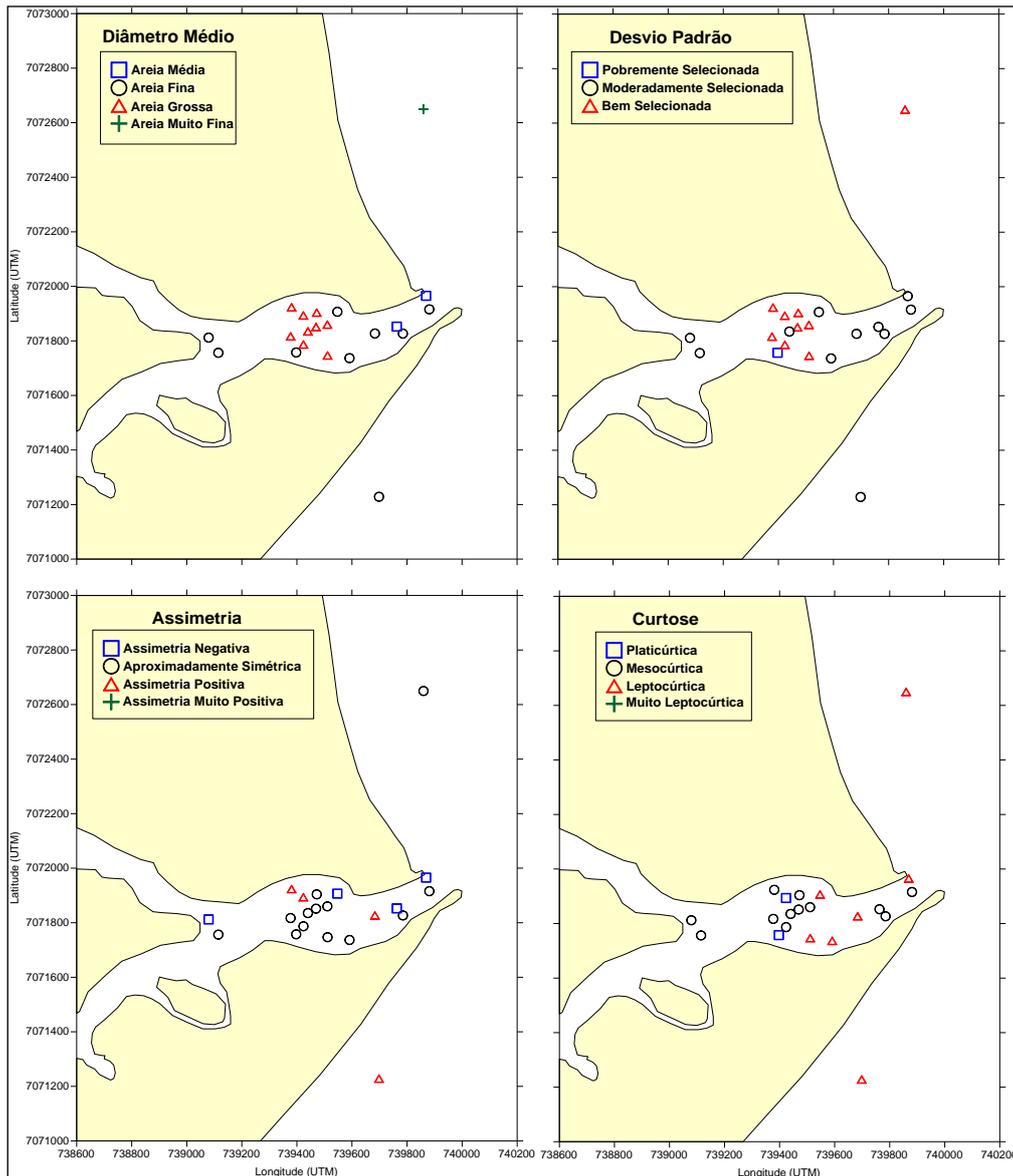


Figura 4-6: Distribuição espacial do diâmetro médio, desvio padrão, assimetria e curtose nos sedimentos de superfície de fundo da desembocadura do Canal do Linguado, segundo FOLK & WARD (1957).

4.4.3. Parâmetros Meteorológicos e Oceanográficos

4.4.3.1. Velocidade e Direção dos Ventos

Durante o período amostrado a estação Meteorológica V1, localizada no município de Barra do Sul, apresentou um pico máximo de intensidade de vento de 17,4 m/s e uma média de 4,1 m/s. A Tabela 4-1 mostra um diagrama de ocorrência conjunta entre a velocidade e a direção dos ventos onde é possível constatar que as maiores velocidades estão relacionadas com o quadrante sudeste, representando 0,6% de todo o conjunto de dados, enquanto as menores, entre 0 (zero) e 6,0 m/s, representam 80% da série temporal amostrada, relacionadas principalmente a direções ENE (14,7%), seguido pelo quadrante OSO (13,0%). A Figura 4-7 mostra na forma de séries temporais a velocidade do vento em relação ao Leste, ao Norte e a velocidade recomposta. A Figura 4-8 apresenta estas componentes de velocidade na forma de diagrama de dispersão. A Figura 4-9 apresenta a relação entre a frequência de ocorrência da velocidade com a direção dos ventos.

A Estação Meteorológica V2, localizada no Forte Marechal Luz, mostrou uma velocidade do vento máxima de 10,7 m/s e uma média de 2,7 m/s. Os valores maiores (entre 9,0 e 12,0 m/s) e menores (0,0 e 6,0 m/s) estão relacionados ao quadrante Nordeste (32,3%), seguido pelo quadrante Sudoeste (17,9%), como apresentado na Tabela 4-2. As ocorrências das velocidades entre 0,0 e 3,0 m/s representam 61,5% do tempo amostrado. A Figura 4-10 mostra na forma de séries temporais a velocidade do vento em relação ao Leste, ao Norte e a velocidade recomposta. A Figura 4-11 apresenta estas componentes de velocidade na forma de diagrama de dispersão. A Figura 4-12 apresenta a relação entre a frequência de ocorrência da velocidade com a direção dos ventos.

Com uma velocidade do vento máxima de 7,2 m/s e uma média de 1,7 m/s, a Estação Meteorológica V3, localizada no interior da Baía da Babitonga (iate Clube de Joinville), mostrou que os valores maiores (entre 6,0 e 9,0 m/s) e menores (0,0 e 3,0 m/s) estão relacionados a direções OSO (5,4%) e O (24,3%), respectivamente. As ocorrências das velocidades entre 0,0 e 3,0 m/s representam 85,1% do registro dos dados (Tabela 4-3). A Figura 4-13 mostra na forma de séries temporais a velocidade do vento em relação ao Leste, ao Norte e a velocidade recomposta. A Figura 4-14 apresenta estas componentes de velocidade na forma de diagrama de dispersão. A Figura 4-15 apresenta a relação entre a frequência de ocorrência da velocidade com a direção dos ventos.

Os resultados apresentados mostram uma discrepância entre os valores de velocidade e direção dos ventos quando comparados entre as estações meteorológicas V1, V2 e V3. Estas diferenças sugerem uma variação no padrão dos ventos ao longo da área de estudo. As principais diferenças podem ser visualizadas na Estação Meteorológica V3, onde as características do relevo influenciam neste parâmetro. Além de diferenças significativas na direção dos ventos, se comparado com a região oceânica, observa-se valores menores de velocidade neste local.

Na região oceânica observa-se que a Estação Meteorológica V2 pode ter sofrido influência das cercanias do local de instalação, devido à presença de árvores mais altas na área, formando um obstáculo para os ventos do quadrante Sul e Oeste.

Assim, os resultados gerados pela Estação Meteorológica V1 mostram valores de velocidade e direção condizentes com a estação do ano que foi realizada a coleta dos dados.

Tabela 4-1: Diagrama de ocorrência conjunta entre a velocidade e a direção dos ventos, amostrados na Estação Meteorológica V1.

Velocidade	N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	SSO	SO	OSO	O	ONO	NO	NNO	TOTAL	%	Dir.Média
0,0 - 3,0	10	13	15	37	3	6	8	5	12	16	37	54	63	32	12	24	347	41.1	190.3
3,0 - 6,0	12	25	31	70	29	22	10	12	5	14	27	56	5	4	9	10	341	40.4	190.3
6,0 - 9,0			7	15	20	23	21	6									92	10.9	122.8
9,0 - 12,0			1	2	4	21	18										46	5.4	111.5
12,00 - 15,0						9	4	1									14	1.7	156.5
15,0 - 18,0							5										5	0.6	156.5
TOTAL	22	38	54	124	56	81	66	24	17	30	64	110	68	36	21	34	845		
%	2.6	4.5	6.4	14.7	6.6	9.6	7.8	2.8	2.0	3.6	7.6	13.0	8.0	4.3	2.5	4.0			
Vel. Média	2.8	3.0	5.7	6.0	5.9	7.4	9.2	6.4	3.0	3.0	2.8	2.9	2.4	2.9	2.7	2.8			
Vel. Max	4.0	5.8	9.4	10.7	10.3	14.8	17.4	12.1	4.9	4.9	4.5	5.8	3.1	5.8	5.4	4.5	V1 - Barra do Sul		

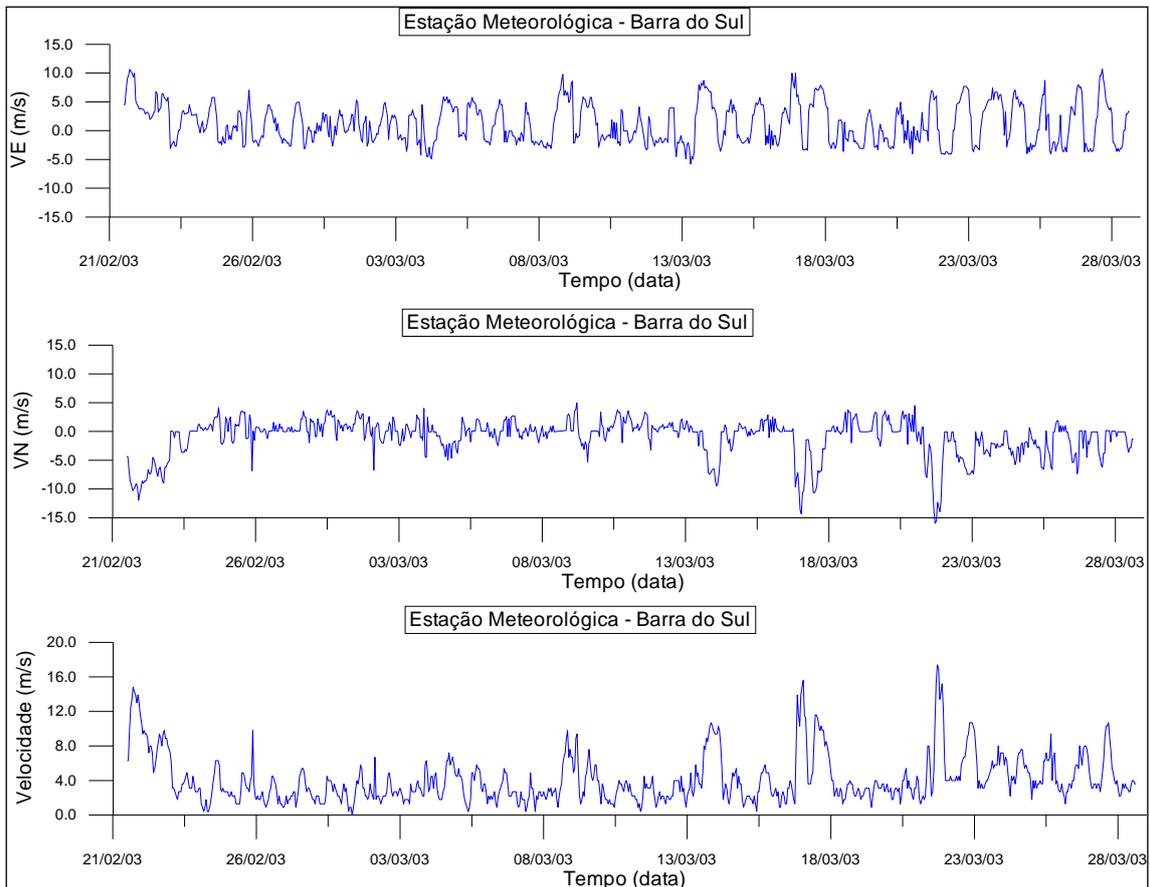


Figura 4-7: Séries temporais da velocidade do vento em relação ao Leste, ao Norte e a velocidade recomposta, amostradas na Estação Meteorológica V1

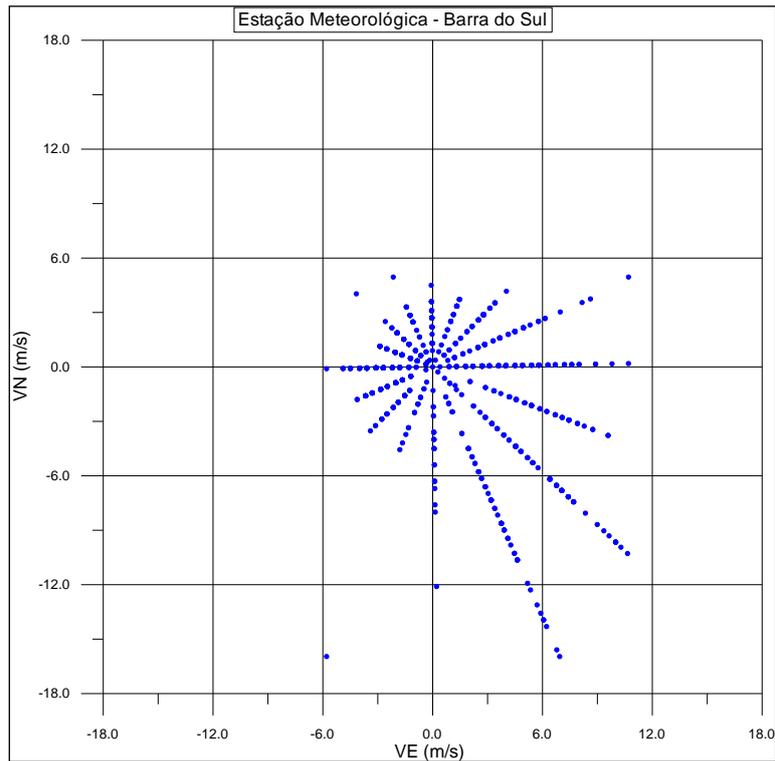


Figura 4-8: Diagrama de dispersão das componentes de velocidades em relação ao Leste e ao Norte, amostrados na Estação Meteorológica V1.

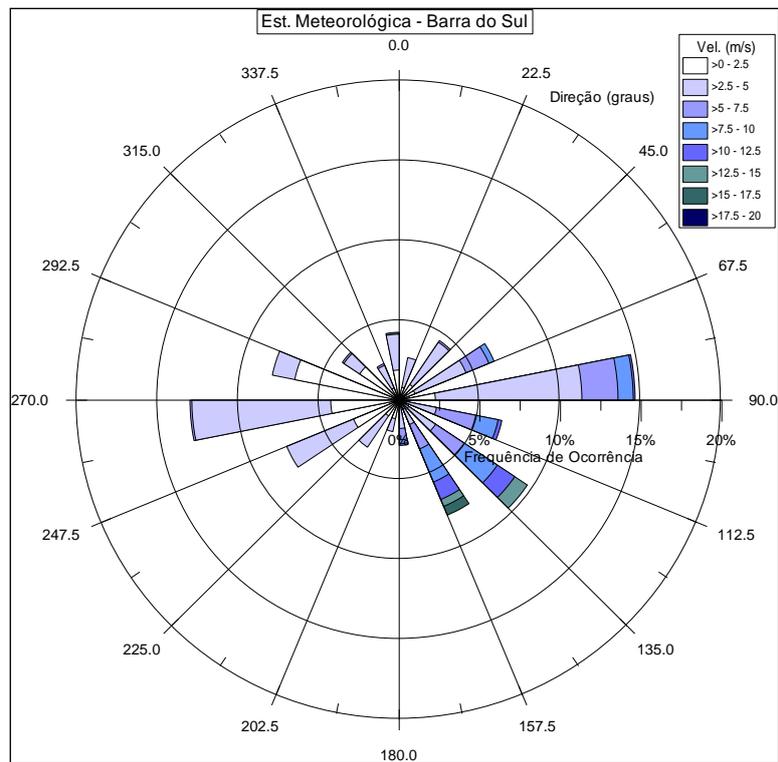


Figura 4-9: Relação entre a freqüência de ocorrência da velocidade com a direção dos ventos, amostrados na Estação Meteorológica V1.

Tabela 4-2: Diagrama de ocorrência conjunta entre a velocidade e a direção dos ventos, amostrados na Estação Meteorológica V2.

Velocidade	N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	SSO	SO	OSO	O	ONO	NO	NNO	TOTAL	%	Dir.Média
0,0 - 3,0	3	98	64	9	55	18	13	8	35	79	98	30	2	2	4	2	520	61.5	175.8
3,0 - 6,0	1	152	8	3	11	2	1	2	33	31	53	2					299	35.4	130.8
6,0 - 9,0		22	1						2								25	3.0	89.5
9,0 - 12,0		1															1	0.1	29.5
12,00 - 15,0																			
15,0 - 18,0																			
TOTAL	4	273	73	12	66	20	14	10	70	110	151	32	2	2	4	2	845		
%	0.5	32.3	8.6	1.4	7.8	2.4	1.7	1.2	8.3	13.0	17.9	3.8	0.2	0.2	0.5	0.2			
Vel. Média	2.2	6.0	4.1	2.5	2.6	3.0	2.5	2.3	4.1	2.7	2.7	2.1	0.9	1.1	0.9	1.6			
Vel. Max	3.1	10.7	6.7	3.6	5.4	4.5	3.1	3.1	6.7	5.4	4.5	3.1	1.3	1.3	0.9	2.2	V2 - Forte		

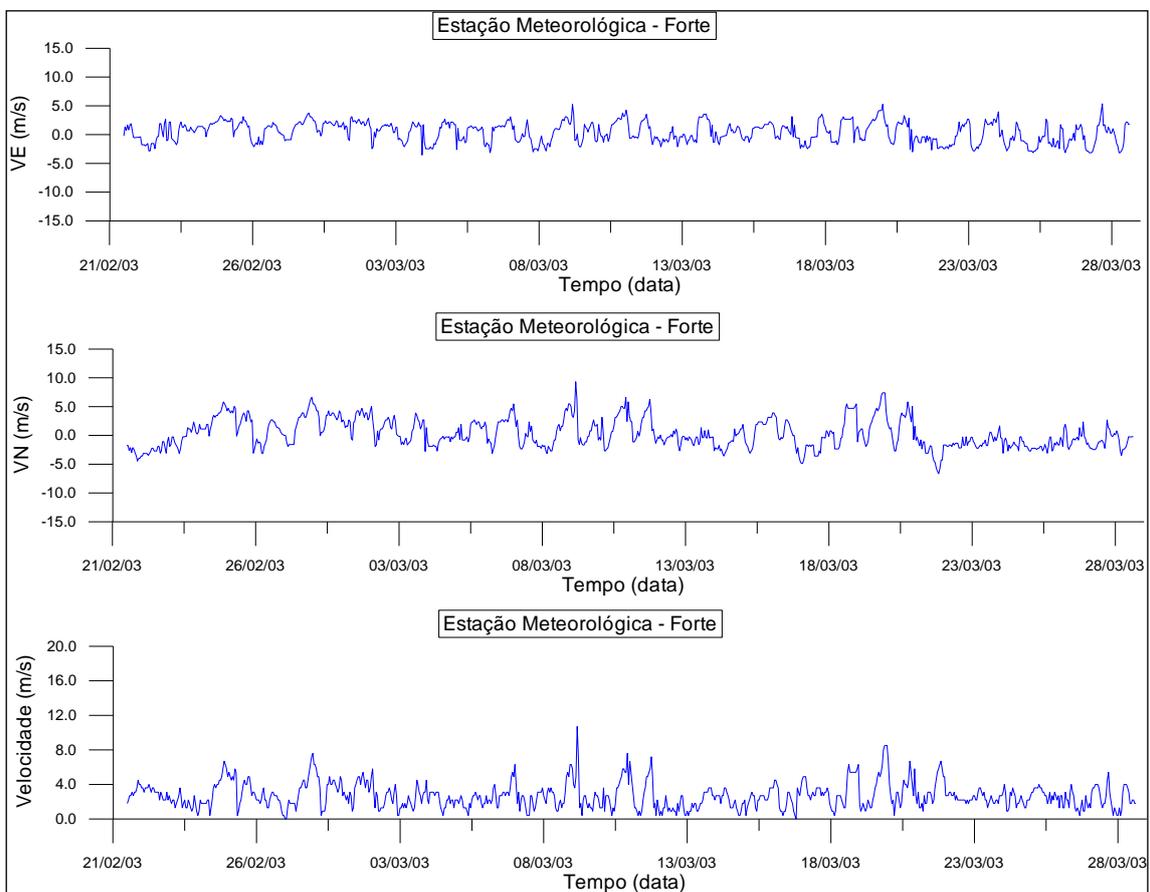


Figura 4-10: Séries temporais da velocidade do vento em relação ao Leste, ao Norte e a velocidade recomposta, amostradas na Estação Meteorológica V2

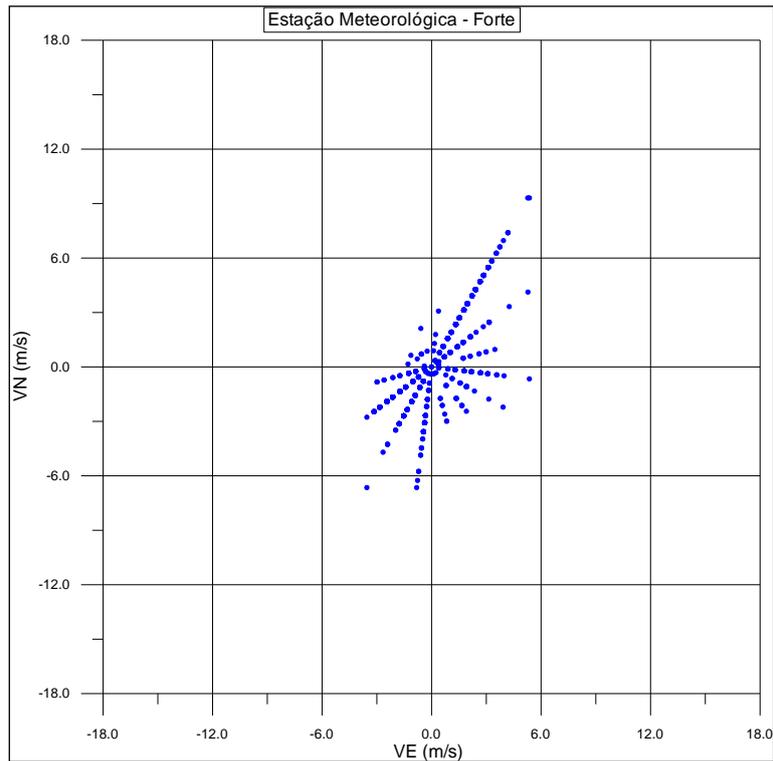


Figura 4-11: Diagrama de dispersão das componentes de velocidades em relação ao Leste e ao Norte, amostrados na Estação Meteorológica V2.

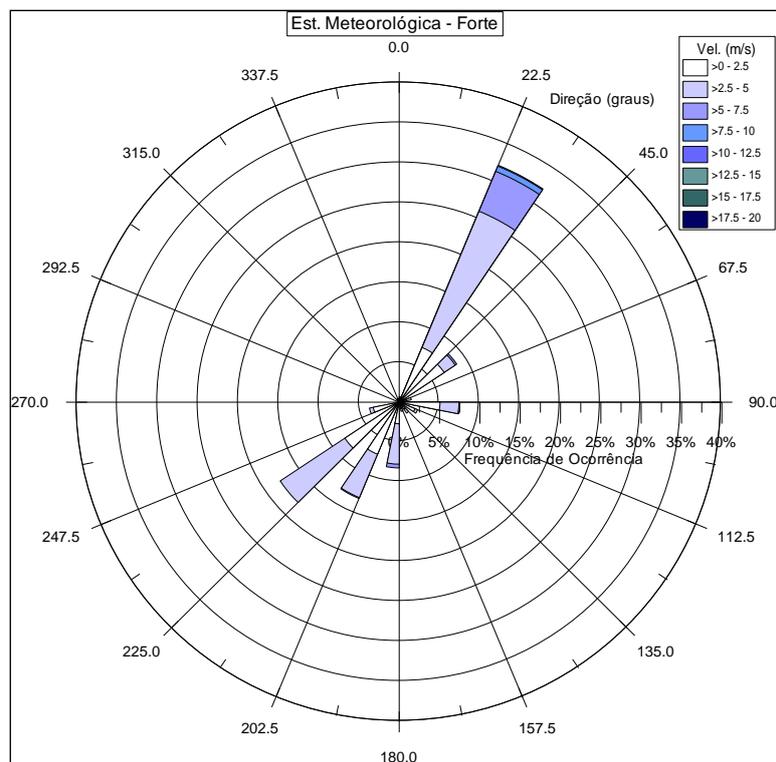


Figura 4-12: Relação entre a frequência de ocorrência da velocidade com a direção dos ventos, amostrados na Estação Meteorológica V2.

Tabela 4-3: Diagrama de ocorrência conjunta entre a velocidade e a direção dos ventos, amostrados na Estação Meteorológica V3.

Velocidade	N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	SSO	SO	OSO	O	ONO	NO	NNO	TOTAL	%	Dir.Média
0,0 - 3,0	17	17	12	7	53	45	60	27	34	37	61	41	199	37	26	46	719	85,1	178,8
3,0 - 6,0						39	24	26	13	10	1	4	6		1	1	125	14,8	228,3
6,0 - 9,0												1					1	0,1	257,5
9,0 - 12,0																			
12,00 - 15,0																			
15,0 - 18,0																			
TOTAL	17	17	12	7	53	84	84	53	47	47	62	46	205	37	27	47	845		
%	2,0	2,0	1,4	0,8	6,3	9,9	9,9	6,3	5,6	5,6	7,3	5,4	24,3	4,4	3,2	5,6			
Vel. Média	0,8	0,5	0,6	0,5	0,6	2,8	2,7	2,8	2,8	2,6	2,9	4,1	2,4	1,2	2,5	2,3			
Vel. Max	1,3	0,9	1,8	0,9	2,7	4,5	4,9	5,4	5,4	5,8	4,5	7,2	3,6	2,7	4,0	3,6	V3 - late		

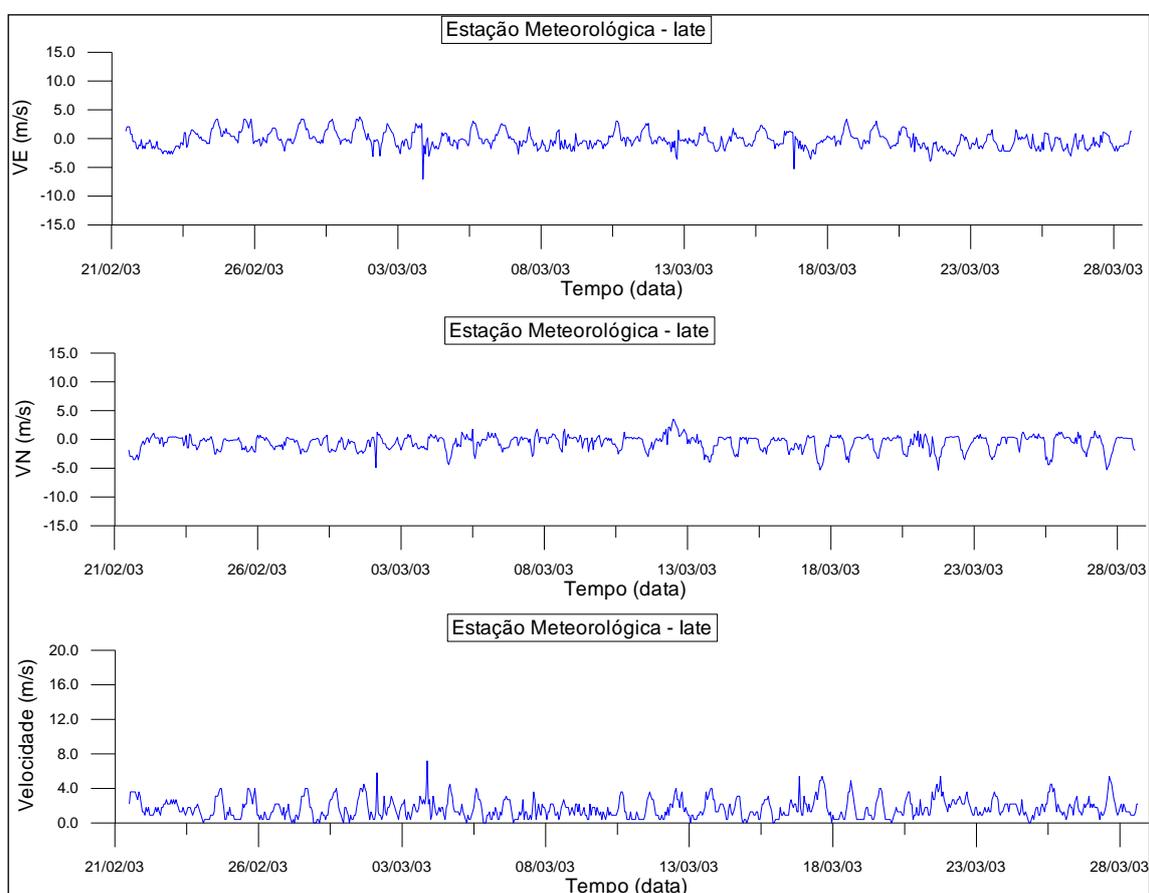


Figura 4-13: Séries temporais da velocidade do vento em relação ao Leste, ao Norte e a velocidade recomposta, amostradas na Estação Meteorológica V3

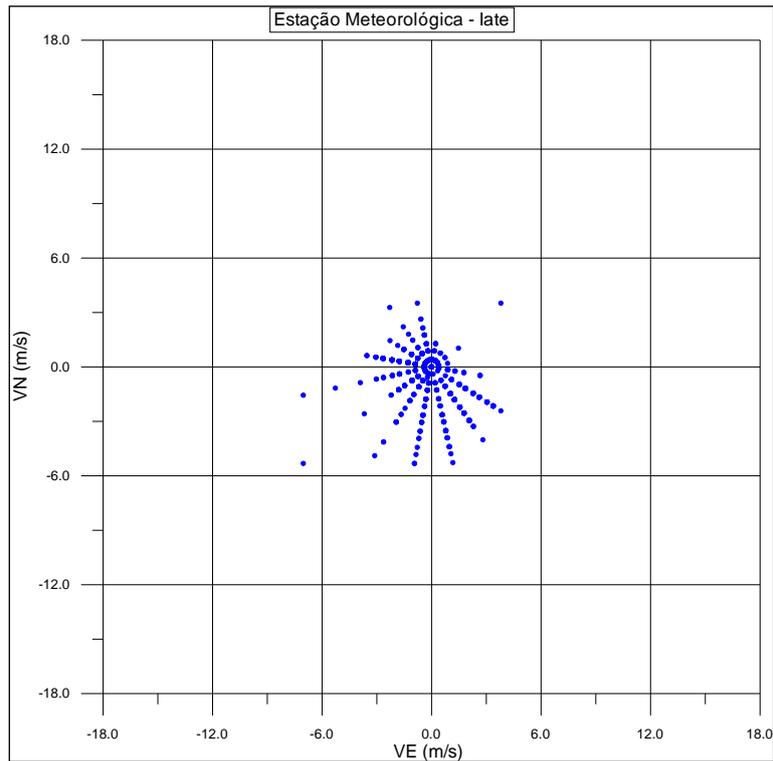


Figura 4-14: Diagrama de dispersão das componentes de velocidades em relação ao Leste e ao Norte, amostrados na Estação Meteorológica V3.

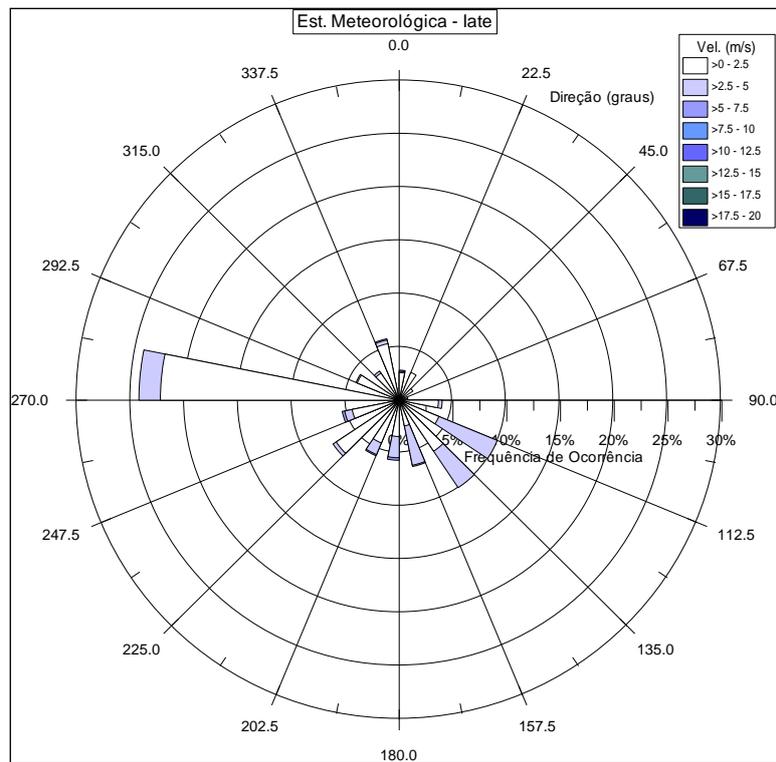


Figura 4-15: Relação entre a frequência de ocorrência da velocidade com a direção dos ventos, amostrados na Estação Meteorológica V3.

4.4.3.2. Marés

Com o objetivo de obter informações simultâneas da variação do nível de água em todas estações maregráficas, foi realizada uma previsão de marés para as estações T1, T2, T7 e T8 que abrange o tempo de amostragem de todas estações amostradas. Assim, além de garantir a simultaneidade das informações, foi possível avaliar a qualidade das curvas de maré previstas no período da coleta dos dados, sendo que estas se mostraram semelhantes aos dados medidos. Esta previsão é apresentada na Figura 4-16 e Figura 4-17, juntamente com os valores de elevação das estações T3, T4, T5 e T6. A Figura 4-18 mostra a comparação entre as marés previstas e estimadas nas estações T1, T2, T7 e T8. Para uma melhor estimativa entre os dados foi somada às séries temporais previstas a diferença entre a maré medida e prevista na estação maregráfica T3 (Capri), correspondendo a maré meteorológica presente neste intervalo de tempo (Figura 4-19). Assim, as curvas de marés estimadas ficaram bem próximas da realidade. A Figura 4-20 apresenta estas informações de forma simultânea para cada estação maregráfica.

A análise comparativa dos dados simultâneos mostra variações significativas nas amplitudes e fases de maré ao longo das estações maregráficas. Durante o período amostrado os resultados relacionados às variações do nível de água mostraram uma altura de maré máxima de 3,4 m no interior da Baía Babitonga (Estação Maregráfica T5) e, na parte oceânica (Estação Maregráfica T1), 2,1 m. A Tabela 4-4 apresenta os valores máximos, mínimos e a variação máxima de maré para cada estação amostral.

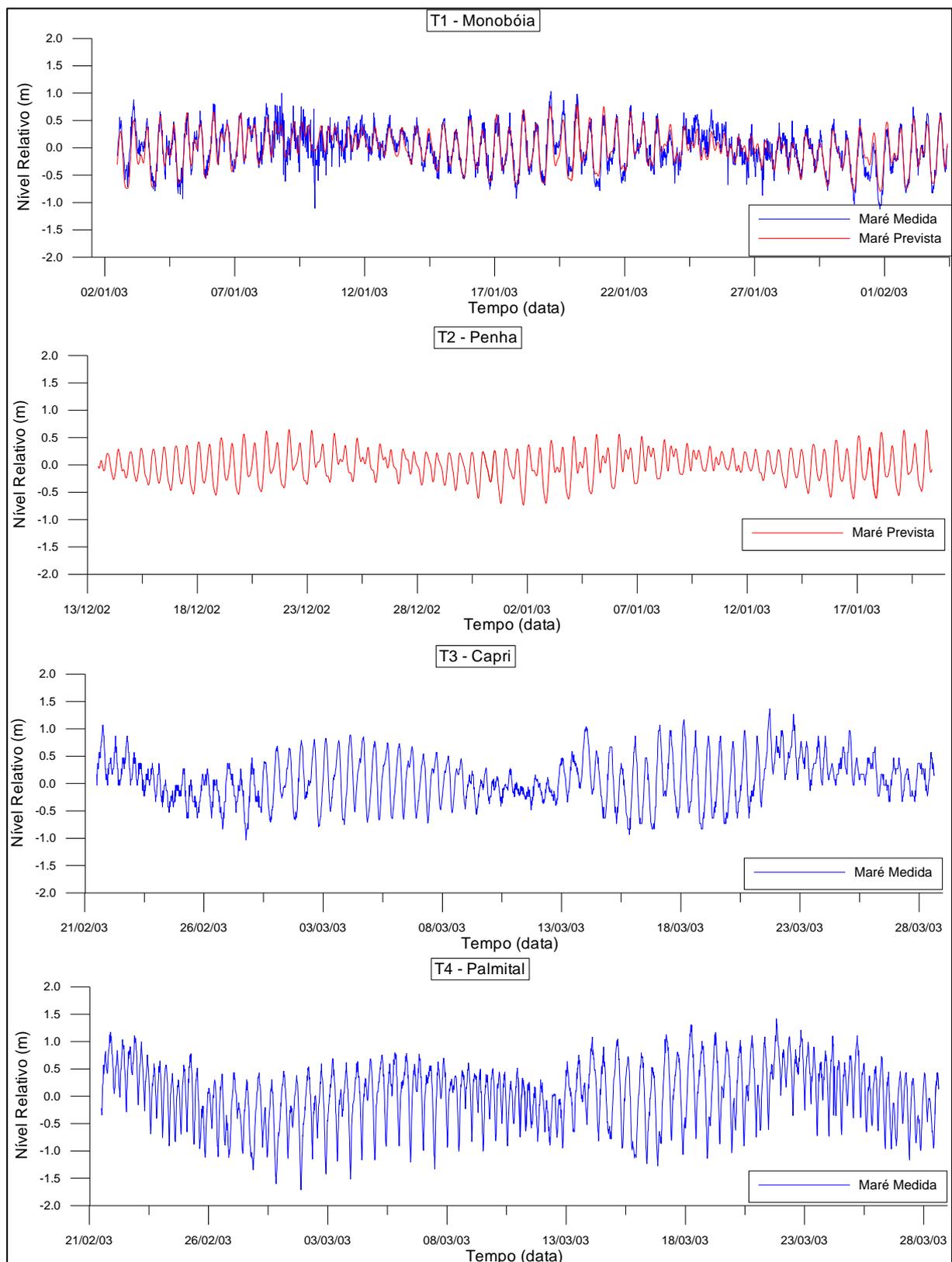


Figura 4-16: Valores de nível de água amostrados nas estações maregráficas T1, T2, T3, e T4, juntamente com a previsão das marés nas estações T1 e T2, mostrando a semelhança entre as séries previstas e medidas no campo.

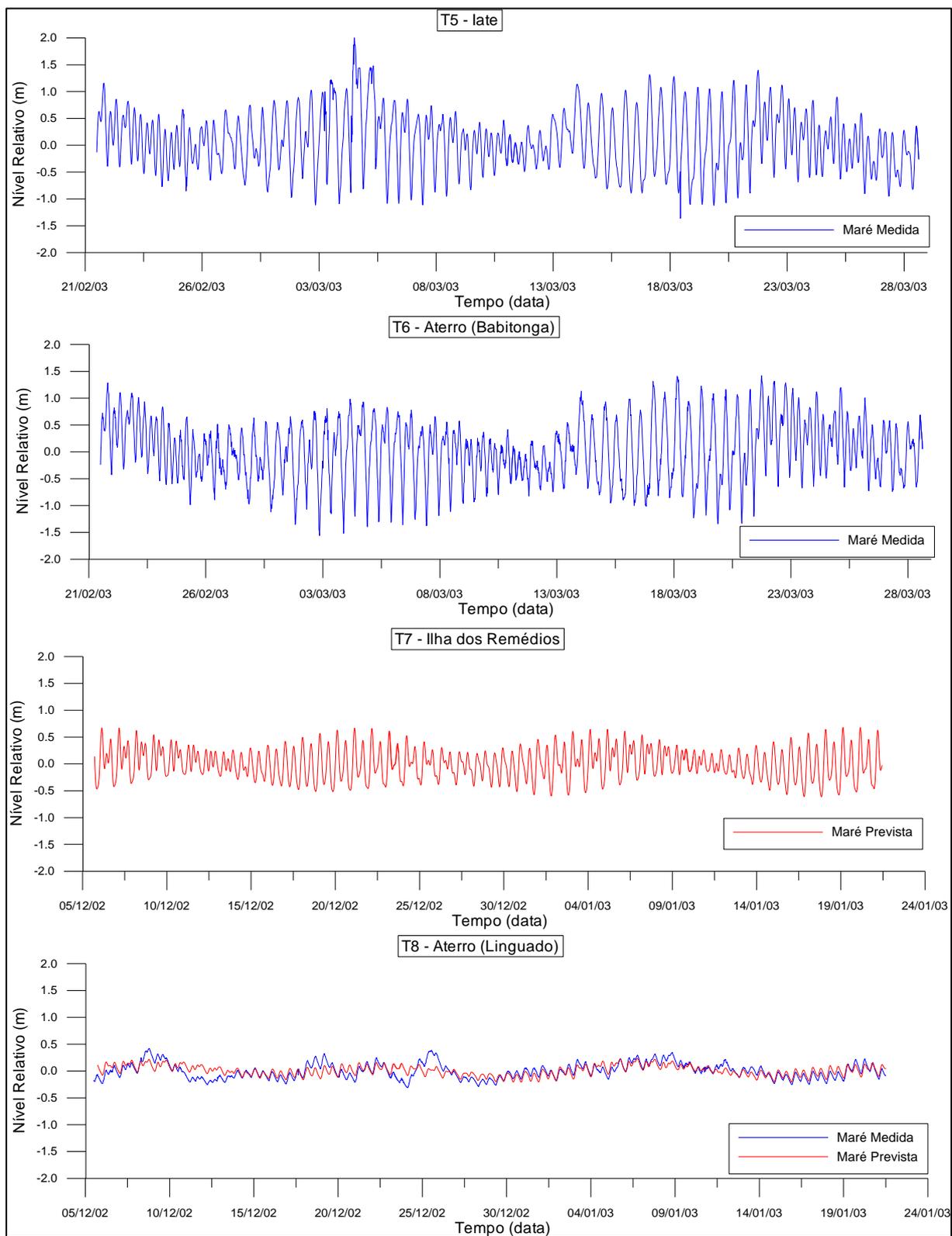


Figura 4-17: Valores de nível de água amostrados nas estações maregráficas T5, T6, T7, e T8, juntamente com a previsão das marés nas estações T7 e T8, mostrando a semelhança entre as séries previstas e medidas no campo.

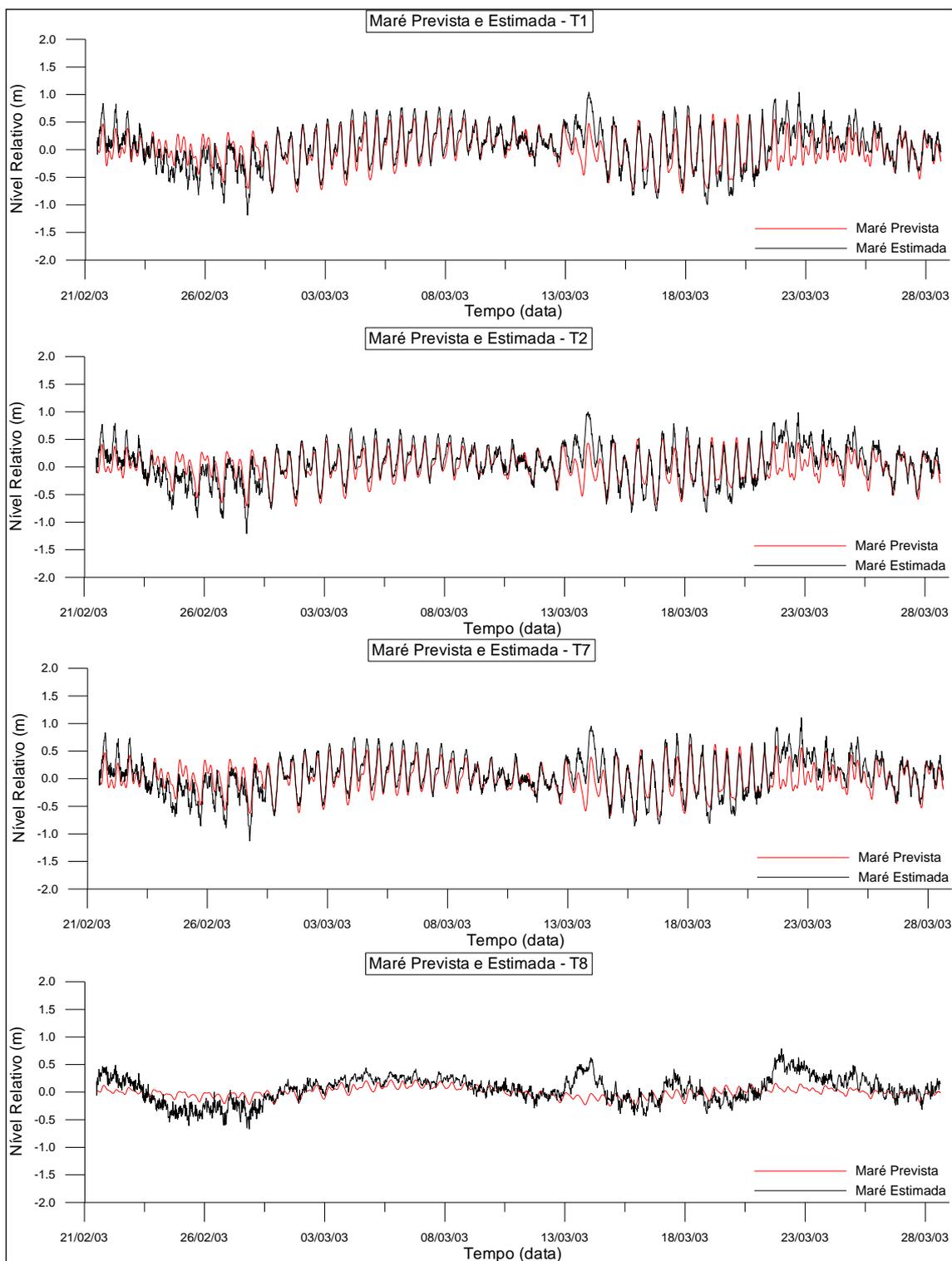


Figura 4-18: Comparação entre as marés previstas e estimadas nas estações maregráficas T1, T2, T7 e T8.

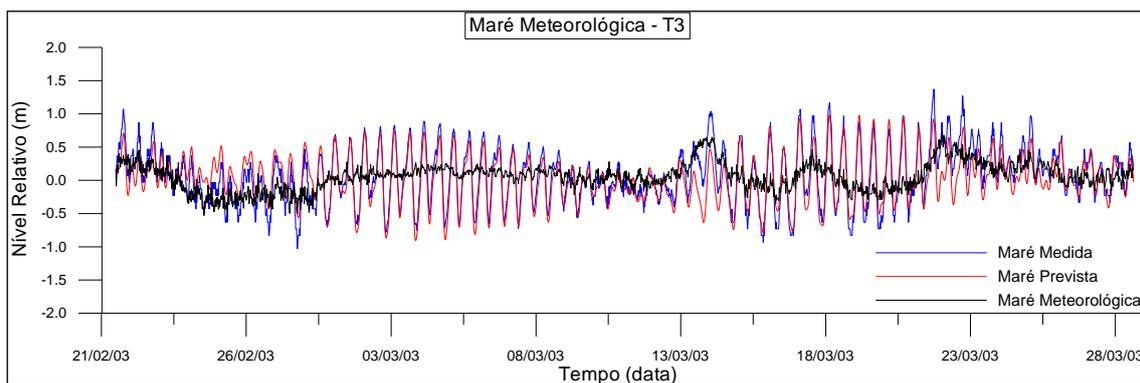


Figura 4-19: Série temporal de maré medida, prevista e meteorológica ao longo do tempo na estação maregráfica T3 (Capri).

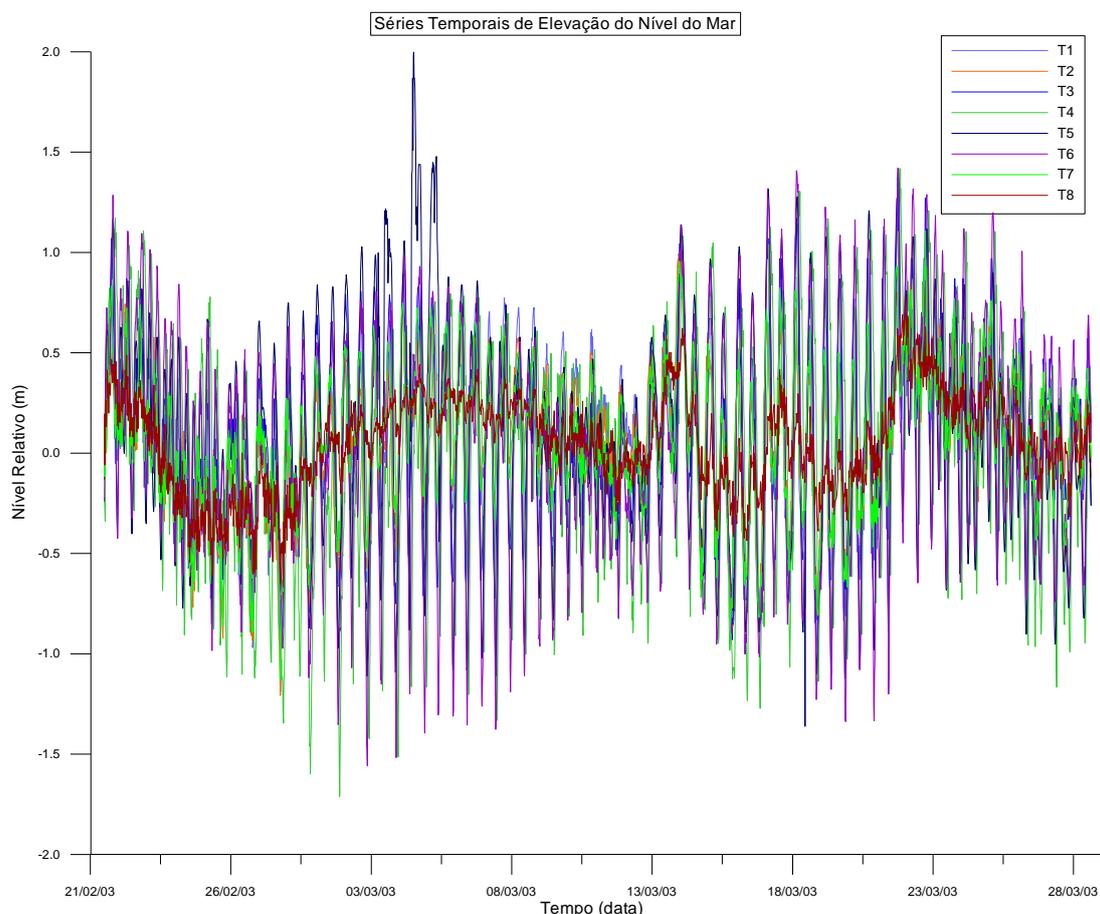


Figura 4-20: Comparação entre as séries temporais de maré ao longo do tempo, nas estações maregráficas T1, T2, T3, T4, T5, T6, T7 e T8.

Tabela 4-4: Valores máximos, mínimos e a variação máxima de maré nas estações amostrais T1, T2, T3, T4, T5, T6, T7 e T8.

Estação Maregráfica	T1	T2	T3	T4	T5	T6	T7	T8
Valor	(m)							
Máximo	1.0	1.0	1.4	1.4	2.0	1.4	0.9	0.4
Mínimo	-1.1	-1.1	-1.0	-1.7	-1.4	-1.6	-0.8	-0.3
Variação Máxima	2.2	2.1	2.4	3.1	3.4	3.0	1.7	0.7

A partir da análise harmônica da maré foi possível determinar as características gerais da maré local através do Número de Forma, definido pela razão entre a soma das amplitudes das componentes diurnas K1 e O1 e a soma das componentes semidiurnas M2 e S2 ($K1+O1/M2+S2$). O Número de Forma calculado para as estações maregráficas são típicos de marés semi-diurnas com desigualdades diurnas. Através destes resultados, foi possível selecionar para o estudo às componentes comuns a todas as estações maregráficas e com amplitudes maiores do que 1 cm. Assim, foram selecionados os seguintes componentes harmônicos: principais diurnos K1 (lunar-solar), O₁ (principal lunar) e Q1; principais semi-diurnos M2 (principal lunar), S2 (principal solar) e N2; principais de longo período MSf e Mm; principais de água rasa M4, M3, MK3, MN4, MS4 e MO3. A Tabela 4-5 apresenta o período de cada componente harmônico com os valores de amplitude, fase e número de forma em cada estação maregráfica.

Comparando-se as amplitudes das componentes harmônicas em cada estação maregráfica pode-se observar a ocorrência de amplificação, dissipação e transferência de energia entre as componentes harmônicas na propagação da onda de maré astronômica para o interior da Baía da Babitonga.

A Figura 4-21 apresenta as amplitudes das principais constantes harmônicas, calculadas para as oito estações maregráficas, onde fica clara a maior concentração de energia dos componentes semi-diurnos M2 e S2, que correspondem aos primeiros modos de oscilação da maré gerados pela influência da Lua e do Sol, respectivamente, que demonstra o forte caráter semi-diurno da maré astronômica na Baía da Babitonga. Os resultados mostram uma amplificação sofrida por estes componentes em direção ao interior da Baía da Babitonga (estações maregráficas T3, T4, T5 e T6). A amplificação da componente M2 foi de aproximadamente 24% e a S2 foi de cerca de 27%, entre a estação T3 (capri) e as estações T5 (iate) e T6 (aterro_babitonga). Os componentes diurnos O1 e K1 mantiveram-se praticamente constantes apresentando apenas pequenas variações (menores que 0,05 m).

Na estação T4 (palmital), o componente M2 sofreu uma amplificação de aproximadamente 11% e S2 sofreu uma redução de 17%. O componente diurno O1 e K1 sofreu uma redução de 2% e 32%, respectivamente. As reduções relativas dos componentes S2 e K1 podem ser explicadas, pela dissipação de energia devido ao atrito no fundo ao longo do Rio Palmital e/ou pela transferência de energia dessa componente para os componentes quarto-diurnos M4 e MN4, que apresentaram uma amplificação de aproximadamente 100% e 260%, respectivamente.

Ao contrário da análise realizada na Baía da Babitonga, que utilizou como base informações da estação maregráfica T3 (capri), para determinar a característica da propagação da onda de maré ao longo deste sistema, para o Canal do Linguado foi utilizada a relação entre as estações maregráficas T7 (remédios) e T8 (aterro_linguado). A amplitude dos componentes semi-diurnos M2 e S2 apresentaram uma redução de aproximadamente 80% entre estas estações. Com exceção do componente Msf, que sofreu um aumento de cerca de 22%, os restantes também apresentaram uma redução, implicando numa redução do sinal de maré no interior do Canal do Linguado (Figura 4-20). Este fato sugere que as pequenas áreas de seção transversal da desembocadura (preamar e baixamar), associada aos efeitos friccionais, devido às baixas profundidades, presença de bancos arenosos e ilhas no local, sejam a causa desta redução.

Tabela 4-5: Valores de amplitude, fase e número de forma nas estações maregráficas T1 (Monobóia da Petrobrás), T2 (Praia da Penha), T3 (Praia de Capri), T4 (Rio Palmital), T5 (late Clube de Joinville), T6 (Aterro_Babitonga), T7 (Ilha dos Remédios), T8 (Aterro_Linguado).

Estação Maregráfica		T1		T2		T3		T4		T5		T6		T7		T8	
Const. Harmônicos	Período	Amplitude	Fase														
Principais Diurnos	(horas)	Metros	graus														
K1 (lunar-solar)	23.9	0.1	144.7	0.1	130.0	0.1	147.1	0.1	159.8	0.0	168.1	0.1	165.9	0.1	131.5	0.0	202.8
O1 (principal lunar)	25.8	0.1	71.1	0.1	79.5	0.1	78.0	0.1	98.1	0.1	83.3	0.1	83.5	0.1	74.6	0.0	130.3
Q1	26.9	0.0	19.9	0.0	34.0	0.0	65.3	0.1	117.3	0.0	69.0	0.1	76.4	0.0	41.9	0.0	62.3
Principais Semi-diurnos																	
M2 (principal lunar)	12.4	0.3	66.7	0.3	65.6	0.4	74.3	0.4	130.7	0.4	86.3	0.5	89.3	0.3	65.4	0.1	140.7
S2 (principal solar)	12.0	0.2	82.6	0.1	64.2	0.3	85.1	0.2	135.4	0.4	98.7	0.4	100.8	0.1	69.4	0.0	143.6
N2	12.7	0.0	140.3	0.0	137.2	0.1	165.4	0.1	207.0	0.1	168.9	0.1	170.1	0.1	139.1	0.0	210.7
Principais de Longo Período																	
MSf	354.4	0.1	144.6	0.1	127.1	0.1	98.1	0.2	88.9	0.1	75.1	0.1	92.5	0.1	96.0	0.1	90.6
Mm	661.3	0.1	205.7	0.0	213.7	0.1	33.9	0.2	346.5	0.1	338.7	0.1	14.4	0.0	119.3	0.0	148.3
Principais de Água Rasa																	
M4	6.2	0.1	129.4	0.1	108.7	0.1	170.4	0.2	306.8	0.2	221.6	0.3	228.0	0.1	116.5	0.0	201.1
M3	8.3	0.1	193.4	0.0	184.7	0.1	212.3	0.1	298.1	0.1	233.9	0.1	236.3	0.1	187.1	0.0	273.9
MK3	8.2	0.0	109.6	0.0	85.1	0.0	151.7	0.0	224.7	0.0	177.4	0.0	174.1	0.0	77.8	0.0	176.8
MN4	6.3	0.0	79.4	0.0	54.1	0.0	125.2	0.1	254.5	0.1	180.0	0.1	189.4	0.0	67.7	0.0	140.9
MS4	6.1	0.0	242.4	0.0	210.9	0.1	274.3	0.2	71.3	0.1	344.6	0.2	352.3	0.0	216.3	0.0	274.4
MO3	8.4	0.0	8.4	0.0	7.6	0.0	29.9	0.0	84.9	0.1	51.6	0.1	64.0	0.0	10.4	0.0	96.0
Nº Forma		0.4		0.5		0.3		0.3		0.2		0.2		0.4		0.6	

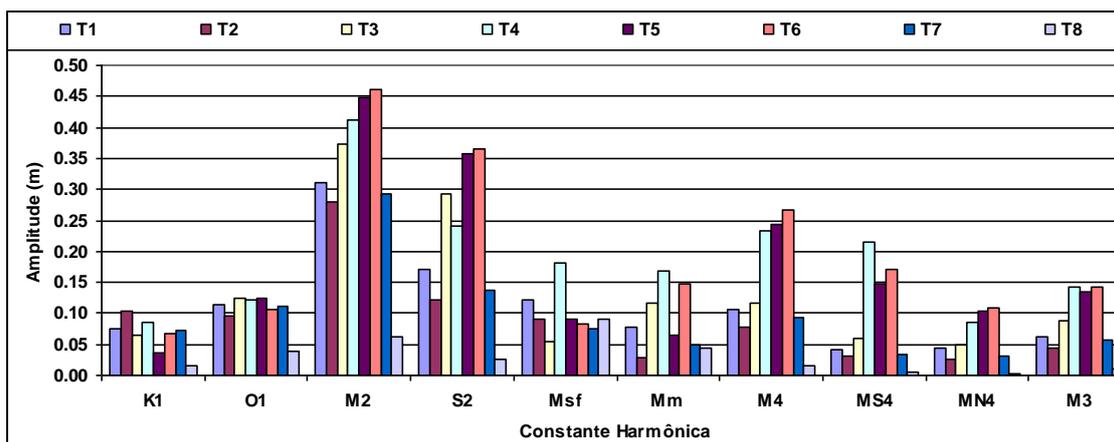


Figura 4-21: Amplitudes das principais constantes harmônicas da maré astronômica nas estações maregráficas T1 (Monobóia da Petrobrás), T2 (Praia da Penha), T3 (Praia de Capri), T4 (Rio Palmital), T5 (Iate Clube de Joinville), T6 (Aterro_Babitonga), T7 (Ilha dos Remédios), T8 (Aterro_Linguado).

Para calcular a defasagem da onda de maré no interior da Baía da Babitonga, Canal do Linguado e região adjacente, utilizou-se da comparação da fase e do período entre os componentes harmônicos M2 e S2, calculadas para cada estação maregráfica a partir dos dados coletados.

Os componentes semi-diurnos, M2 com período de 12,42 horas e S2 com um período de 12 horas, apresentaram um atraso de fase de aproximadamente 117 minutos e 113 minutos, respectivamente, entre a desembocadura da Baía da Babitonga (estação maregráfica T3) e montante do Rio Palmital (estação maregráfica T4). Para as estações maregráficas T5 (Iate Clube de Joinville) e T6 (Aterro_Babitonga) o atraso de fase para M2 foi de cerca de 25 minutos e 31 minutos, respectivamente e para S2 de 27 minutos e 30 minutos, respectivamente.

A defasagem da onda de maré no Canal do Linguado, definida entre as fases das estações maregráficas T7 (Iha dos Remédios) e T8 (Aterro_Linguado), foi de aproximadamente 156 minutos para M2 e 148 minutos para S2. O maior tempo de propagação da onda de maré entre a parte oceânica e o aterro do lado do Canal do Linguado pode ser justificado pelas obstruções físicas que ocorrem na desembocadura deste sistema costeiro, decorrentes da presença de um delta de maré de enchente bem desenvolvido no local.

4.4.3.3. Velocidade e Direção das Correntes

A Tabela 4-6 apresenta os valores médios de velocidade, componentes Leste (VE) e Norte (VN) da corrente medida ao longo da coluna d'água da desembocadura da Baía da Babitonga. Os valores em metros referem-se à profundidade de amostragem. Apesar dos valores terem sido adquiridos a cada metro optou-se em apresentar a análise em quatro pontos ao longo da coluna de água, sendo satisfatório para caracterizar os fluxos hidrodinâmicos no local do estudo. Assim, são apresentadas informações a 0,5, 5,5, 10,5 e 15,5 m de profundidade.

Os dados de correntes mostraram um pico de velocidade instantânea de cerca de 1.76 m/s durante a maré vazante do dia 04 de março de 2003 (sizígia) e valor médio de 0,46 m/s ao longo da coluna de água. A velocidade média no fundo (0,38 m/s) foi ligeiramente menor que o valor encontrado na superfície (0,49 m/s), devido aos efeitos friccionais impostos pela morfologia do fundo da desembocadura no escoamento hidrodinâmico. A Figura 4-22 mostra que em média as velocidades durante o período de maré vazante foram maiores que os de maré enchente. A Figura 4-23, Figura 4-24, Figura 4-25 e Figura 4-26 mostram a componente de velocidade em relação ao Leste (Ve), ao Norte (Vn) e a velocidade recomposta em cada profundidade amostrada.

A Figura 4-27, Figura 4-28, Figura 4-29 e Figura 4-30 apresentam na forma de diagrama de dispersão a relação das componentes de velocidade em relação ao Leste (Ve) e ao Norte (Vn) ao longo da coluna de água onde fica claro que o sentido principal do escoamento é determinado pelo alinhamento do canal da desembocadura e pelas isolinhas de batimetria. A direção principal da corrente manteve-se em 78° ao longo da coluna d'água quando o sentido da corrente era de OSO para ENE. No sentido contrario, a corrente tende a assumir uma direção mais à oeste, em torno de 260°.

Através da Figura 4-31, Figura 4-32, Figura 4-33 e Figura 4-34 é possível visualizar uma maior frequência de ocorrência de velocidades maiores a partir da profundidade 5,5 m mostrando que o sentido do escoamento ao longo da coluna de água pode ser oposto dependendo da fase da maré.

Tabela 4-6: Valores médios de velocidade, componentes Leste (VE) e Norte (VN) da corrente medida ao longo da coluna d'água da desembocadura da Baía da Babitonga.

Profundidade (m)	Valor	Velocidade (m/s)	Ve (m/s)	Vn (m/s)
0,5	Máximo	1.64	1.63	0.67
	Mínimo	0.01	-1.33	-0.76
	Médio	0.49	0.10	0.01
5,5	Máximo	1.76	1.66	0.57
	Mínimo	0.01	-1.27	-0.68
	Médio	0.50	-0.03	-0.03
10,5	Máximo	1.42	1.41	0.51
	Mínimo	0.00	-1.19	-0.66
	Médio	0.46	-0.11	-0.03
15,5	Máximo	1.27	1.19	1.06
	Mínimo	0.01	-1.25	-0.57
	Médio	0.38	-0.12	-0.01
Coluna d'água	Máximo	1.76	1.66	1.06
	Mínimo	0.00	-1.33	-0.76
	Médio	0.46	-0.04	-0.01

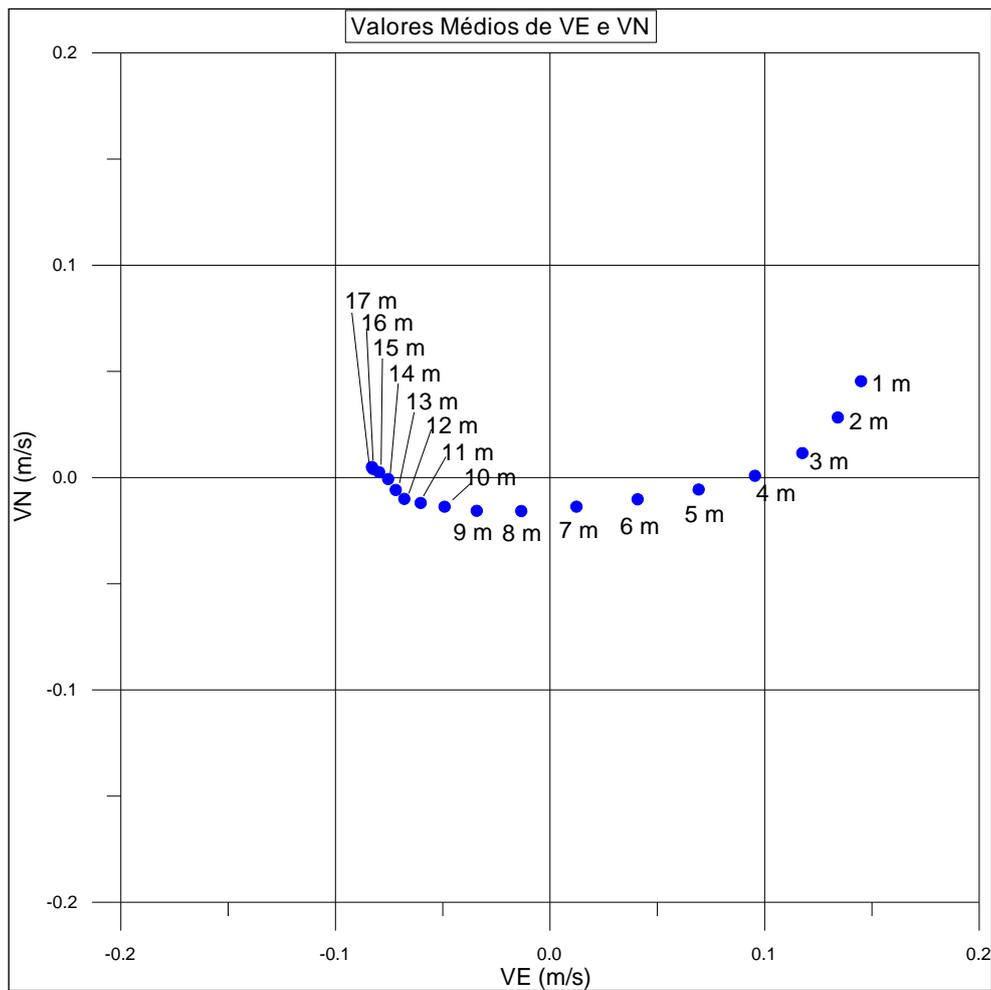


Figura 4-22: Diagrama de dispersão entre as componentes de velocidade de corrente em relação ao Leste (VE) e ao Norte (VN) mostrando que em média as velocidades durante o período de maré vazante foram maiores que os de maré enchente. Os valores em metros indicados no gráfico indicam a profundidade de amostragem.

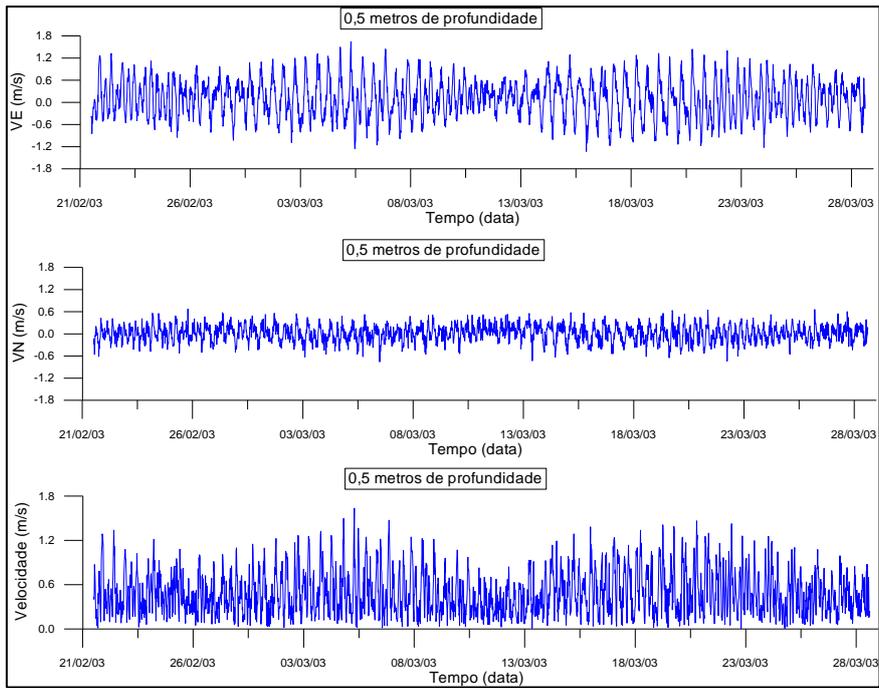


Figura 4-23: Séries temporais dos componentes de velocidade em relação ao Leste (VE), ao Norte (VN) e a velocidade recomposta das correntes amostradas a 0,5 m de profundidade na desembocadura da Baía da Babitonga.

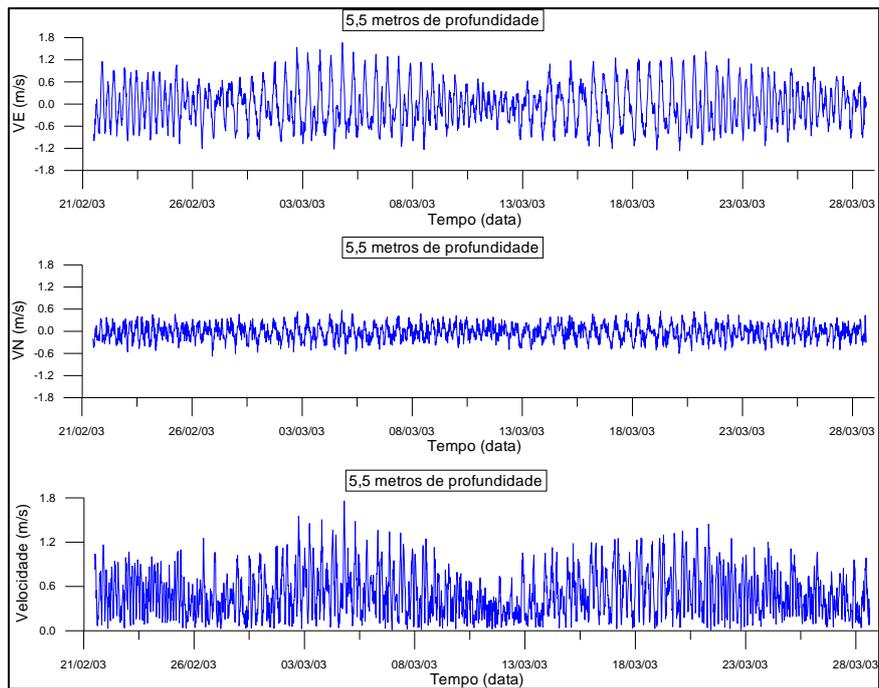


Figura 4-24: Séries temporais dos componentes de velocidade em relação ao Leste (VE), ao Norte (VN) e a velocidade recomposta das correntes amostradas a 5,5 m de profundidade na desembocadura da Baía da Babitonga.

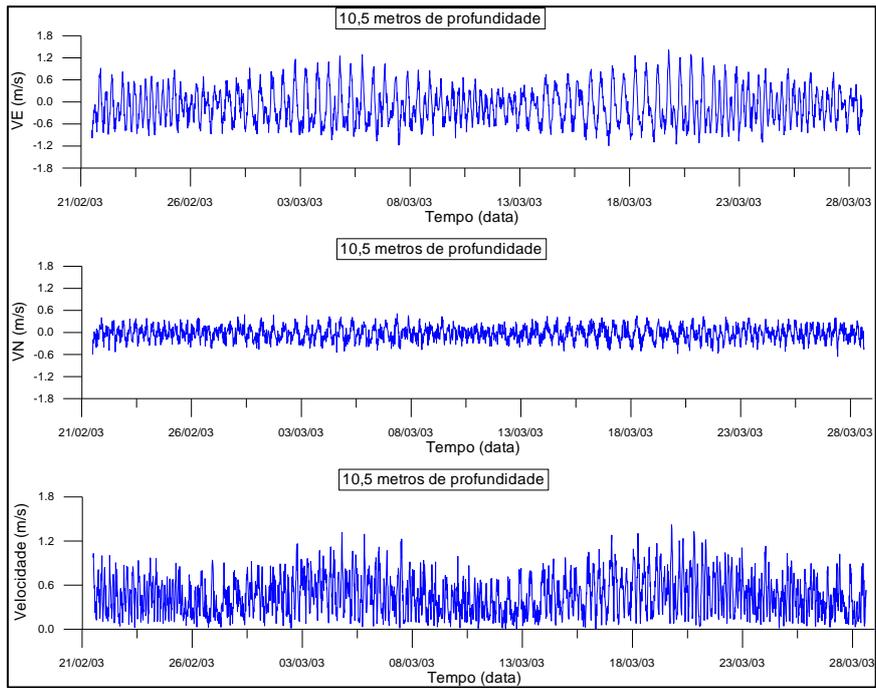


Figura 4-25: Séries temporais dos componentes de velocidade em relação ao Leste (VE), ao Norte (VN) e a velocidade recomposta das correntes amostradas a 10,5 m de profundidade na desembocadura da Baía da Babitonga.

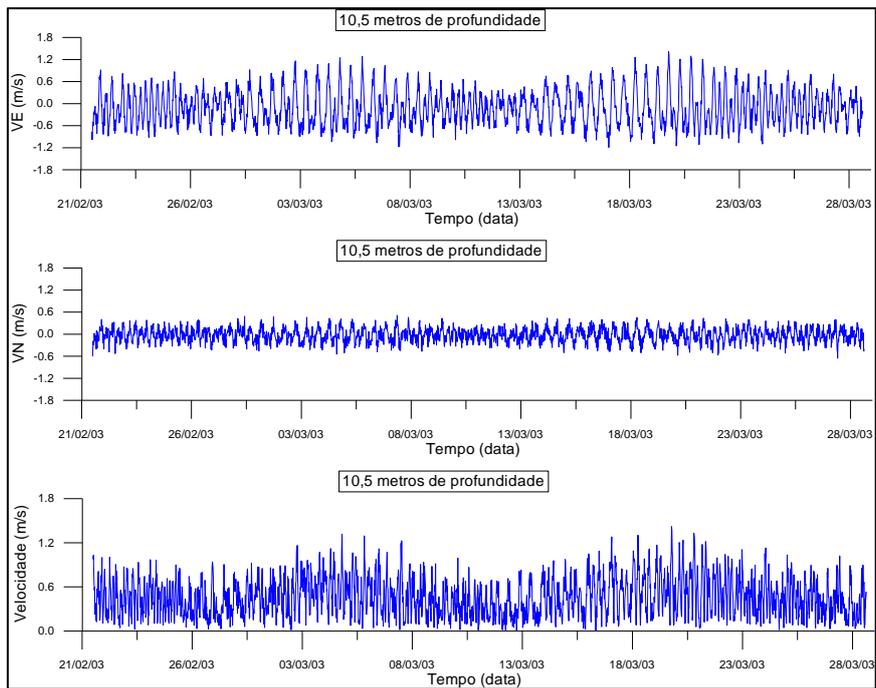


Figura 4-26: Séries temporais dos componentes de velocidade em relação ao Leste (VE), ao Norte (VN) e a velocidade recomposta das correntes amostradas a 15,5 m de profundidade na desembocadura da Baía da Babitonga.

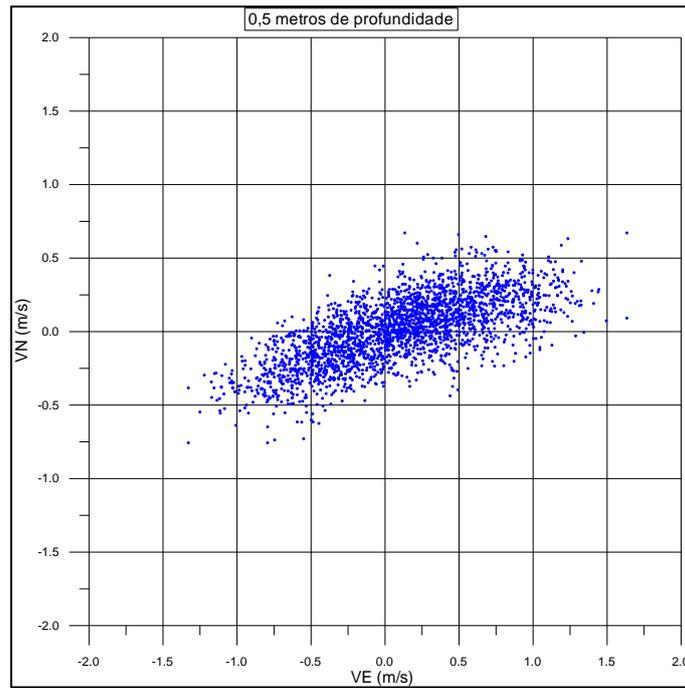


Figura 4-27: Diagrama de dispersão das séries temporais dos componentes de velocidade de corrente em relação ao Leste (VE) e ao Norte (VN), amostrados a 0,5 m de profundidade na desembocadura da Baía da Babitonga.

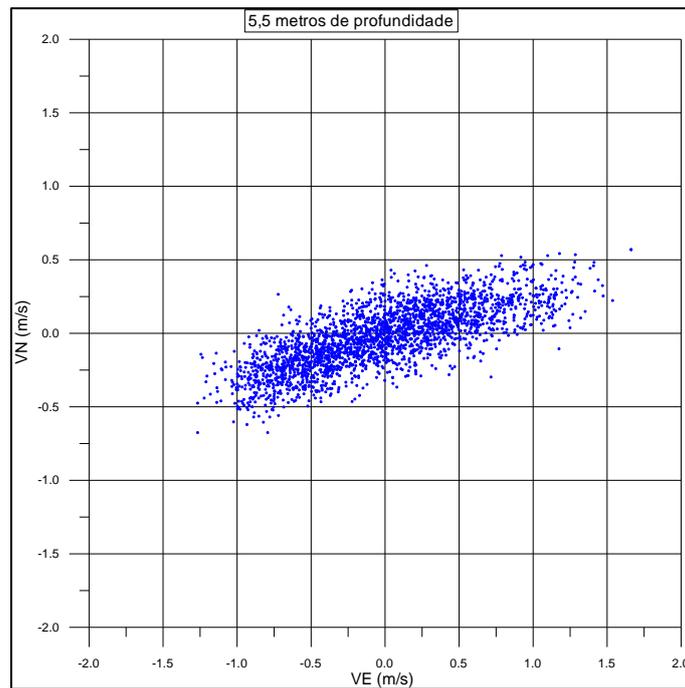


Figura 4-28: Diagrama de dispersão das séries temporais dos componentes de velocidade de corrente em relação ao Leste (VE) e ao Norte (VN), amostrados a 5,5 m de profundidade na desembocadura da Baía da Babitonga.

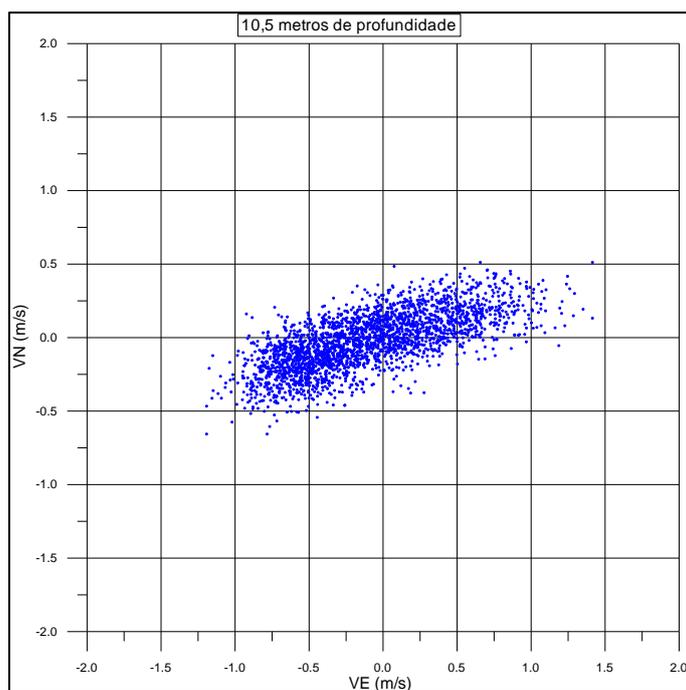


Figura 4-29: Diagrama de dispersão das séries temporais dos componentes de velocidade de corrente em relação ao Leste (VE) e ao Norte (VN), amostrados a 10,5 m de profundidade na desembocadura da Baía da Babitonga.

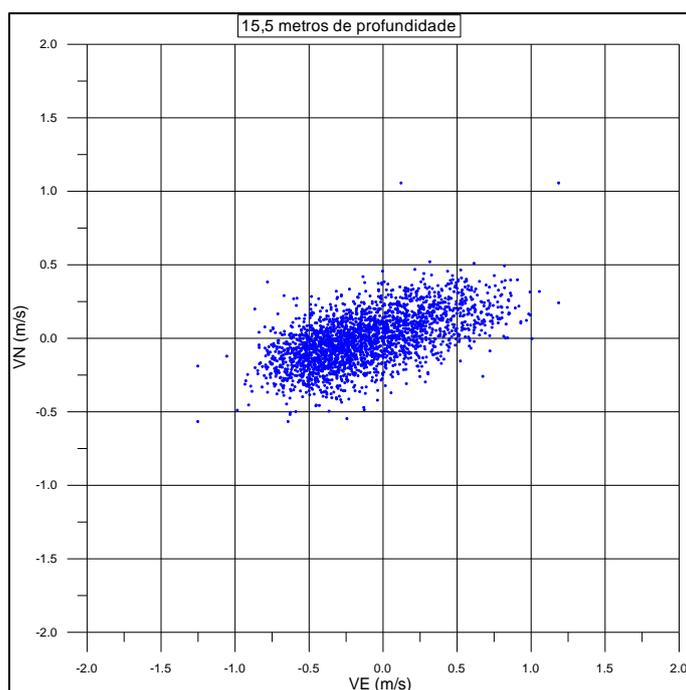


Figura 4-30: Diagrama de dispersão das séries temporais dos componentes de velocidade de corrente em relação ao Leste (VE) e ao Norte (VN), amostrados a 15,5 m de profundidade na desembocadura da Baía da Babitonga.

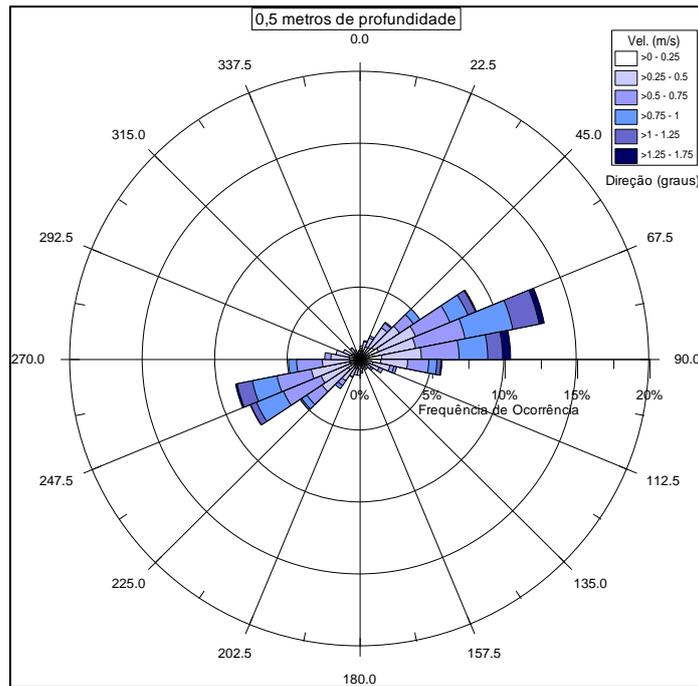


Figura 4-31: Distribuição polar mostrando a frequência de ocorrência das velocidades com suas respectivas direções de corrente, amostrados a 0,5 m de profundidade na desembocadura da Baía da Babitonga.

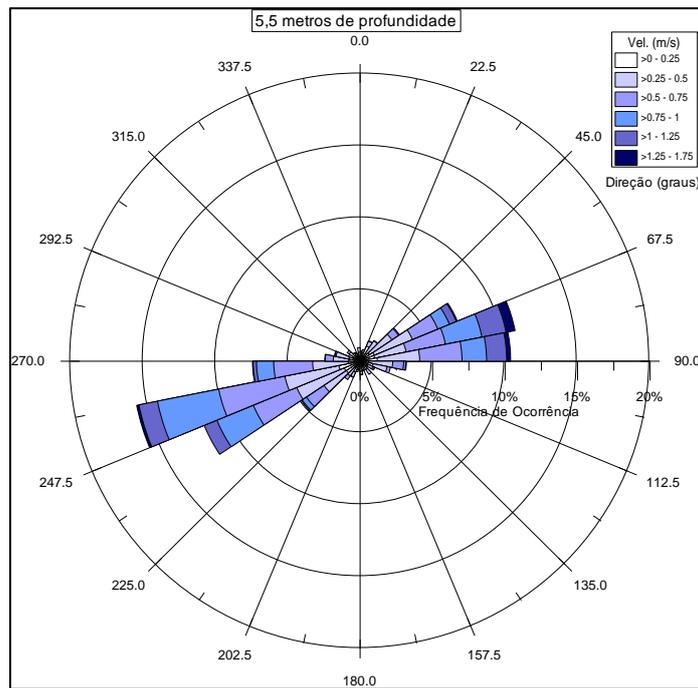


Figura 4-32: Distribuição polar mostrando a frequência de ocorrência das velocidades com suas respectivas direções de corrente, amostrados a 5,5 m de profundidade na desembocadura da Baía da Babitonga.

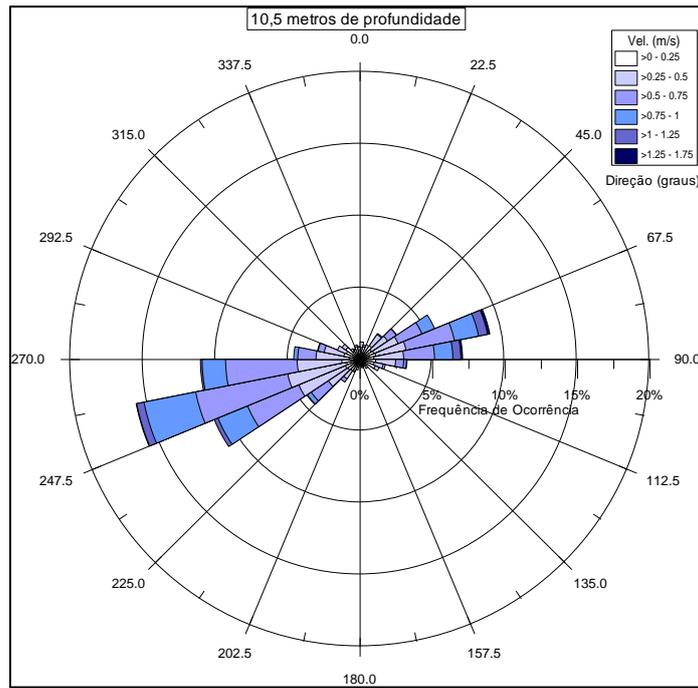


Figura 4-33: Distribuição polar mostrando a freqüência de ocorrência das velocidades com suas respectivas direções de corrente, amostrados a 10,5 m de profundidade na desembocadura da Baía da Babitonga.

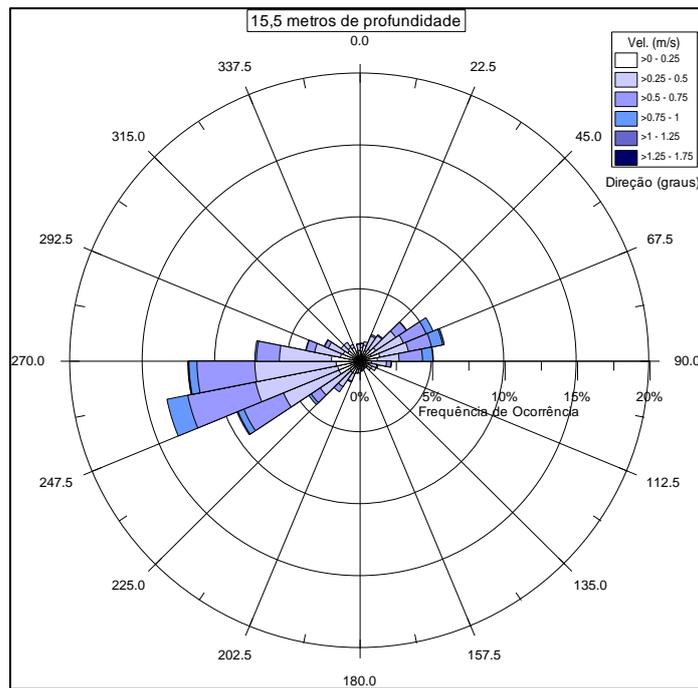


Figura 4-34: Distribuição polar mostrando a freqüência de ocorrência das velocidades com suas respectivas direções de corrente, amostrados a 15,5 m de profundidade na desembocadura da Baía da Babitonga.

Na Figura 4-35 são apresentadas, conjuntamente, as séries temporais de nível de água medidas na estação maregráfica T3 (Capri) e a componente longitudinal ao canal de correntes, esta última variando em função da profundidade, medidas na desembocadura do canal principal da Baía da Babitonga. Somente foram apresentadas as séries temporais de velocidade contendo as componentes longitudinais a costa, devido a maior parte de a energia estar concentrada nesta componente. As séries temporais de correntes apresentadas foram giradas de 15 graus no sentido horário a fim de alinhar o eixo horizontal com direção preferencial das correntes durante o período amostrado. Deste modo, valores positivos de correntes longitudinais indicam sentido de deslocamento de OSO para ENE (vazante) e valores negativos de correntes indicam sentido de deslocamento de ENE para OSO (enchente). A análise destes resultados mostra que o movimento das correntes é garantido pela subida e descida da maré, corroborado, inclusive, pela análise espectral rotatória apresentada a seguir.

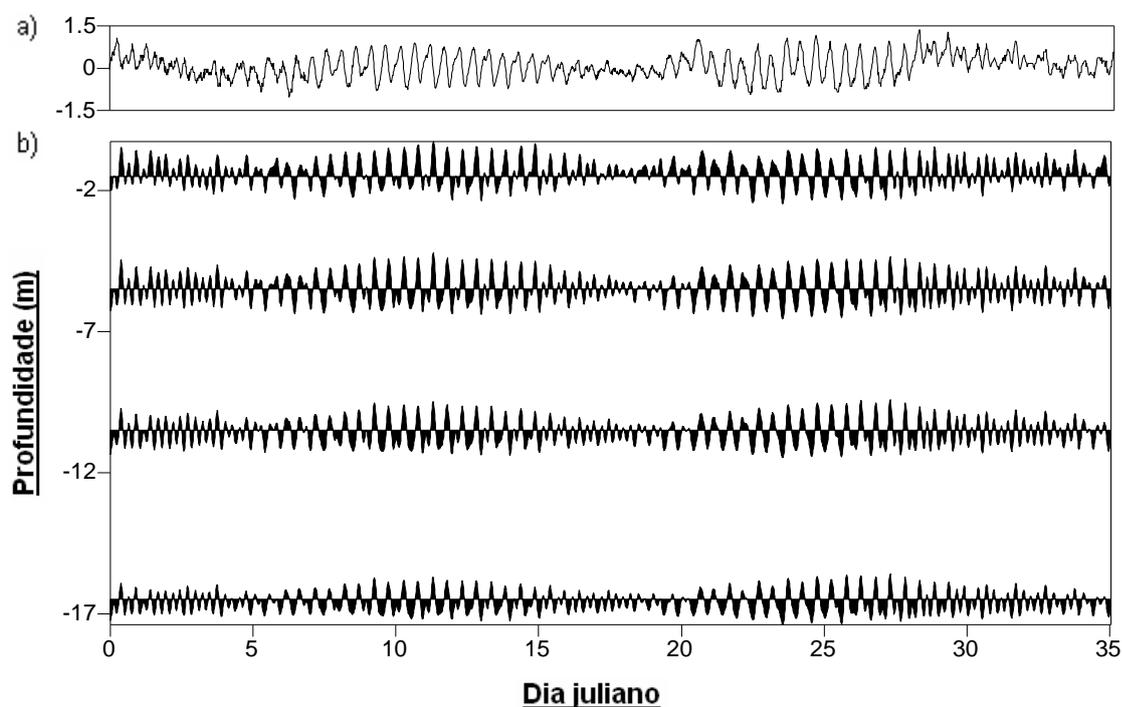


Figura 4-35: Séries temporais simultâneas de nível d'água (a) medido na estação maregráfica da praia do Capri; componente longitudinal à costa de correntes (b), esta última variando em função da profundidade.

Para melhor interpretação dos dados de correntes foi realizado digramas de freqüências de ocorrência conjunta entre velocidade e direção das correntes. Esse diagrama mostra a freqüência de ocorrência das velocidades em determinadas direções, a velocidade média e máxima das correntes e a direção média para cada intervalo de velocidade.

Na profundidade 0,5 m (Tabela 4-7), pode-se observar a tendência das correntes se dirigirem para ENE (vazantes) e OSO (enchente) devido a maior ocorrência de 23,0% e 13,3%, respectivamente. As correntes para ENE apresentam uma velocidade média de 0,9 m/s e máxima de 1,6 m/s. As correntes para OSO apresentam uma velocidade média de 0,7 m/s e máxima de 1,4 m/s. Portanto, nesta

profundidade a maior frequência é de correntes de maré vazantes com velocidades maiores que correntes de maré enchente. As velocidades menores, compreendidas entre 0,0 m/s e 0,5 m/s, representam 58,5% das ocorrências durante o período amostrado e as velocidades maiores, compreendidas entre 1,25 m/s e 1,75 m/s, representam 1,2% das ocorrências, acontecendo apenas nos picos de maré vazante ou enchente.

Na profundidade 5,5 m (Tabela 4-8), pode-se observar a tendência das correntes se dirigirem para ENE (vazantes) e OSO (enchente) devido a maior ocorrência de 20,9% e 22,7%, respectivamente. As correntes para ENE apresentam uma velocidade média de 1,0 m/s e máxima de 1,8 m/s. As correntes para OSO apresentam uma velocidade média de 0,7 m/s e máxima de 1,4 m/s. Portanto, nesta profundidade a maior frequência é de correntes de maré enchentes, porém com velocidades menores que correntes de maré vazante. As velocidades menores, compreendidas entre 0,0 m/s e 0,5 m/s, representam 56,1% das ocorrências durante o período amostrado e as velocidades maiores, compreendidas entre 1,25 m/s e 1,75 m/s, representam 1,2% das ocorrências, acontecendo apenas nos picos de maré vazante ou enchente.

Na profundidade 10,5 m (Tabela 4-9), pode-se observar a tendência das correntes se dirigirem para ENE (vazantes) e OSO (enchente) devido a maior ocorrência de 15,6% e 26,2%, respectivamente. As correntes para ENE apresentam uma velocidade média de 0,7 m/s e máxima de 1,4 m/s. As correntes para OSO apresentam uma velocidade média de 0,7 m/s e máxima de 1,3 m/s. Portanto, nesta profundidade a maior frequência é de correntes de maré enchentes com velocidades ligeiramente maiores que correntes de maré vazante. As velocidades menores, compreendidas entre 0,0 m/s e 0,5 m/s, representam 57,7% das ocorrências durante o período amostrado e as velocidades maiores, compreendidas entre 1,25 m/s e 1,75 m/s, representam 0,3% das ocorrências, acontecendo apenas nos picos de maré vazante ou enchente.

Na profundidade 15,5 m (Tabela 4-10), pode-se observar a tendência das correntes se dirigirem para ENE (vazantes) e OSO (enchente) devido a maior ocorrência de 10,5% e 24,8%, respectivamente. As correntes para ENE apresentam uma velocidade média de 0,6 m/s e máxima de 1,2 m/s. As correntes para OSO apresentam uma velocidade média de 0,7 m/s e máxima de 1,3 m/s. Portanto, nesta profundidade a maior frequência é de correntes de maré enchentes com velocidades ligeiramente maiores que correntes de maré vazante. As velocidades menores, compreendidas entre 0,0 m/s e 0,5 m/s, representam 72,8% das ocorrências durante o período amostrado e as velocidades maiores, compreendidas entre 1,25 m/s e 1,75 m/s praticamente não ocorrem (menos que 0,04%). As velocidades entre 1,00 m/s e 1,25 m/s representam 9% das ocorrências.

Tabela 4-7: Diagrama de ocorrência conjunta entre velocidade e direção da corrente medida a 0,5 m de profundidade na desembocadura da Baía da Babitonga.

Velocidade	N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	SSO	SO	OSO	O	ONO	NO	NNO	TOTAL	%	Dir.Média
0,0 - 0,25	35	48	65	53	67	30	25	35	34	32	43	30	44	29	27	18	615	24.3	179.3
0,25 - 0,50	20	60	122	143	82	27	10	9	23	45	112	111	59	19	16	8	866	34.2	179.8
0,50 - 0,75	2	15	92	155	44	9	1			11	101	108	11		1		550	21.7	154.1
0,75 - 1,00		2	47	136	20					7	64	57					333	13.2	141.3
1,00 - 1,25			15	72	7						14	27					135	5.3	145.3
1,25 - 1,50			2	22	2						1	3					30	1.2	146.4
1,50 - 1,75				1													1	0.0	86.8
1,75 - 2,00																			
TOTAL	57	125	343	582	222	66	36	44	57	95	335	336	114	48	44	26	2530		
%	2.3	4.9	13.6	23.0	8.8	2.6	1.4	1.7	2.3	3.8	13.2	13.3	4.5	1.9	1.7	1.0			
Vel. Média	0.4	0.5	0.7	0.9	0.7	0.4	0.4	0.2	0.2	0.5	0.7	0.7	0.4	0.2	0.3	0.2			
Vel. Max	0.7	0.8	1.4	1.6	1.3	0.6	0.6	0.3	0.5	0.9	1.4	1.4	0.7	0.5	0.5	0.5			0,5 m

Tabela 4-8: Diagrama de ocorrência conjunta entre velocidade e direção da corrente medida a 5,5 m de profundidade na desembocadura da Baía da Babitonga.

Velocidade	N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	SSO	SO	OSO	O	ONO	NO	NNO	TOTAL	%	Dir.Média
0,0 - 0,25	29	44	49	49	44	27	28	35	26	36	58	55	43	36	28	26	613	24.2	179.7
0,25 - 0,50	10	34	119	127	69	14	16	7	7	27	138	154	53	12	8	12	807	31.9	180.0
0,50 - 0,75		2	61	143	27	3				8	123	184	16				567	22.4	153.8
0,75 - 1,00			25	106	5	1					77	138	2				354	14.0	160.6
1,00 - 1,25			13	78	1						27	40					159	6.3	146.7
1,25 - 1,50			1	22								4					27	1.1	132.0
1,50 - 1,75				2													2	0.1	79.8
1,75 - 2,00				1													1	0.0	71.1
TOTAL	39	80	268	528	146	45	44	42	33	71	423	575	114	48	36	38	2530		
%	1.5	3.2	10.6	20.9	5.8	1.8	1.7	1.7	1.3	2.8	16.7	22.7	4.5	1.9	1.4	1.5			
Vel. Média	0.2	0.3	0.7	1.0	0.6	0.4	0.2	0.2	0.2	0.4	0.6	0.7	0.5	0.2	0.2	0.2			
Vel. Max	0.4	0.5	1.3	1.8	1.2	0.8	0.4	0.4	0.5	0.6	1.2	1.4	0.9	0.5	0.4	0.4			5,5 m

Tabela 4-9: Diagrama de ocorrência conjunta entre velocidade e direção da corrente medida a 10,5 m de profundidade na desembocadura da Baía da Babitonga.

Velocidade	N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	SSO	SO	OSO	O	ONO	NO	NNO	TOTAL	%	Dir.Média
0,0 - 0,25	44	41	51	45	57	37	24	22	24	34	56	51	54	55	40	37	672	26.6	180.2
0,25 - 0,50	13	40	82	99	56	8	8	4	6	27	128	175	101	25	6	9	787	31.1	179.5
0,50 - 0,75		4	59	139	22					9	131	288	46				698	27.6	158.5
0,75 - 1,00			25	75	5						64	133	8				310	12.3	167.8
1,00 - 1,25				30	1						8	16					55	2.2	166.5
1,25 - 1,50				7								1					8	0.3	163.4
1,50 - 1,75																			
1,75 - 2,00																			
TOTAL	57	85	217	395	141	45	32	26	30	70	387	664	209	80	46	46	2530		
%	2.3	3.4	8.6	15.6	5.6	1.8	1.3	1.0	1.2	2.8	15.3	26.2	8.3	3.2	1.8	1.8			
Vel. Média	0.2	0.3	0.5	0.7	0.6	0.2	0.2	0.2	0.2	0.4	0.6	0.7	0.5	0.2	0.2	0.2			
Vel. Max	0.5	0.6	1.0	1.4	1.2	0.4	0.5	0.4	0.4	0.7	1.2	1.3	0.9	0.5	0.4	0.4			10,5 m

Tabela 4-10: Diagrama de ocorrência conjunta entre velocidade e direção da corrente medida a 15,5 m de profundidade na desembocadura da Baía da Babitonga.

Velocidade	N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	SSO	SO	OSO	O	ONO	NO	NNO	TOTAL	%	Dir.Média
0,0 - 0,25	53	47	53	55	48	35	23	31	27	49	59	78	92	61	52	29	792	31.3	179.7
0.25 - 0.50	13	55	104	88	41	15	6	4	13	44	168	277	146	43	16	18	1051	41.5	179.7
0.50 - 0.75		5	63	83	10				1	12	95	220	56	7			552	21.8	175.2
0.75 - 1.00			14	36	2						17	51	4	1			125	4.9	185.5
1.00 - 1.25	1			4	1						2	1					9	0.4	136.0
1.25 - 1.50												1					1	0.0	261.4
1.50 - 1.75																			
1.75 - 2.00																			
TOTAL	67	107	234	266	102	50	29	35	41	105	341	628	298	112	68	47	2530		
%	2.6	4.2	9.2	10.5	4.0	2.0	1.1	1.4	1.6	4.2	13.5	24.8	11.8	4.4	2.7	1.9			
Vel. Média	0.5	0.4	0.5	0.6	0.6	0.2	0.2	0.2	0.3	0.4	0.6	0.7	0.5	0.5	0.2	0.2			
Vel. Max	1.1	0.6	1.0	1.2	1.0	0.4	0.4	0.4	0.5	0.6	1.1	1.3	0.9	0.9	0.5	0.5			15,5 m

Os espectros rotatórios foram analisados para a determinação dos principais períodos de oscilação que ocorrem na Baía da Babitonga. Os espectros foram calculados utilizando 2523 pontos de amostragem durante o período amostrado.

Os resultados mostram que o espectro de energia total, que é a soma dos espectros horário com o anti-horário, apresentou vários períodos principais de oscilação, identificados em horas na Figura 4-36. O pico mais significativo é o de 12,0 horas, referente à frequência das marés semi-diurnas, associadas aos componentes harmônicos M2 e S2. Foram identificados ainda o período de oscilação de 6,1 horas, correspondente às marés quarto-diurnas (componentes harmônicos M4, MS4 e MH4), de 8,2 horas, correspondendo à faixa de frequência das marés terc-diurnas (componentes harmônicos M3, MK3 e MO3) e de 24,8 horas, correspondendo à faixa de frequência das marés diurnas e/ou efeito das brisas marinhas (componentes harmônicos K1 e O1).

Na superfície (0,5 m), a amplitude do pico principal (12,0 horas), estimada por $1/2\sqrt{S(f)}$, ficou em 0,27 m/s, enquanto que o pico menos representativo (24,8 horas) é de 0,05 m/s. No fundo (15,5 m), O pico de 12 horas reduziu sua energia em 19,5%, apresentando uma amplitude de 0,22 m/s. O pico de 24,8 horas reduziu 49%, com uma amplitude de 0,03 m/s. De acordo com (Carvalho 2003) esta redução pode ser relacionada à atuação das brisas marinhas na superfície, essas podem estar forçando o movimento em conjunto com as forçantes astronômicas de mesmo período. Não sendo possível separá-las na prática, tal suposição torna-se viável quando comparamos as magnitudes dos picos semi-diurnos e diurnos.

O coeficiente de rotação (Figura 4-37) para todos os picos foi zero, indicando que os vetores apresentam apenas pulsação sem rotação. As elipses apresentaram direções aproximadas para todos os picos de energia (Figura 4-38), variando entre 75 e 77 graus, concordando com o observado nos diagramas de ocorrência conjunta. Esta pequena variação pode estar relacionada à interação com o fundo próximo, e também com as limitações do equipamento, quanto à detecção de correntes muito baixas, muito próximas ao limite de percepção do mesmo.

Os altos valores de estabilidade das elipses (Figura 4-39) associadas a esses picos indicaram que os mesmos são bastante freqüentes. Todos os picos apresentaram estabilidade igual a 1.

Os cenários descritos pelos espectros rotatórios em superfície e fundo indicam que a corrente segue um padrão bem comportado na faixa de freqüência das marés astronômicas. O espectro rotatório total mostrou quatro faixas de freqüências de oscilação observadas tanto próximo à superfície quanto ao fundo, porém com menores amplitudes para este último. A mais significativa em ordem de magnitude é referente a faixa de freqüência das marés semidiurnas com período aproximado de 12 horas, seguido pela terc-diurna com período aproximado de 8 horas, quarto-diurna com período de 6 horas e com período cerca de 24 horas as marés diurnas e/ou ao efeito local das brisas marinhas, pois possuem o mesmo período, não podendo separá-las.

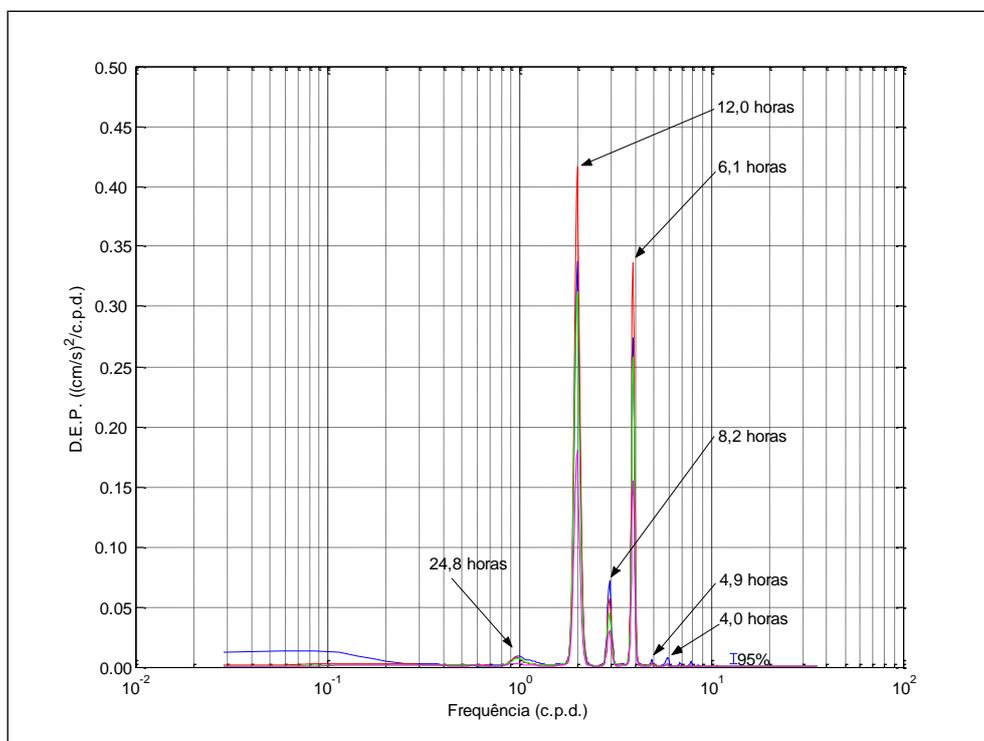


Figura 4-36: Espectro total de energia das correntes observadas ao longo da coluna de água na desembocadura da Baía da Babitonga.

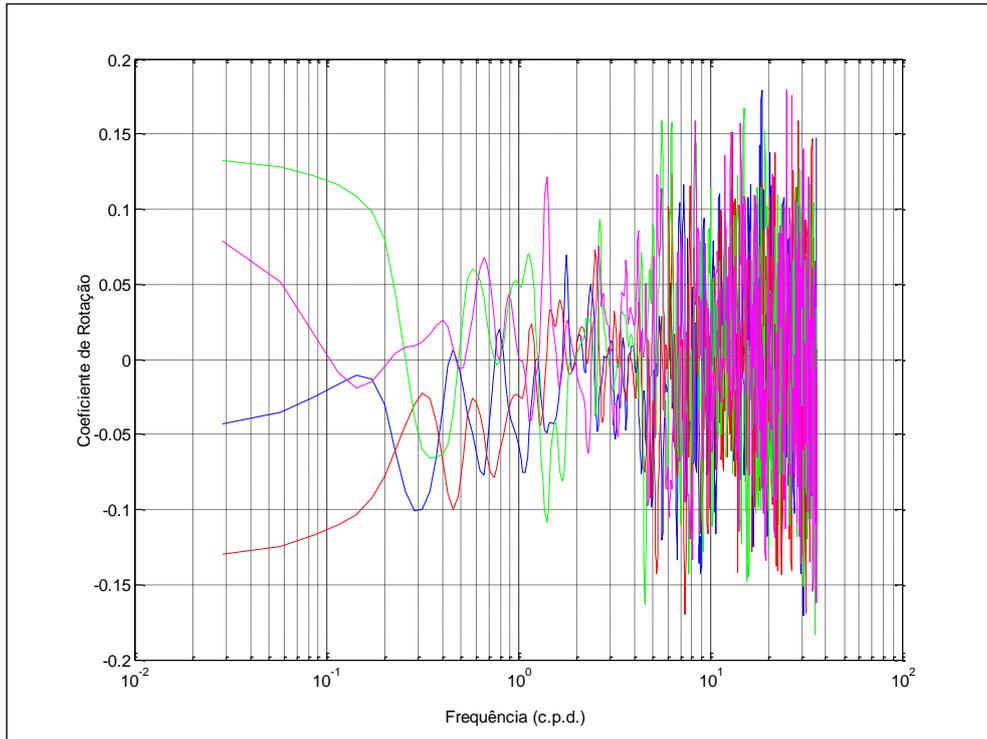


Figura 4-37: Coeficiente de rotação das correntes observadas ao longo da coluna de água na desembocadura da Baía da Babitonga.

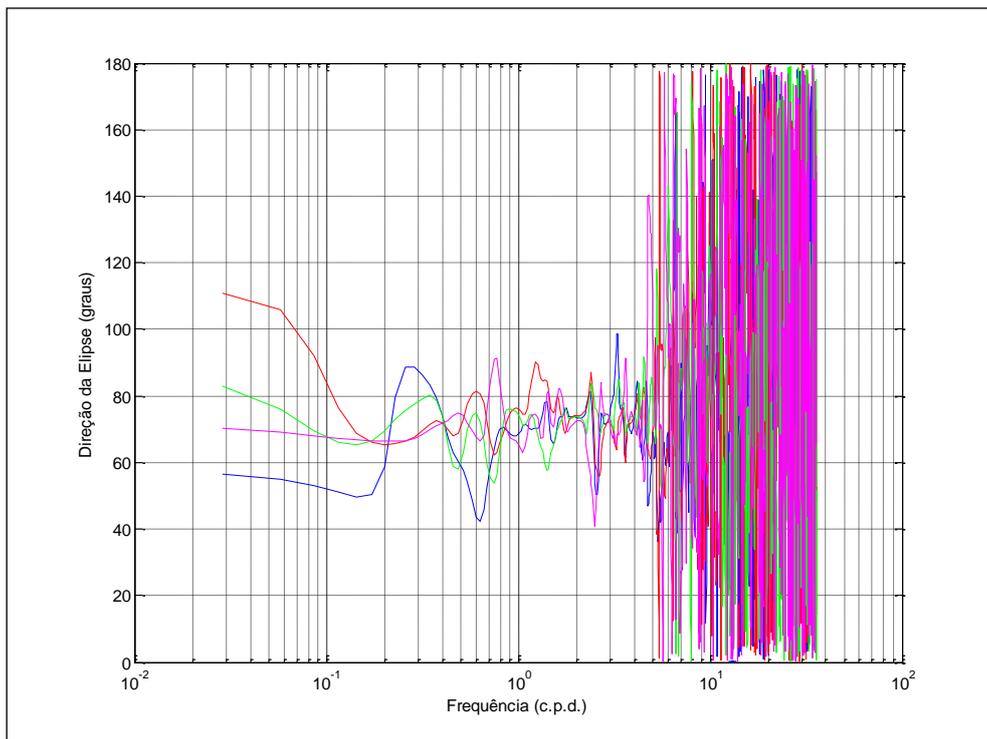


Figura 4-38 Direção da elipse das correntes observadas ao longo da coluna de água na desembocadura da Baía da Babitonga.

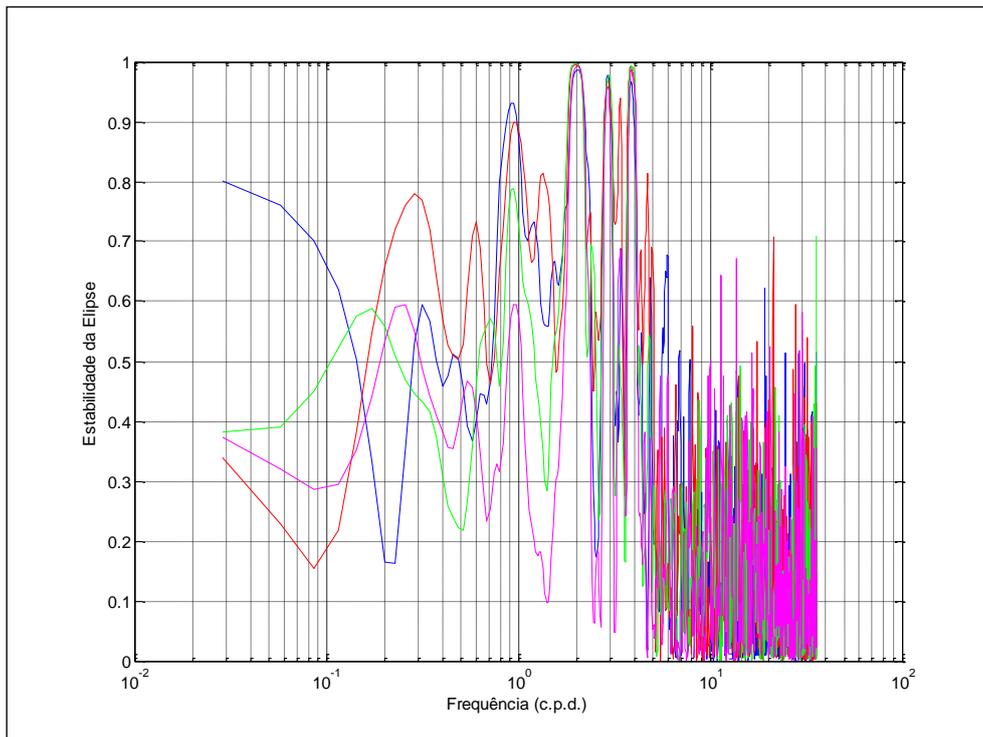


Figura 4-39: Estabilidade da elipse das correntes observadas ao longo da coluna de água na desembocadura da Baía da Babitonga.

4.5. Conclusão

As isolinhas de batimetria ao largo da Ilha de São Francisco mostram-se de modo geral paralelas à linha de costa. Na baía da Babitonga as maiores profundidades foram observadas na desembocadura. A partir desta área até o interior da baía ocorre uma diminuição gradativa das profundidades, apresentando regiões com 3 m de profundidade em média interligadas com canais de aproximadamente 6 m de profundidade. As áreas próximas ao aterro do Canal do Linguado, considerando o lado da Baía da Babitonga, são caracterizadas por profundidades extremamente baixas que afloram durante marés baixas.

Na desembocadura do Canal do Linguado é possível observar a presença de um delta de maré enchente bem desenvolvido que chega a aflorar durante marés de sizígia extremas. Nesta área, observa-se um canal mais aprofundado com aproximadamente 3 m de profundidade em média com forma sinuosa que passa no entorno do delta de maré enchente unindo-se após esta feição formando um canal principal que beira o município de Barra do Sul. O canal ao norte do delta é ligeiramente mais profundo (média de 2,5 m) que o do sul (média de 1,8 m), sugerindo que, neste local, sua manutenção seja feita pelas correntes de marés vazante, devida sua posição. A presença do canal ao sul é mantida pelas correntes de marés enchentes que atuam livremente no local. À montante da desembocadura é caracterizada por um ambiente raso sujeito a presença de grandes bancos arenosos e pequenos canais. Nas proximidades do aterro do Canal do Linguado observam-se, em alguns pontos específicos, buracos com aproximadamente 10 m

de profundidade. Este fato sugere uma cota batimétrica anterior a construção do aterro, já que esta área não está condicionada a características ambientais naturais ou ações antrópicas, como dragagem, que justifiquem a presença destes buracos.

A distribuição espacial das texturas sedimentares predominantes mostra o domínio de areias ao longo da desembocadura do Canal do Linguado. O delta de maré enchente é caracterizado pela presença de areias grossas, bem selecionadas, aproximadamente simétricas com distribuição mesocúrtica.

Os resultados apresentados mostram uma discrepância entre os valores de velocidade e direção dos ventos quando comparados entre as estações meteorológicas V1, V2 e V3. Estas diferenças sugerem uma variação no padrão dos ventos ao longo da área de estudo. As principais diferenças podem ser visualizadas na Estação Meteorológica V3, onde as características do relevo na área de amostragem influenciam neste parâmetro. Além de diferenças significativas na direção dos ventos, se comparado com a região oceânica, observa-se valores menores de velocidade neste local.

A interpretação das constantes harmônicas evidenciou que o principal forçante da circulação na baía é a maré astronômica, sendo as principais componentes semidiurnas, M2 e S2, somadas correspondem cerca de 60 % de toda a energia associada à maré, destacando seu forte caráter semidiurno da maré astronômica na Baía da Babitonga.

As componentes semidiurna e quarto-diurna sofreram amplificação à medida que se deslocavam para o interior do canal principal. Já as componentes diurnas sofreram redução na amplitude em direção ao interior da Baía da Babitonga. Este padrão pode estar relacionado provavelmente às características da topografia de fundo e/ou pelo estreitamento do canal.

Os componentes semidiurnos apresentaram um atraso de fase de aproximadamente 117 minutos e 113 minutos, respectivamente, entre a desembocadura da Baía da Babitonga (estação maregráfica T3) e montante do Rio Palmital (estação maregráfica T4). Para as estações maregráficas T5 (Iate Clube de Joinville) e T6 (Aterro_Babitonga) o atraso de fase para M2 foi de cerca de 25 minutos e 31 minutos, respectivamente e para S2 de 27 minutos e 30 minutos, respectivamente.

A defasagem da onda de maré no Canal do Linguado, definida entre as fases das estações maregráficas T7 (Iha dos Remédios) e T8 (Aterro_Linguado), foi de aproximadamente 156 minutos para M2 e 148 minutos para S2. O maior tempo de propagação da onda de maré entre a parte oceânica e o aterro do lado do Canal do Linguado pode ser justificado pelas obstruções físicas que ocorrem na desembocadura deste sistema costeiro, decorrentes da presença de um delta de maré de enchente bem desenvolvido no local.

A amplitude dos componentes semi-diurnos M2 e S2 apresentaram uma redução de aproximadamente 80% entre estas estações. Com exceção do componente M_{sf}, que sofreu um aumento de cerca de 22%, os restantes também apresentaram uma redução, implicando numa redução do sinal de maré no interior do Canal do Linguado (Figura 4-20). Este fato sugere que as pequenas áreas de seção

transversal da desembocadura (preamar e baixamar), associada aos efeitos friccionais, devido às baixas profundidades, presença de bancos arenosos e ilhas no local, sejam a causa desta redução.

Os dados de correntes mostraram um pico de velocidade instantânea de cerca de 1.76 m/s durante a maré vazante do dia 04 de março de 2003 (sizígia) e valor médio de 0,46 m/s ao longo da coluna de água. A velocidade média no fundo (0,38 m/s) foi ligeiramente menor que o valor encontrado na superfície (0,49 m/s).

Em todas as profundidades de amostragem pode-se observar a tendência das correntes se dirigirem para ENE (vazantes) e OSO (enchente). Com exceção da superfície, a maior frequência é de correntes de maré enchentes com velocidades ligeiramente maiores que correntes de maré vazante. As velocidades menores, compreendidas entre 0,0 m/s e 0,5 m/s, representam em média na coluna de água 61,2% das ocorrências durante o período amostrado e as velocidades maiores, compreendidas entre 1,25 m/s e 1,75 m/s representam cerca de 1% das ocorrências.

A análise espectral de correntes mostrou um padrão bem comportado na faixa de frequência das marés astronômicas. O espectro total apresentou quatro faixas de frequências de oscilações observadas ao longo da coluna de água. A mais significativa em ordem de magnitude é referente a faixa de frequência das marés semidiurnas, seguido pela quarto-diurna, terc-diurna, e diurna. Contudo as amplitudes dessas faixas de frequências sofreram uma redução da superfície em relação ao fundo. Deste modo percebe-se os padrões de correntes são rígidos basicamente pela variação da maré astronômica.

5. Simulação Hidrodinâmica do Canal do Linguado e Baía da Babitonga

5.1. Introdução

Este Capítulo apresenta informações hidrodinâmicas do Canal do Linguado e Baía da Babitonga, obtidas através de simulações numéricas, onde foi possível avaliar as modificações no padrão de circulação das águas, decorrentes da retirada do aterro sul que separa estes ambientes e da criação de canais aprofundados na região dos aterros e na desembocadura do Canal do Linguado.

5.1.1. Sobre o Modelo Hidrodinâmico

Modelos numéricos são ferramentas integradoras, com as quais se consegue uma visão dinâmica de processos em corpos de água complexos. Através de modelos pode-se interpolar e extrapolar espacial e temporalmente as informações obtidas nos poucos pontos onde os dados foram medidos, para toda a área de interesse, além de prever impactos de modificações a serem introduzidas no meio ou situações com cenários diferentes dos que ocorreram nas situações de medição. Assim, estas ferramentas reproduzem os padrões heterogêneos de circulação em corpos de água com geometria complexa, sendo alternativa para determinar as características hidrodinâmicas de uma determinada região.

Para realização das simulações hidrodinâmicas foi utilizado o *software* SisBaHiA®. Trata-se de um sistema de modelos computacionais para previsão do escoamento e também para a previsão do transporte de grandezas escalares qualificadoras em corpos de água naturais. Os modelos para previsão do movimento das águas (quantidades) são denominados “modelos hidrodinâmicos” e os modelos de transporte de escalares (qualidade) são os “modelos de dispersão”.

O SisBaHiA® é fruto de um desenvolvimento conjunto entre a Área de Engenharia Costeira & Oceanográfica do Programa de Engenharia Oceânica e da Área de Banco de Dados do Programa de Engenharia de Sistemas & Computação, ambos da Coordenação de Programas de Pós Graduação em Engenharia (COPPE) da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), sob os auspícios da Fundação Coppetec.

5.1.2. Descrição Teórica do Modelo Hidrodinâmico

O modelo hidrodinâmico gera campos de corrente em corpos de água rasos com superfície livre, cujos gradientes de densidade não sejam relevantes. O mesmo permite trabalhar com correntes promediadas na vertical (módulo 2DH) e/ou conhecer o perfil vertical tridimensional de correntes (módulo 3D) influenciado pelas tensões de atrito na superfície e no fundo.

O modelo resolve as equações de Navier-Stokes, com aproximações de águas rasas (pressão hidrostática), fornecendo a cada passo de tempo, a posição da superfície livre e o campo de velocidades dentro do domínio considerado. As equações de Navier-Stokes expressam os princípios básicos da conservação da quantidade de movimento. O sistema de equações diferenciais é resolvido numericamente em conjunto com a equação da continuidade.

A rotina de solução 2DH usa processo iterativo GMRES. O esquema de solução 3D é implícito na direção vertical e explícito nos níveis horizontais. Assim, ao longo de cada coluna de água representada por um nó de malha visto de topo, resulta um problema numérico 1D. Os problemas 1D são tratados em esquemas de diferenças finitas, usando o método de varredura dupla na solução. Uma opção de solução numérico-analítica é também disponível para computação dos perfis de velocidade 3D. Tal opção é mais rápida, e dá resultados adequados em regiões de escoamento com acelerações advectivas pequenas.

Optou-se, neste trabalho, por uma breve descrição do modelo apontando suas principais características que permitem uma compreensão geral do mesmo. Evitou-se descrever o conjunto de equações e procedimentos adotados na modelagem numérica de circulação do FIST3D uma vez que tais considerações encontram-se didaticamente bem apresentadas na documentação técnica do SisBaHiA (COPPE, 2000).

5.1.3. Resumo das Equações Governantes do Módulo 2DH do Modelo Hidrodinâmico

As três equações necessárias para determinar as três incógnitas de circulação hidrodinâmica em um escoamento 2DH integrado na vertical, (ζ , U , V), são resumidas abaixo. Pode-se comparar a descrição dos termos nesse item com uma descrição semelhante para o escoamento 3D.

Equação de quantidade de movimento 2DH para um escoamento integrado na vertical, na direção x :

5-1

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \frac{1}{\rho_0 H} \left(\frac{\partial(H\bar{\tau}_{xx})}{\partial x} + \frac{\partial(H\bar{\tau}_{xy})}{\partial y} \right) + \frac{1}{\rho_0 H} (\bar{\tau}_x^S - \bar{\tau}_x^B) + 2\Phi \sin\theta V$$

Equação de quantidade de movimento 2DH para um escoamento integrado na vertical, na direção y :

5-2

$$\frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} = -g \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \frac{1}{\rho_0 H} \left(\frac{\partial(H\bar{\tau}_{xy})}{\partial x} + \frac{\partial(H\bar{\tau}_{yy})}{\partial y} \right) + \frac{1}{\rho_0 H} (\bar{\tau}_y^S - \bar{\tau}_y^B) - 2\Phi \sin\theta U$$

Equação da continuidade (do volume) integrada ao longo da vertical:

5-3

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial UH}{\partial x} + \frac{\partial VH}{\partial y} = 0$$

Utilizando a equação de quantidade de movimento na direção x como exemplo, o seguinte quadro explica o significado de cada termo nas equações (5-1) e (5-2). Evidentemente, o significado dos termos semelhantes na equação de quantidade de movimento na direção y é o mesmo.

$\frac{\partial U}{\partial t}$	Representa a aceleração local do escoamento, i.e., em uma dada posição, a taxa de variação temporal do fluxo de quantidade de movimento 2DH por unidade de massa. Em escoamentos permanentes, esse termo é igual a zero.
$U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y}$	Representa a aceleração advectiva do escoamento, i.e., em um determinado instante, esses termos representam a taxa de variação espacial do fluxo de quantidade de movimento 2DH na direção x por unidade de massa. Em escoamentos uniformes, esses termos são iguais a zero.
$-g \frac{\partial \zeta}{\partial x}$	Representa a pressão hidrostática resultante na direção x (gradiente de pressão), devido à declividade da superfície de água na direção x . Conforme indicado pelo sinal negativo, o escoamento tende a ser de lugares onde o nível da água é mais alto para lugares onde o nível da água é mais baixo.
$\frac{1}{\rho_0 H} \left(\frac{\partial (H \bar{\tau}_{xx})}{\partial x} + \frac{\partial (H \bar{\tau}_{xy})}{\partial y} \right)$	Representa a resultante das tensões dinâmicas turbulentas 2DH no escoamento. Por exemplo, esses termos são responsáveis pela geração de vórtices horizontais em zonas de recirculação.
$2\Phi \sin \theta V$	Representa a força de Coriolis devido ao fato do referencial estar se movimentando na superfície da Terra.
$\frac{1}{\rho_0 H} \left(\tau_x^s \right)$	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.
$\frac{1}{\rho_0 H} \left(-\tau_x^B \right)$	Representa a tensão de atrito no fundo atuante no escoamento por unidade de massa. Conforme indicado pelo sinal negativo, esse termo sempre tende a desacelerar o escoamento. É sempre oposto ao escoamento.

Para a equação da continuidade 2DH, tem-se:

$\frac{\partial (\zeta + h)}{\partial t} = -\frac{\partial HU}{\partial x} - \frac{\partial HV}{\partial y}$	Evidentemente, possui o mesmo significado da equação semelhante no módulo 3D. Entretanto, reescrevendo (4.3) 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, $\frac{\partial HU}{\partial x}$ e $\frac{\partial HV}{\partial y}$.
--	--

Como exemplo, considere-se o caso de escoamento permanente e uniforme na direção x em um canal largo e longo, sem a ação do vento. A partir das explicações dadas acima, observa-se que a equação (5-1) ficaria reduzida a:

5-4

$$0 = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \frac{1}{\rho_o H} (-\tau_x^B)$$

Substituindo a definição de tensão de atrito, obtêm-se:

5-5

$$U|U| = -C_h^2 \frac{\partial \zeta}{\partial x} H \therefore U^2 = C_h^2 \left| \frac{\partial \zeta}{\partial x} \right| H \therefore |U| = C_h \sqrt{\left| \frac{\partial \zeta}{\partial x} \right| H}$$

Em escoamento permanente e uniforme, em canal largo e longo, a declividade da superfície livre é aproximadamente a mesma que a do fundo (I), ou seja $\left| \frac{\partial \zeta}{\partial x} \right| \cong I$.

Além disso, o raio hidráulico do canal é aproximadamente igual à profundidade média da seção transversal, ou seja, $H \approx R_h$. Dessa forma, utilizando também a relação entre os coeficientes de Chézy e Manning o resultado anterior pode ser escrito como:

5-6

$$|U| = C_h \sqrt{\left| \frac{\partial \zeta}{\partial x} \right| H} \rightarrow U = \underbrace{C_h}_{\text{Chézy}} \sqrt{I R_h} \rightarrow U = \underbrace{\frac{R_h^{1/6}}{n}}_{\text{Manning}} \sqrt{I R_h}$$

Essas são as conhecidas equações de Chézy e Manning para escoamento em condutos livres abertos. Observa-se que essas duas equações são, na verdade, formas simplificadas das equações de Navier–Stokes, que por sua vez, são nada mais nada menos do que a segunda lei de Newton escrita em um referencial Euleriano.

5.2. Objetivos

5.2.1. Objetivo Geral

- Compreender o padrão de circulação das águas do Canal do Linguado e da Baía da Babitonga a partir do uso de modelagem numérica dando ênfase a área dos aterros que separam estes ambientes e a desembocadura do Canal do Linguado. Este estudo considerou dois cenários distintos: Canal do Linguado e Baía da Babitonga separados pelos aterros Sul e Norte (situação atual) e Canal do Linguado e Baía da Babitonga interligados entre si devido à remoção do aterro sul.

5.2.2. Objetivo Específico

- Determinar o padrão de circulação atual das águas do Canal do Linguado e da Baía da Babitonga através de simulação numérica.
- Verificar modificações hidrodinâmicas na área da desembocadura do Canal do Linguado e na área dos aterros que separa este ambiente da Baía da Babitonga, considerando a remoção total do aterro sul e criação de um canal aprofundado na região dos aterros e desembocadura do Canal do Linguado.

5.3. Metodologia

5.3.1. Definição dos Cenários de Simulação

Os cenários descritos abaixo foram simulados considerando uma vazão líquida com ocorrência em 95% do tempo (Q95).

Cenário 1: O Canal do Linguado e Baía da Babitonga estão separados pelos aterros Norte e Sul e a linha de costa e morfologia do fundo de todo complexo estuarino não apresenta quaisquer modificações (situação atual).

Cenário 2: O Canal do Linguado e a Baía da Babitonga estão interligados devido a remoção do aterro Sul e procedeu-se a criação de um canal aprofundado na região dos aterros, com 4 metros de profundidade, e na desembocadura do Canal do Linguado, com 2,5 metros profundidades.

5.3.2. Definição do Domínio de Modelagem

Com uma área de 97484 km², o domínio de modelagem é limitado ao sul pela Praia de Barra do Sul e ao norte pela Praia de Itapoá, abrangendo as águas ao largo da Ilha de São Francisco, Baía da Babitonga e Canal do Linguado.

Nesta pesquisa foram utilizadas duas malhas de elementos finitos, correspondentes a cada cenário implementado. A malha numérica da situação atual, correspondente ao Cenário 1 (Figura 5-1), é constituída por 1946 elementos finitos quadrangulares e um total de 8753 nós no plano horizontal, sendo 6771 nós internos, 1889 nós no contorno de terra e 95 no contorno aberto. A distância média entre nós é de 250m. Na simulação do Cenário 2 (Figura 5-2) a malha sofreu pequenas modificações no local do aterro sul apenas, ficando com 1946 elementos finitos quadrangulares e um total de 8748 nós no plano horizontal, sendo 6773 nós internos, 1882 nós no contorno de terra e 95 no contorno aberto.

Ao longo do domínio de modelagem nos locais onde ocorrem os maiores gradientes de profundidade, áreas rasas e estreitamentos da linha de costa, como a desembocadura do Canal do Linguado, foi realizado um refinamento dos elementos

finitos, aumentando significativamente a resolução da malha nestes locais, onde a distância entre nós é de cerca de 20m.

5.3.3. Batimetria

A descrição da batimetria utilizada na simulação hidrodinâmica do Cenário 1 (Figura 5-3) é apresentada e discutida no Capítulo 4, que trata da caracterização morfológica e meteoceanográfica da área de estudo. Para o Cenário 2 (Figura 5-4) procedeu-se a criação de um canal aprofundado em 4 metros de profundidade e aproximadamente 13km de extensão, que liga o interior da Baía da Babitonga à montante do Canal do Linguado, através da remoção do aterro sul. Na região da desembocadura do Canal do Linguado foi criado um canal aprofundado em 2,5 metros de profundidade e aproximadamente 3km de extensão.

A Figura 5-5, Figura 5-6, Figura 5-7 e Figura 5-8 apresentam em detalhe a malha de elementos finitos e a batimetria da região dos aterros e da desembocadura do Canal do Linguado, relativos aos Cenários 1 e 2.

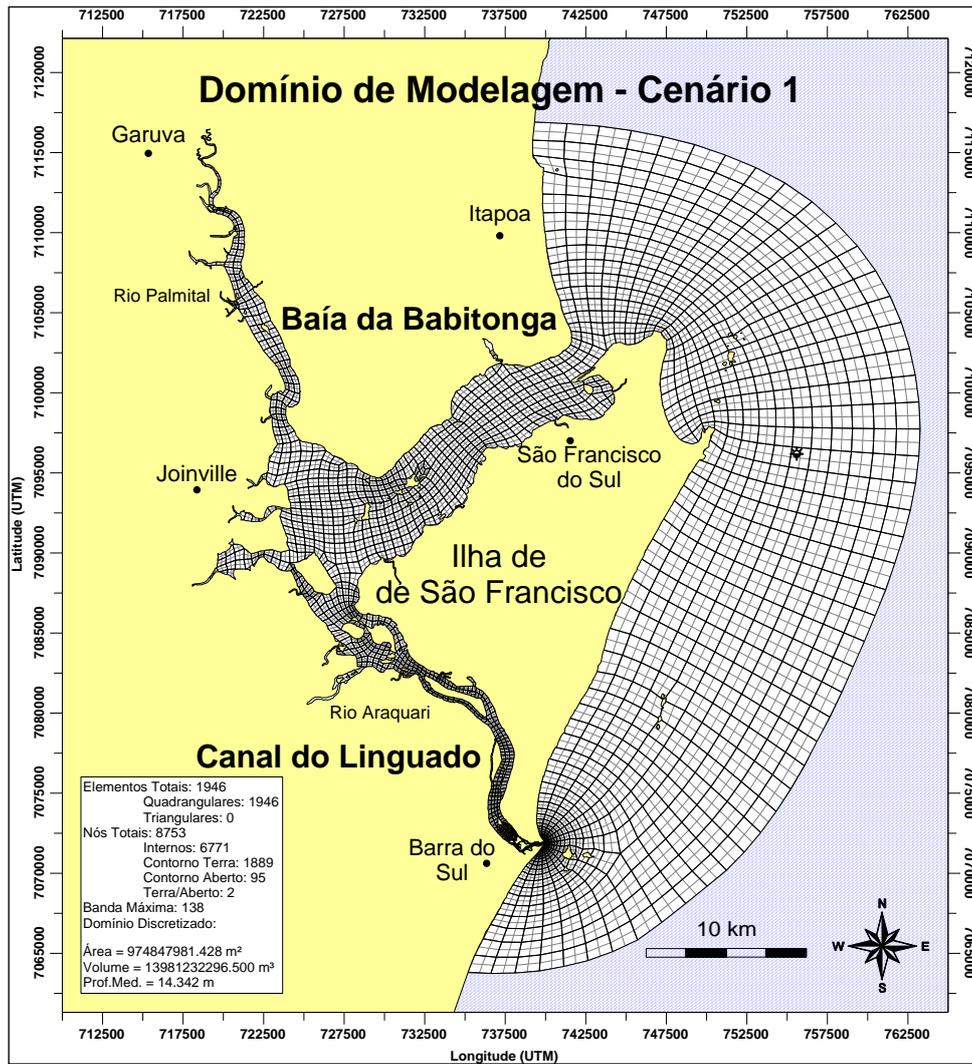


Figura 5-1: Domínio de modelagem limitado ao sul pela Praia de Barra do Sul e ao norte pela Praia de Itapoa, abrangendo as águas ao largo da Ilha de São Francisco, Canal do Linguado e Baía da Babitonga, relativo ao Cenário 1.

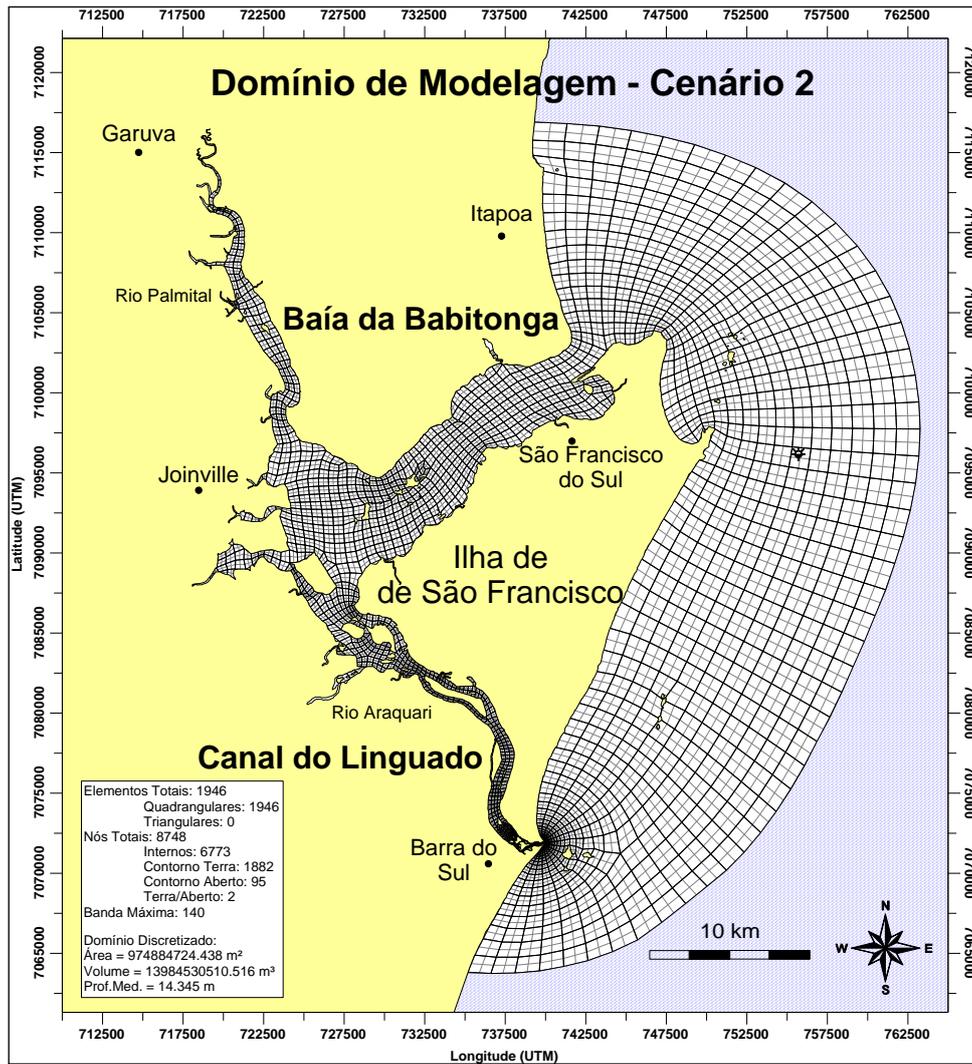


Figura 5-2: Domínio de modelagem limitado ao sul pela Praia de Barra do Sul e ao norte pela Praia de Itapoa, abrangendo as águas ao largo da Ilha de São Francisco, Canal do Linguado e Baía da Babitonga, relativo ao Cenário 2.

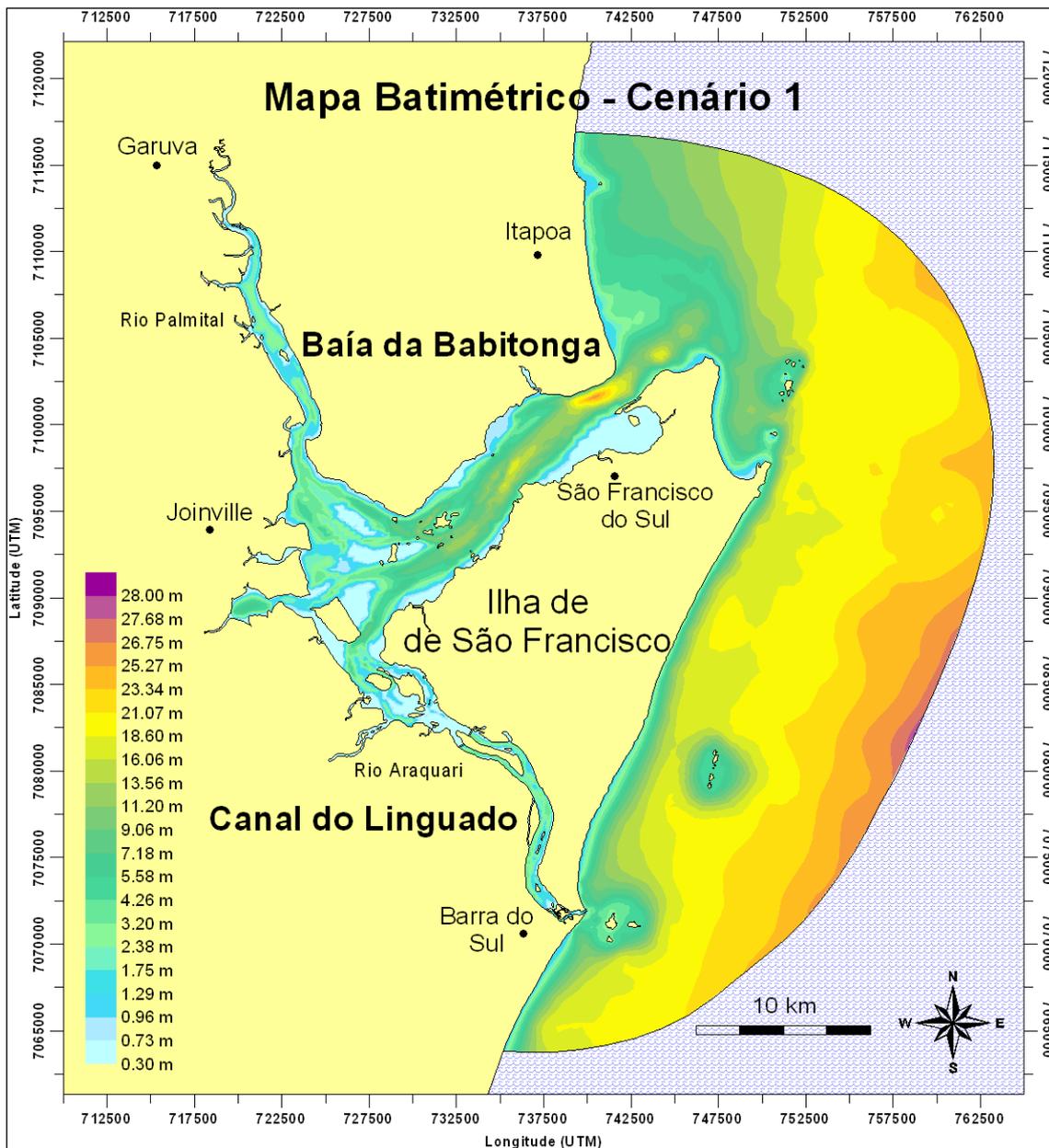


Figura 5-3: Mapa batimétrico utilizado nas simulações hidrodinâmicas do Cenário 1 (situação atual). Os valores de batimetria estão referenciados pelo IBGE.

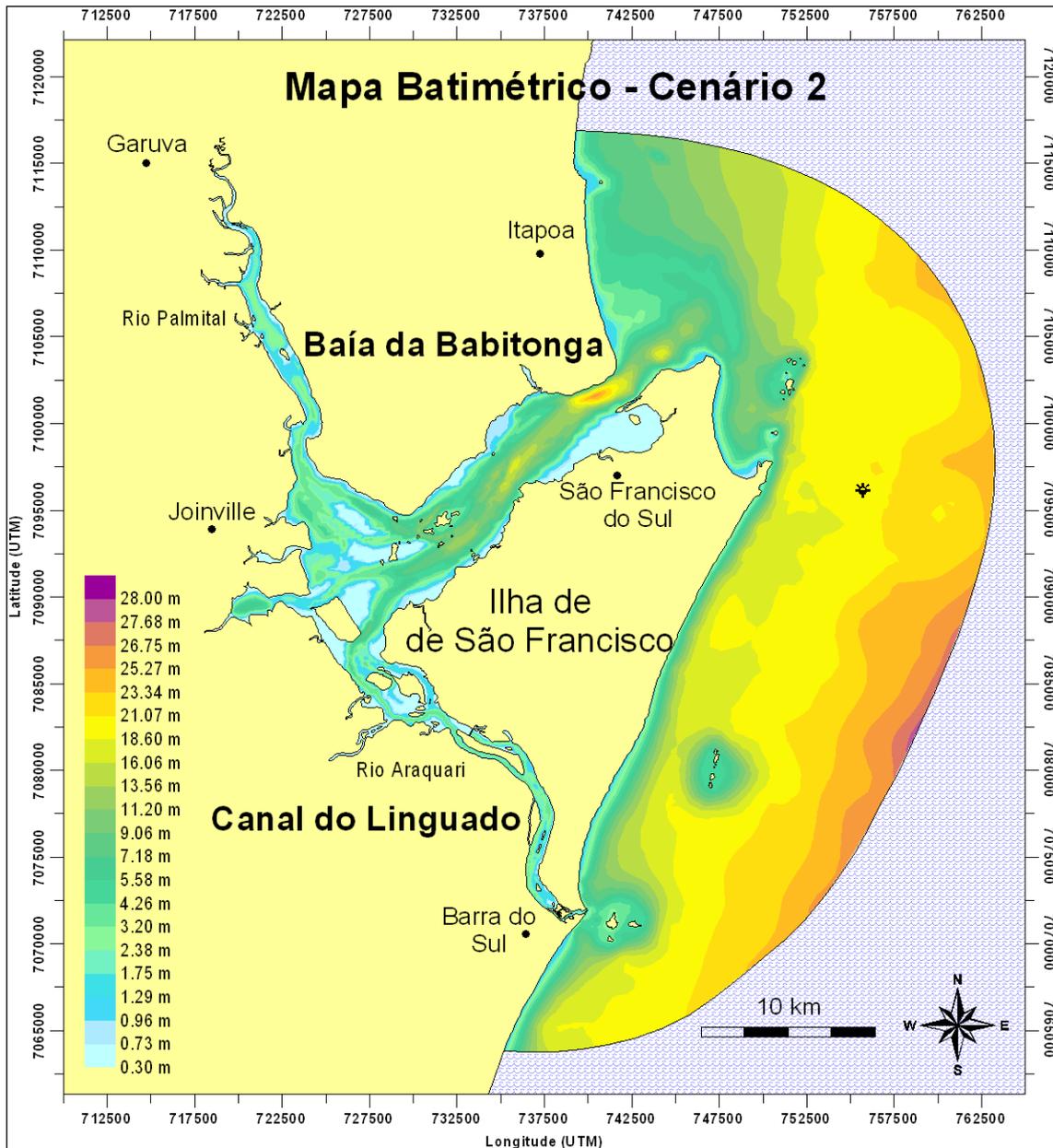


Figura 5-4: Mapa batimétrico utilizado nas simulações hidrodinâmicas do Cenário 2 (situação atual). Os valores de batimetria estão referenciados pelo IBGE.

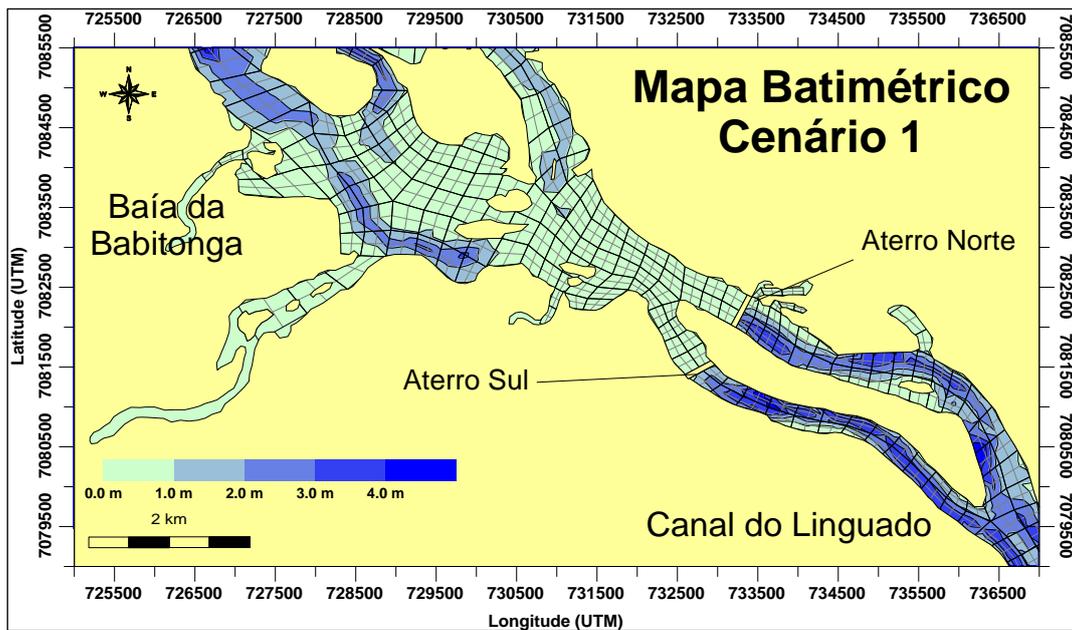


Figura 5-5: Detalhe da malha de elementos finitos e batimetria na área dos aterros que separam o Canal do Linguado e Baía da Babitonga, correspondendo ao Cenário 1 (situação atual). Os valores de batimetria estão referenciados pelo IBGE.

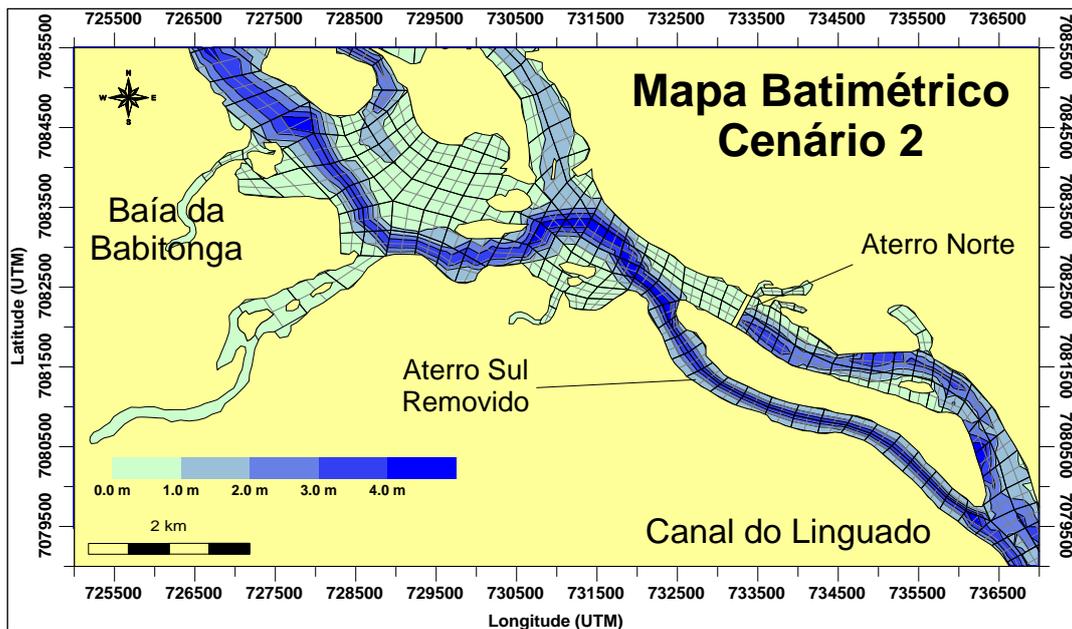


Figura 5-6: Detalhe da malha de elementos finitos e do canal aprofundado em 4m de profundidade na área onde o aterro sul foi removido (Cenário 2), interligando o interior da Baía da Babitonga ao Canal do Linguado. Os valores de batimetria estão referenciados pelo IBGE.

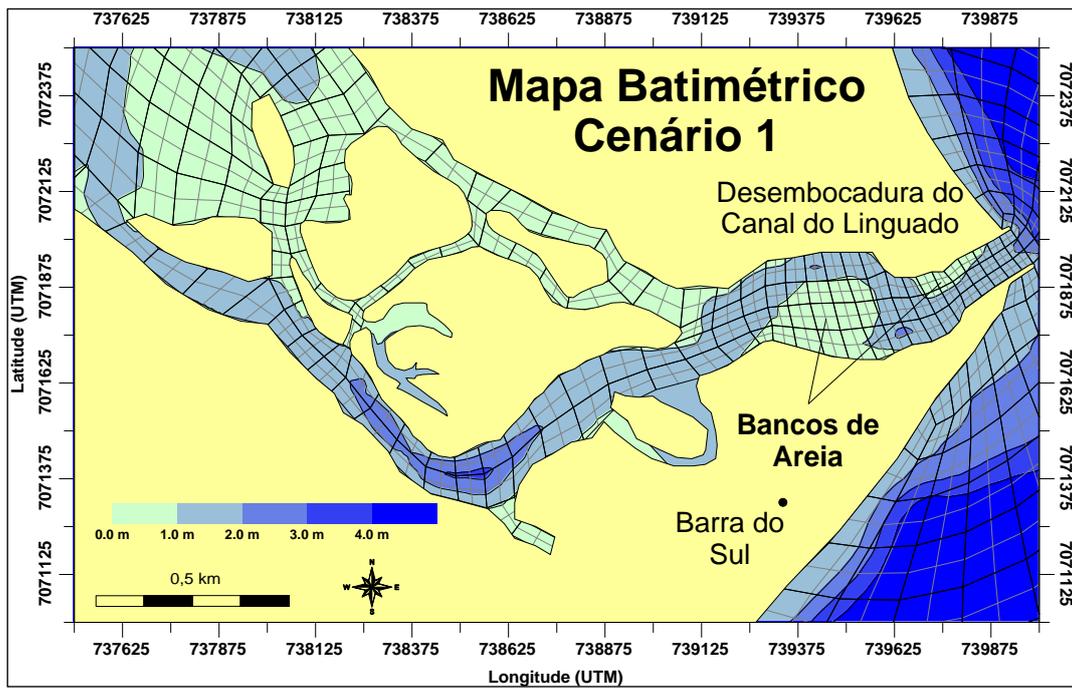


Figura 5-7: Detalhe da malha de elementos finitos e batimetria na desembocadura do Canal do Linguado, correspondendo ao Cenário 1 (situação atual). Os valores de batimetria estão referenciados pelo IBGE.

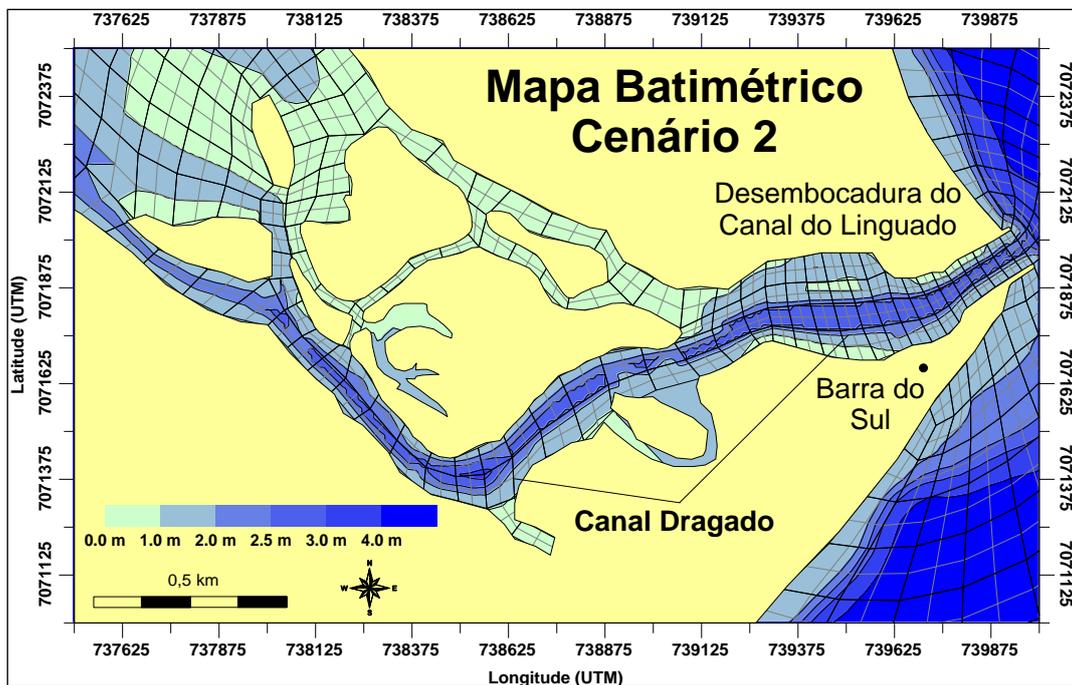


Figura 5-8: Detalhe da malha de elementos finitos e batimetria do canal aprofundado em 2,5m de profundidade na área da desembocadura do Canal do Linguado (Cenário 2). Os valores de batimetria estão referenciados pelo IBGE.

5.3.4. Rugosidade do Fundo

Para a região estudada foi utilizada rugosidade de 0,03m, definida a partir da Tabela 5-1 (SisBaHiA, 2006).

Tabela 5-1: Valores recomendados para rugosidade equivalente do fundo para uso no módulo 2DH.

Terreno ou leito de terra	
Leito com transporte de sedimentos	$0.0070\text{m} < \varepsilon < 0.0500\text{m}$
Leito com vegetação	$0.0500\text{m} < \varepsilon < 0.1500\text{m}$
Leito com obstáculos	$0.1500\text{m} < \varepsilon < 0.4000\text{m}$
Fundo de pedra ou rochoso	
Fundo de alvenaria	$0.0003\text{m} < \varepsilon < 0.0010\text{m}$
Fundo de pedra lisa	$0.0010\text{m} < \varepsilon < 0.0030\text{m}$
Fundo de asfalto	$0.0030\text{m} < \varepsilon < 0.0070\text{m}$
Fundo com pedregulho	$0.0070\text{m} < \varepsilon < 0.0150\text{m}$
Fundo com pedras médias	$0.0150\text{m} < \varepsilon < 0.0400\text{m}$
Fundo com pedras	$0.0400\text{m} < \varepsilon < 0.1000\text{m}$
Fundo com rochas	$0.1000\text{m} < \varepsilon < 0.2000\text{m}$
Fundo de Concreto:	
Fundo de concreto liso	$0.0001\text{m} < \varepsilon < 0.0005\text{m}$
Fundo de concreto inacabado	$0.0005\text{m} < \varepsilon < 0.0030\text{m}$
Fundo de concreto antigo	$0.0030\text{m} < \varepsilon < 0.0100\text{m}$

5.3.5. Séries Temporais Utilizadas

As informações sobre variação do nível de água e velocidade e direção dos ventos e correntes, que foram utilizadas na implementação do modelo hidrodinâmico, são descritos no Capítulo 4, que apresenta informações meteoceanográfica da área de estudo.

5.3.6. Condições de Contorno

As condições de contorno do modelo hidrodinâmico possibilitam transmitir informações para o interior do domínio de modelagem sendo definidas como contorno de terra ou contorno aberto.

A condição típica para os contornos de terra é a prescrição da componente do fluxo normal à fronteira aberta em todos os seus pontos, representando as margens do corpo de água estudado e possíveis pontos de afluxo ou efluxo, como rios ou estuários. Especificamente para este estudo, foi imposto um fluxo ou velocidade nodal nula nesta fronteira, a fim de considerar a linha de costa impermeável.

Os principais contribuintes de água doce do Canal do Linguado e Baía da Babitonga foram contemplados nas simulações numéricas realizadas. Entre eles estão os rios: Palmital, Sete Voltas, do Saco, Canela, Cubatão, Cachoeira, Paranaguá-Mirim,

Parati e Araquari. Especificamente, para estes contribuintes fluviais os nós do contorno de terra são do Tipo 9, que possibilitam inclusão dos valores de talude, ângulo e vazão.

O nó Tipo 2, que considera o ângulo da normal na simulação numérica, foi utilizado com o objetivo de orientar corretamente o escoamento hidrodinâmico em áreas de desembocadura de rios que, normalmente, apresenta direções de correntes perpendiculares às áreas nas quais desembocam.

O nó Tipo 3, que indica vazão tangencial igual a zero, foi utilizado nos contornos de terra das ilhas e linhas de costas presentes a jusante do Canal do Linguado. Este procedimento foi utilizado na fase de validação do modelo hidrodinâmico, objetivando reduzir a amplitude da elevação da maré à montante do Canal do Linguado (Estação Maregráfica T8).

Ao longo de todo o domínio de modelagem, os nós que formam ângulos menores ou iguais a 120 graus, foram atribuídos nós Tipo 5, representando um canto côncavo morto, onde a vazão normal e tangencial é zero.

Já os contornos abertos não são uma barreira física, representando o domínio de água modelado. As condições de afluxo ao longo dos nós desta fronteira foram determinadas visando orientar o escoamento hidrodinâmico paralelamente às isóbatas e, neste caso, a linha de costa, objetivando representar condições reais dos fluxos nesta área. Assim, ao longo de todo contorno aberto foi utilizado o nó Tipo 1, que considera o valor do ângulo da direção de afluxo com o eixo x.

A estratégia adotada nas simulações objetivou a validação das variações do nível de água no interior da Baía da Babitonga e Canal do Linguado. Assim, optou-se em utilizar como condição de contorno na fronteira aberta a elevação correspondente a estação maregráfica T3 (Capri), localizada na desembocadura da Baía da Babitonga.

5.3.7. Validação do Modelo Hidrodinâmico

Para realizar a validação do modelo hidrodinâmico foram estabelecidas, ao longo do domínio de modelagem, estações amostrais com as mesmas coordenadas geográficas (UTM) das estações amostrais realizadas em campo (Tabela 5-2). O tempo inicial (21/02/2003 12:00h) e final (23/03/2003 12:00h) da simulação numérica (condição de contorno na fronteira aberta), bem como o intervalo de amostragem coincide com as informações adquiridas em campo. Assim, o modelo foi configurado para gerar resultados espaciais a cada 3600 segundos (60 minutos) e temporais a cada 1200 segundos (20 minutos), ao longo de 30 dias consecutivos de simulação. Além de garantir a mesma localização das estações na área de estudo, os dados são comparados de forma simultânea. A Figura 5-9 mostra a área de estudo com a localização das estações de coleta.

Tabela 5-2: Coordenadas geográficas (UTM) das estações amostrais utilizadas na validação do modelo hidrodinâmico.

Estação	Localização	Coordenada_X	Coordenada_Y
T1	Monobóia Petrobrás	757819.11	7096055.75
T3	Praia do Capri	742917.36	7101822.02
T4	Montante Rio Palmital	718984.21	7115514.14
T5	late Clube Joinville	721514.87	7089959.14
T6	Aterro Babitonga	732638.13	7081460.75
T7	Ilha dos Remédios	741207.49	7071485.32
T8	Aterro Linguado	733317.74	7081951.76
C1	Desembocadura Babitonga	741471.78	7101768.79
C1	Desembocadura Linguado	739837.05	7071871.40
L1	Linguado Fora	740332.28	7072363.00
L2	Linguado Meio	736938.15	7074692.08
L3	Linguado Aterro Sul	733040.89	7081278.10
L4	Linguado Aterro Norte	733679.49	7081959.75
B1	Babitonga Fora	745695.66	7107574.95
B2	Babitonga Meio	734737.68	7097127.63
B3	Babitonga Joinville	725196.09	7092296.45
B4	Babitonga Palmital	722135.16	7104553.87
B5	Babitonga Aterro	731646.46	7082940.33

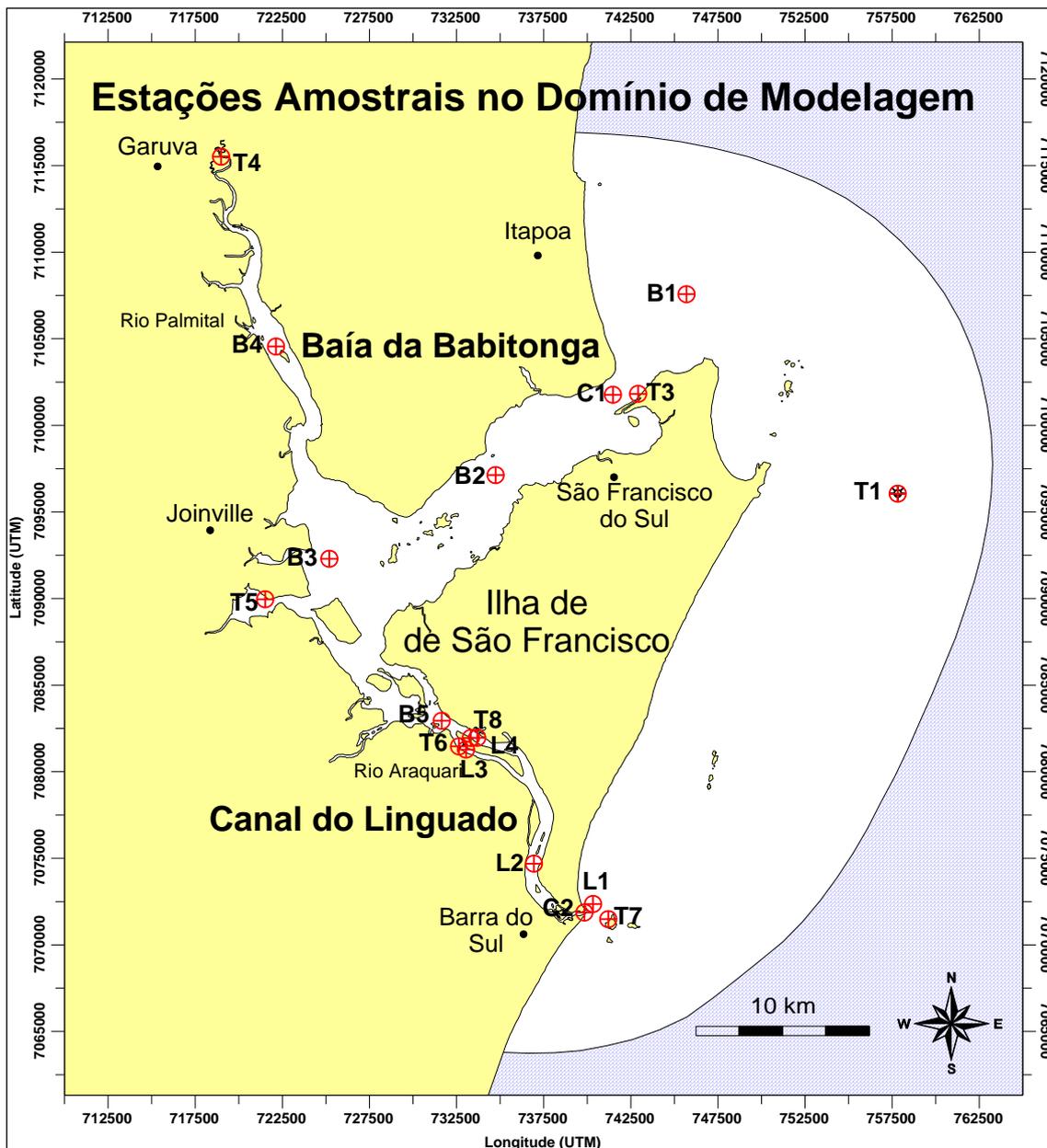


Figura 5-9: Localização das estações amostrais ao longo do domínio de modelagem, utilizadas na validação do modelo hidrodinâmico do Canal do Linguado e Baía da Babitonga.

5.3.7.1. Elevação do Nível de Água

Ao longo dos 2592000 segundos (30 dias) de simulação foram comparados os valores de elevação das estações maregráficas T1, T3, T4, T5, T6, T7 e T8, localizadas estrategicamente ao longo da área de estudo. A análise detalhada destas informações é apresentada no Capítulo 4.

Adicionalmente, foi realizada a comparação entre as constantes harmônicas calculadas pelo módulo de análise de marés do SisBaHiA®, o qual utiliza os mesmos algoritmos de análise e previsão de marés da The Global Sea Level Observing System (GLOSS). Esta análise apresenta as diferenças em porcentagem

das amplitudes e fases obtidas a partir de dados medidos e simulados numericamente.

Cabe ressaltar que os modelos do SisBaHiA® têm mecanismos de auto-calibração, cuja confiabilidade nos resultados depende fortemente da validade dos dados de entrada. Tipicamente na utilização deste sistema obtêm-se coerências entre valores reais e valores computados de níveis de água, que são em geral superiores a 95%.

5.3.7.2. Velocidade e Direção das Correntes

Ao longo dos 2592000 segundos (30 dias) de simulação foram comparados os valores das componentes de velocidade longitudinal e transversal e o módulo da velocidade das correntes medidas na Estação de Medição C1 e simuladas numericamente. A análise detalhada dos dados de correntes amostrados na desembocadura da Baía da Babitonga é apresentada no Capítulo 4.

Além disso, foi realizada a comparação entre os resultados da Análise Espectral Rotatória, onde foram analisados e comparados os seguintes parâmetros:

- **Espectros de Energia Total:** é o resultado da soma dos espectros horários e anti-horários. Esta análise possibilita avaliar se o modelo hidrodinâmico está reproduzindo os principais períodos de oscilação da maré e suas respectivas magnitudes no domínio de modelagem.
- **Coeficiente de Rotação:** apresenta variação entre -1 , rotação circular dos vetores de velocidades no sentido horário, e $+1$, rotação circular dos vetores de velocidade no sentido anti-horário. Esta análise permite avaliar se as correntes simuladas e medidas em campo apresentam as mesmas características de pulsação (igual a zero), que diz respeito a um escoamento hidrodinâmico com direções opostas bem definidas ou rotação, que mostra intensidades de correntes em todas direções entre preamares e baixamares, devido a inversão no sentido das correntes.
- **Direção da Elipse:** indicam o quanto estável e significativa no tempo é a direção do escoamento hidrodinâmico. Este procedimento possibilita avaliar se as direções de correntes simuladas possuem o mesmo sentido das medidas em campo.
- **Estabilidade da Elipse:** valores tendendo a 1 indicam uma alta constância no tempo de velocidades e direções de correntes em determinados picos do espectro de energia total. Esta análise avalia se o modelo hidrodinâmico reproduz com fidelidade esta associação.

5.4. Resultados

5.4.1. Validação do Modelo Hidrodinâmico

5.4.1.1. Elevação do Nível de Água

A Figura 5-10 e Figura 5-11 apresentam a comparação entre os valores da elevação do nível de água geradas pelo SisBaHiA® e adquiridas em campo, nas estações maregráficas ao longo da área de estudo, mostrando uma forte relação entre os valores simulados e coletados em campo.

As estações maregráficas T1 e T7, localizadas ao largo da Ilha de São Francisco, apresentaram as maiores diferenças relacionadas a amplitude da maré. Este fato ocorre devido às condições de contorno da fronteira aberta serem relativas a Estação Maregráfica T3, localizada na desembocadura da Baía da Babitonga. A amplitude da maré neste local sofreu uma amplificação devido ao estreitamento da linha de costa. Este fenômeno não foi observado nas Estações Maregráficas T1 e T7. Assim, quando comparadas às elevações do nível de água nestas estações verifica-se que as amplitudes da maré simuladas são ligeiramente maiores que as medidas. Porém, as fases da maré foram bem reproduzidas.

A validação da elevação da maré relativa a Estação Maregráfica T4 mostra pequenas diferenças de amplitude e fase para esta área, fato este explicado pela falta de dados batimétricos contemporâneos com a coleta dos dados. Os melhores ajustes foram alcançados nas estações maregráficas T3, T5, T6 e T8, tanto para amplitude como fase da maré, mostrando que o modelo está reproduzindo as condições hidrodinâmicas do Canal do Linguado e Baía da Babitonga.

A Tabela 5-3 mostra as diferenças em porcentagem entre as constantes harmônicas calculadas através dos dados medidos em campo e simulados pelo SisBaHiA®. Esta análise mostra que os principais componentes harmônicos apresentam diferenças de amplitude e fase da maré menores que 1% entre as estações comparadas.

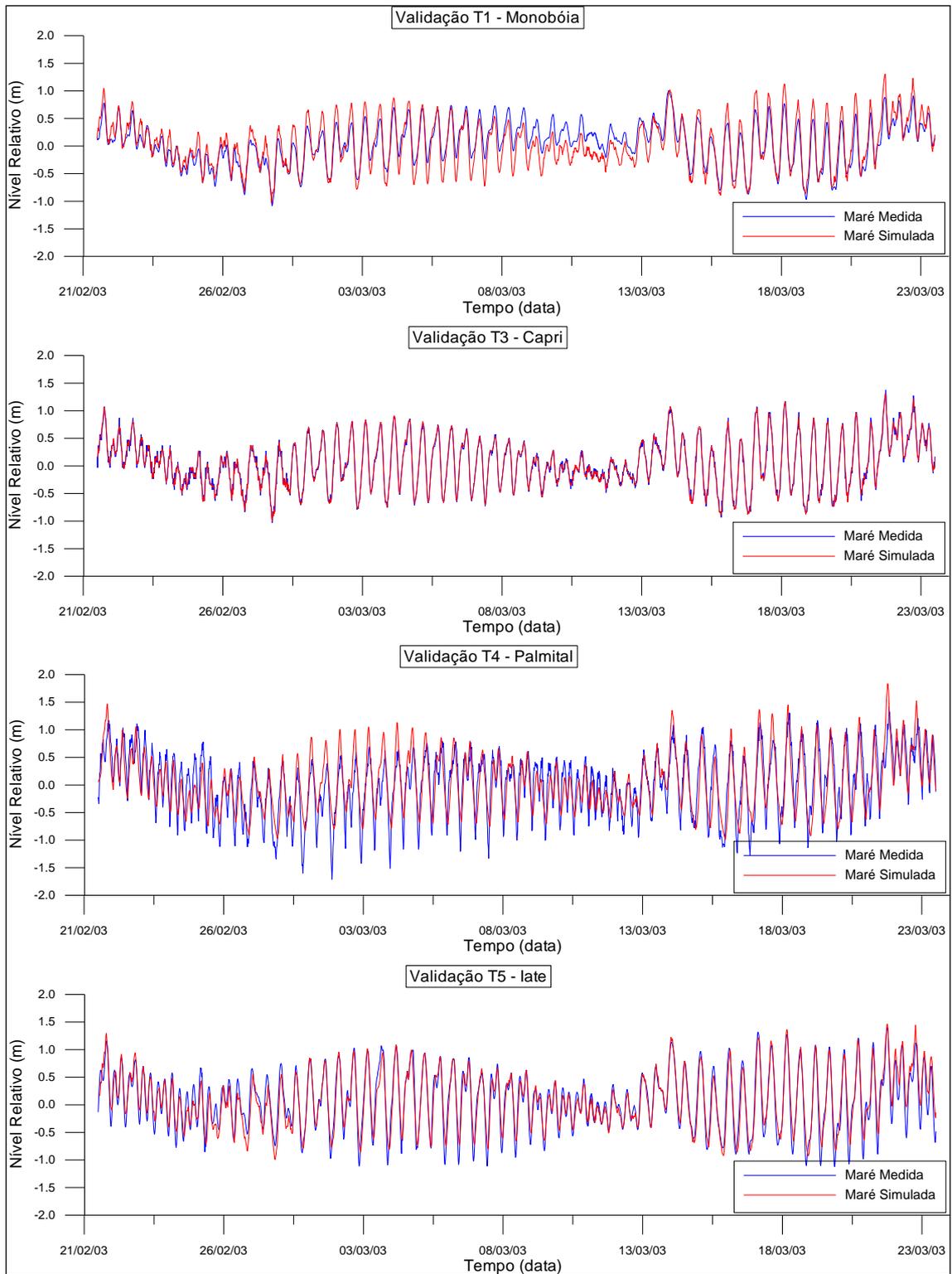


Figura 5-10: Comparação da variação temporal da elevação do nível de água simuladas pelo SisBaHiA e coletadas em campo, nas estações maregráficas T1, T3, T4 e T5.

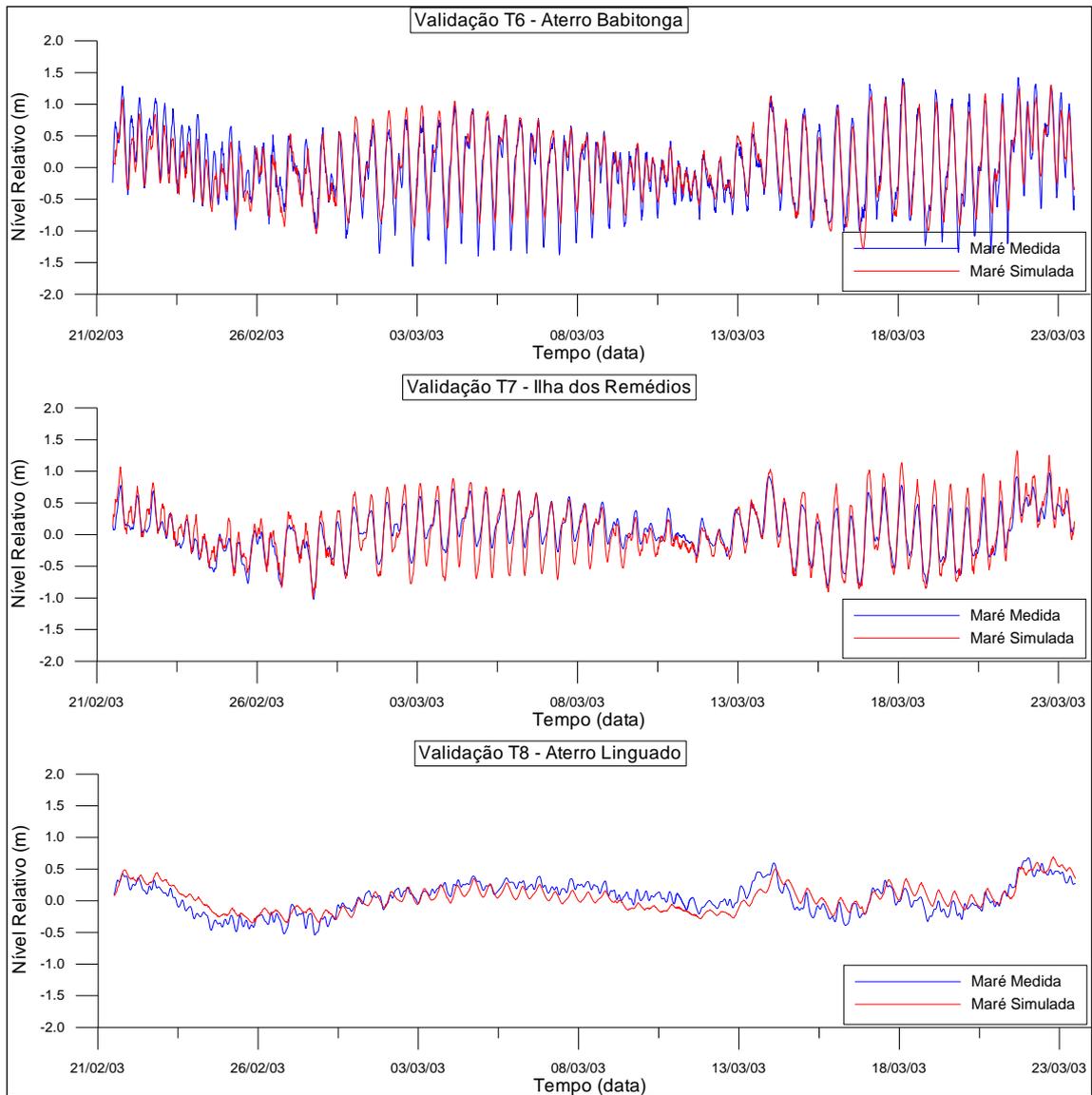


Figura 5-11: Comparação da variação temporal da elevação do nível de água simuladas pelo SisBaHiA e coletadas em campo, nas estações maregráficas T6, T7 e T8.

Tabela 5-3: Valores da diferença de amplitude (A) em metros e fase (F) em graus das principais constantes harmônicas calculadas a partir de dados simulados pelo SisBaHiA e coletados em campo.

Const.	K1		O1		M2		S2		M4		M3	
Estação	A	F	A	F	A	F	A	F	A	F	A	F
T1	1.5	0.7	-0.8	-0.2	-4.7	1.3	-9.1	0.0	-1.0	-8.0	-2.3	-0.4
T3	0.1	0.3	0.0	0.1	-0.5	0.9	-0.3	0.8	0.5	0.1	-0.2	0.3
T4	2.1	-1.7	0.1	-0.9	-0.8	0.4	-2.8	-3.0	2.0	14.2	1.0	-0.3
T5	-0.7	-1.4	-0.1	-0.6	0.7	-2.6	1.7	-2.4	4.3	-2.4	0.7	-5.6
T6	-0.3	0.3	-0.5	-0.9	1.0	-3.0	0.6	-2.7	4.5	0.8	1.0	-5.2
T7	0.9	-1.3	-0.8	0.5	-6.6	1.6	-12.0	-0.2	-2.5	-12.7	-2.5	-1.7
T8	-0.2	7.9	-1.3	-1.4	-3.6	-3.1	-4.6	-14.7	-0.4	-25.1	-0.6	8.5
Média	0.5	0.7	-0.5	-0.5	-2.1	-0.7	-3.8	-3.2	1.1	-4.7	-0.4	-0.6
	Dif. Média de Amplitude: -0.22%						Dif. Média de Fase: 1.49%					

5.4.1.2. Velocidade e Direção das Correntes

A Figura 5-12 apresenta a comparação entre os valores da velocidade transversal, longitudinal e módulo da velocidade geradas pelo SisBaHiA e adquiridas na desembocadura da Baía da Babitonga, correspondendo a Estação de Medição de Correntes C1. Os resultados mostram que há coerência entre as séries temporais no que diz respeito à magnitude e direção (Figura 5-13).

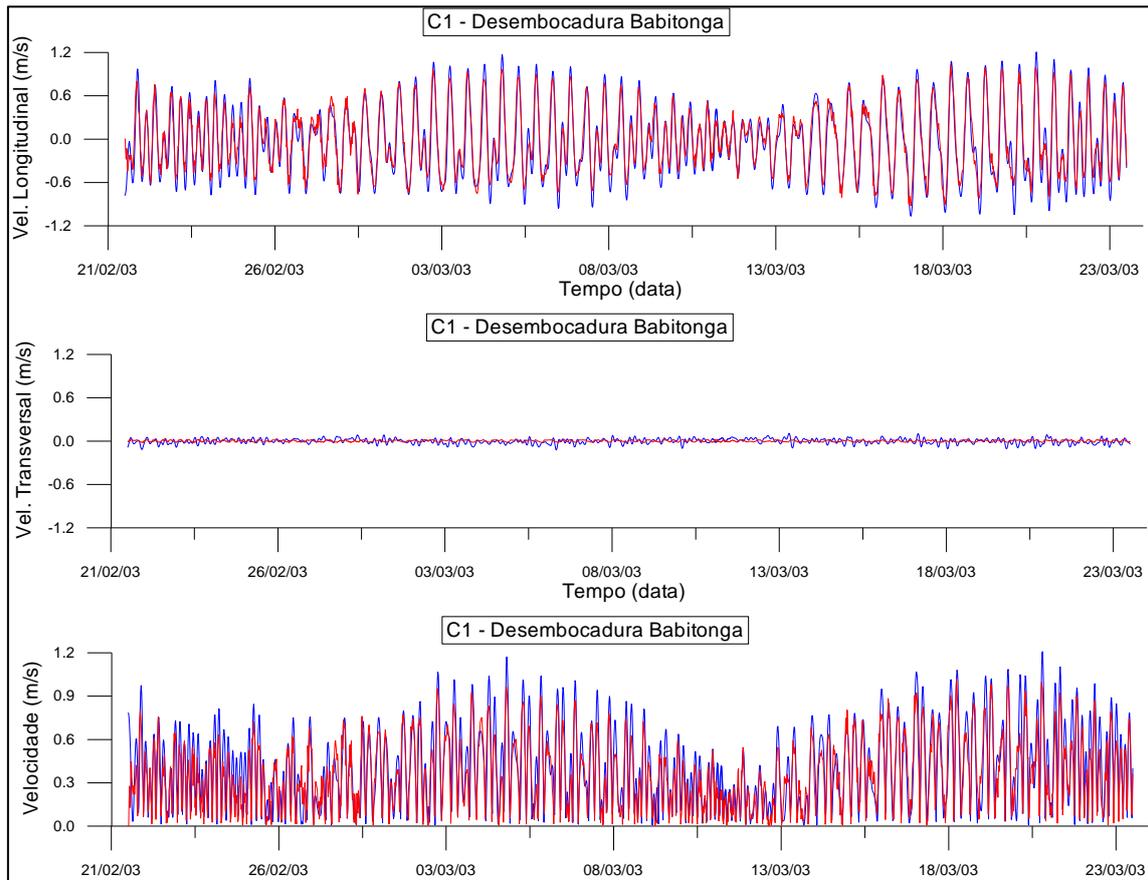


Figura 5-12: Comparação entre as séries temporais de velocidade longitudinal, transversal e módulo da velocidade geradas pelo SisBaHiA e adquiridas na Estação de Medição de Correntes C1 (Desembocadura da Baía da Babitonga).

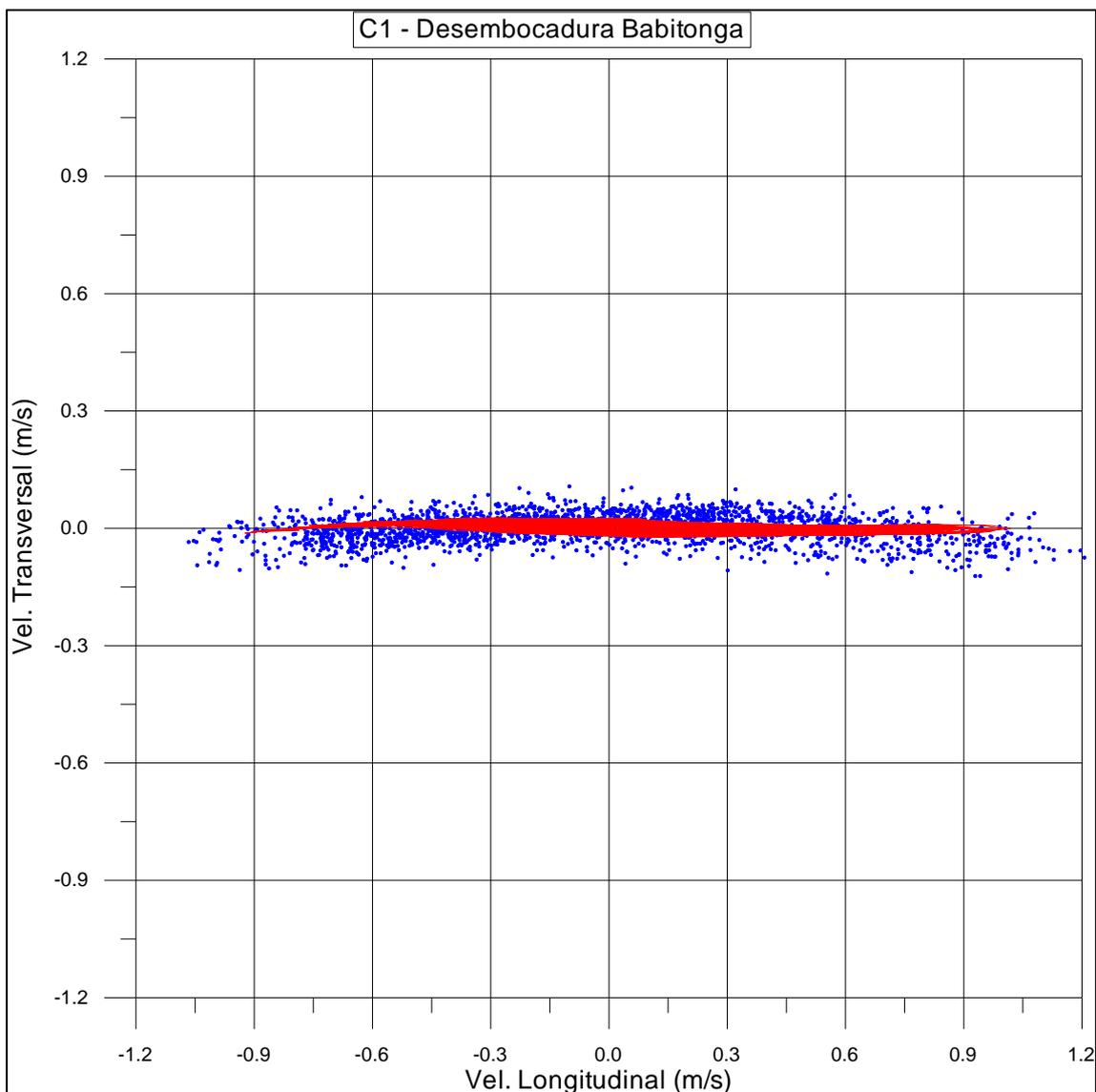


Figura 5-13: Comparação entre os diagramas de dispersão dos vetores de velocidade longitudinal e transversal simuladas pelo SisBaHiA e coletadas em campo na Estação de Medição de Correntes C1 (Desembocadura da Baía da Babitonga).

A Figura 5-14 mostra uma comparação entre o espectro de energia total das correntes simuladas pelo SisBaHiA® e adquiridas em campo, mostrando que os escoamentos hidrodinâmicos simulados representam com muita precisão o padrão de circulação no local. Nota-se que os períodos principais de oscilação são reproduzidos pelo modelo, principalmente nas componentes de maré astronômica que dominam o escoamento (6,1, 12,0 e 24,8 horas).

O coeficiente de rotação mostra que o modelo hidrodinâmico está representando com fidelidade o padrão de pulsação na desembocadura da Baía da Babitonga (Figura 5-15), apresentando um escoamento hidrodinâmico com direções opostas bem definidas, devido a inversão no sentido das correntes entre preamares e baixamares.

Da mesma forma, as análises quanto à direção (Figura 5-16) e estabilidade da elipse (Figura 5-17) mostram coerência entre os valores simulados e adquiridos em campo.

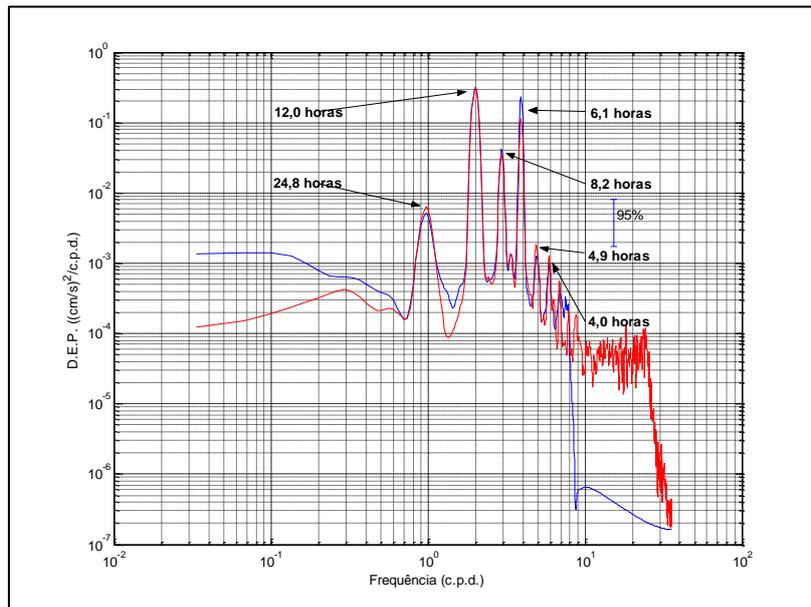


Figura 5-14: Comparação entre o espectro de energia total das correntes simuladas pelo SisBaHiA (linha vermelha) e adquiridas em campo (linha azul), mostrando que os escoamentos hidrodinâmicos simulados representam com muita precisão o padrão de circulação na Estação de Medição de Correntes C1 (Desembocadura da Baía da Babitonga). Nota-se que os períodos principais de oscilação são reproduzidos pelo modelo, principalmente nas componentes de maré astronômica que dominam o escoamento (6,1, 12,0 e 24,8 horas).

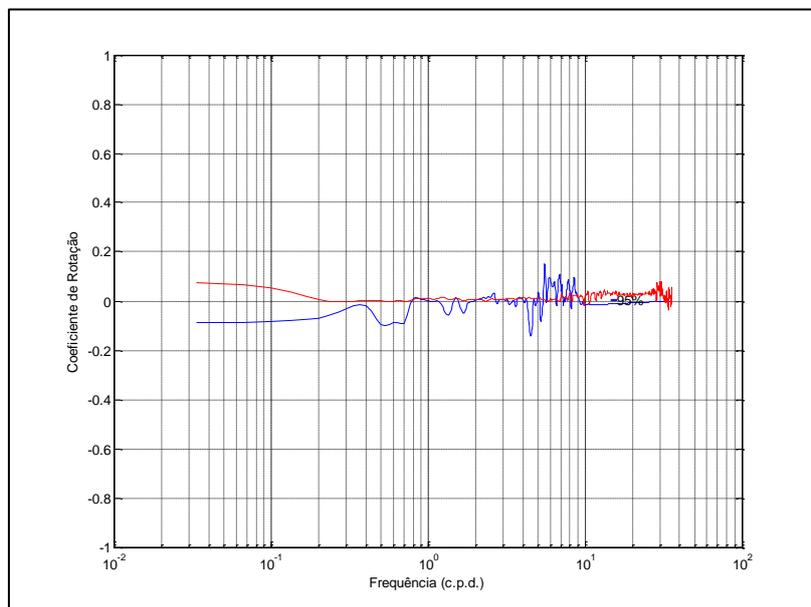


Figura 5-15: Comparação entre o coeficiente de rotação das correntes simuladas pelo SisBaHiA e adquiridas em campo, mostrando que os escoamentos hidrodinâmicos simulados representam com fidelidade o padrão de pulsação na Estação de Medição de Correntes C1 (Desembocadura da Baía da Babitonga).

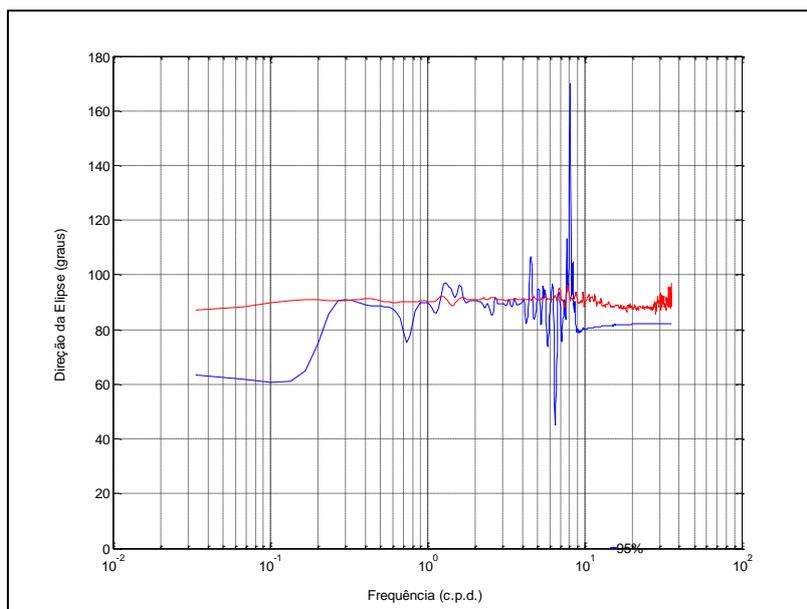


Figura 5-16: Comparação entre a direção da elipse das correntes simuladas pelo SisBaHiA e adquiridas em campo, mostrando que os escoamentos hidrodinâmicos simulados estão sendo representados na Estação de Medição de Correntes C1 (Desembocadura da Baía da Babitonga).

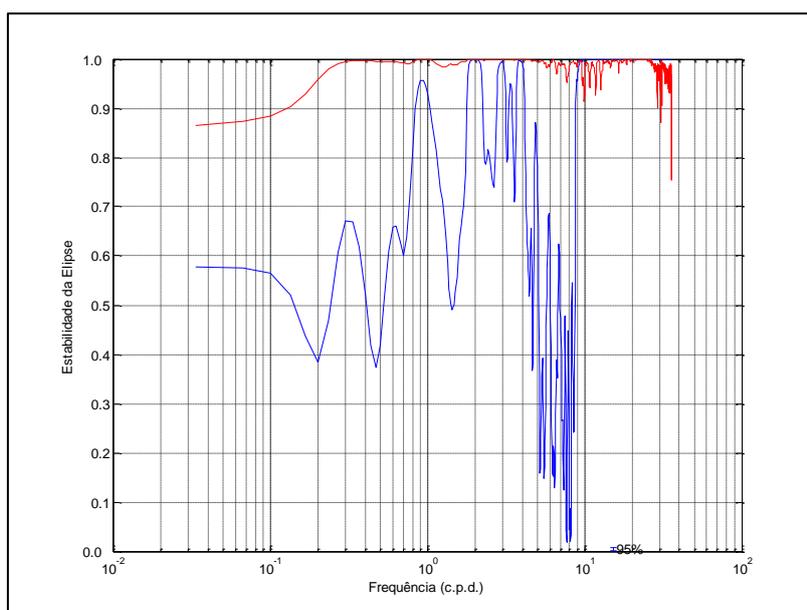


Figura 5-17: Comparação entre a estabilidade da elipse das correntes simuladas pelo SisBaHiA e adquiridas em campo, mostrando que os escoamentos hidrodinâmicos simulados estão sendo representados na Estação de Medição de Correntes C1 (Desembocadura da Baía da Babitonga).
 Nota-se uma alta constância no tempo das velocidades e direções de correntes nos principais períodos de oscilação reproduzidos no espectro de energia total.

5.4.2. Elevação do Nível de Água

Os resultados obtidos através das simulações numéricas mostram que ocorrem variações da elevação do nível de água ao longo da área de estudo, evidenciadas pelas distribuições espaciais da altura da maré durante fase de baixamar, maré enchente, preamar e maré vazante, mostradas na Figura 5-18 e na Figura 5-19, referentes ao Cenário 1 e 2, respectivamente.

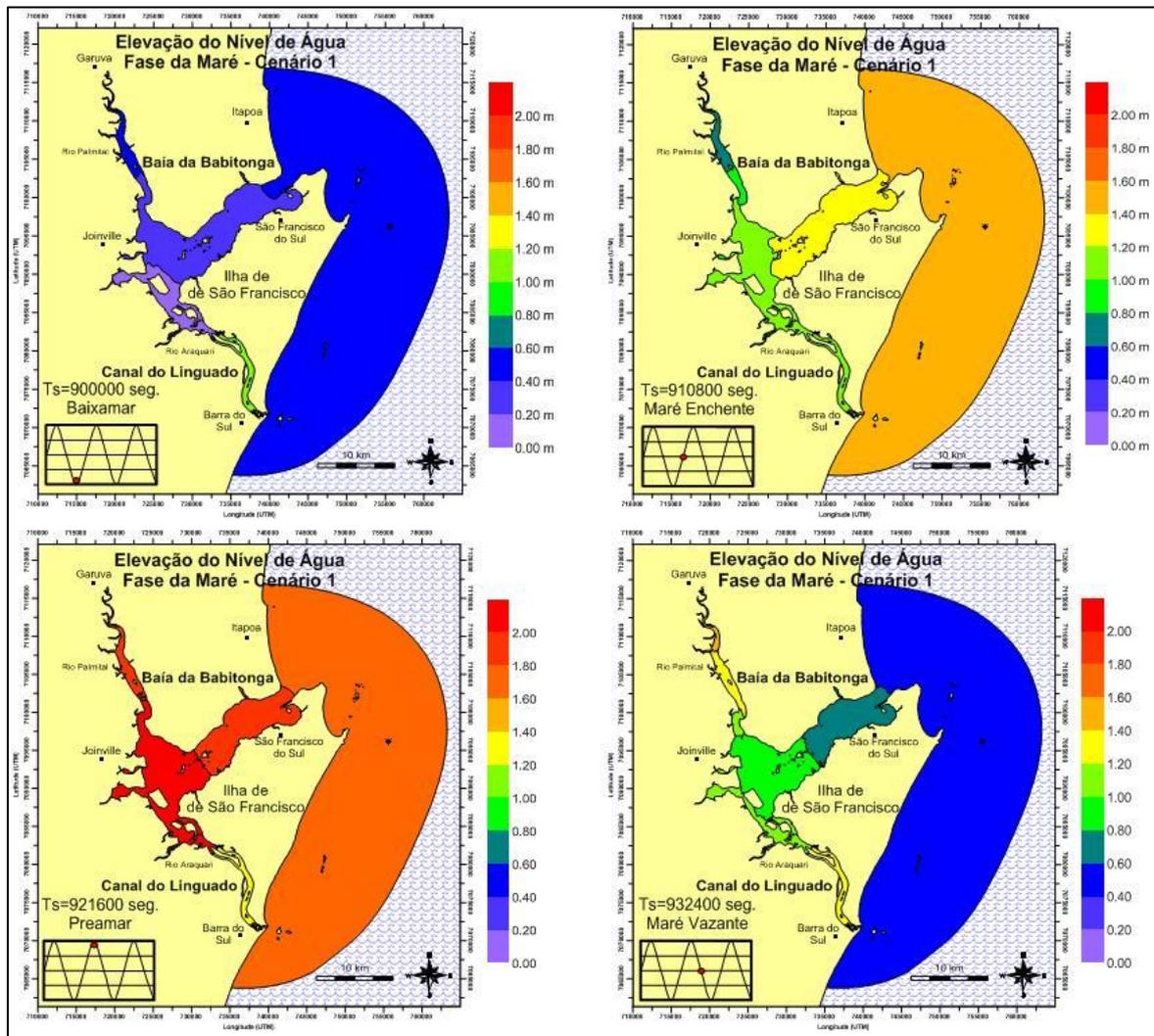


Figura 5-18: Distribuição espacial da variação da elevação do nível de água ao longo do Canal do Linguado e Baía da Babitonga, durante fase de baixamar, maré enchente, preamar e maré vazante, referente ao Cenário 1.

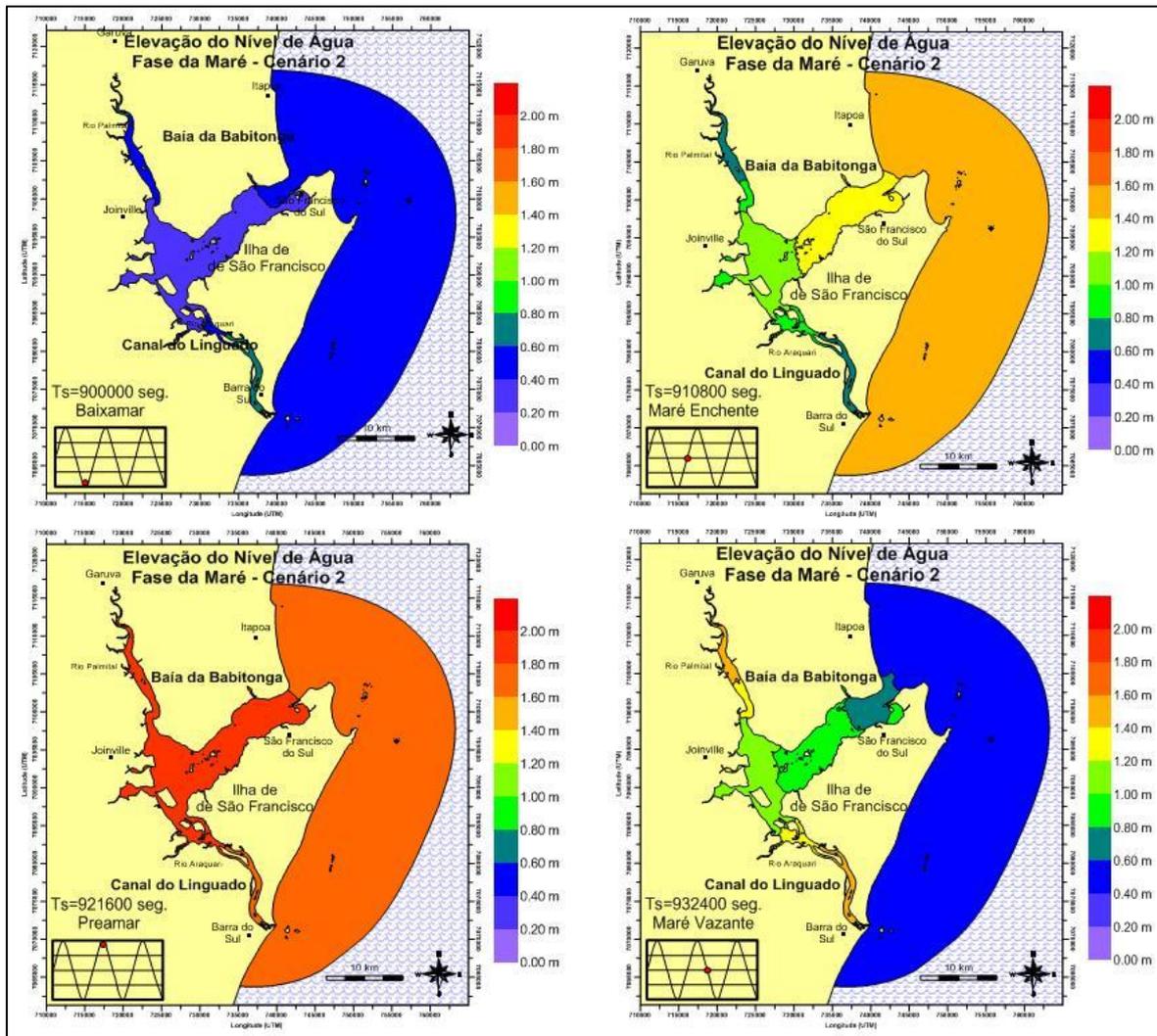


Figura 5-19: Distribuição espacial da variação da elevação do nível de água ao longo do Canal do Linguado e Baía da Babitonga, durante fase de baixamar, maré enchente, preamar e maré vazante, referente ao Cenário 2.

Quando o nível de água começa a se elevar na área ao largo da Ilha de São Francisco, as características fisiográficas e morfológicas do Canal do Linguado e da Baía da Babitonga promovem diferenças entre o nível de água ao norte e ao sul dos aterros que separam estes ambientes (Figura 5-20). Os resultados referentes ao Cenário 2 mostram que as diferenças entre os níveis de água entre os dois sistemas permanecem, porém, na área onde foi removido o aterro, os níveis experimentados pelos dois sistemas são parecidos (Figura 5-21), pois o gradiente hidráulico presente no Cenário 1 é significativamente menor no Cenário 2, devido a remoção do aterro. Portanto, as características hidrodinâmicas nesta área são expressivamente alteradas, pois a nova configuração dos fluxos hidrodinâmicos no local proporciona um fluxo bidirecional forçado pela maré e um aumento das velocidades de corrente.

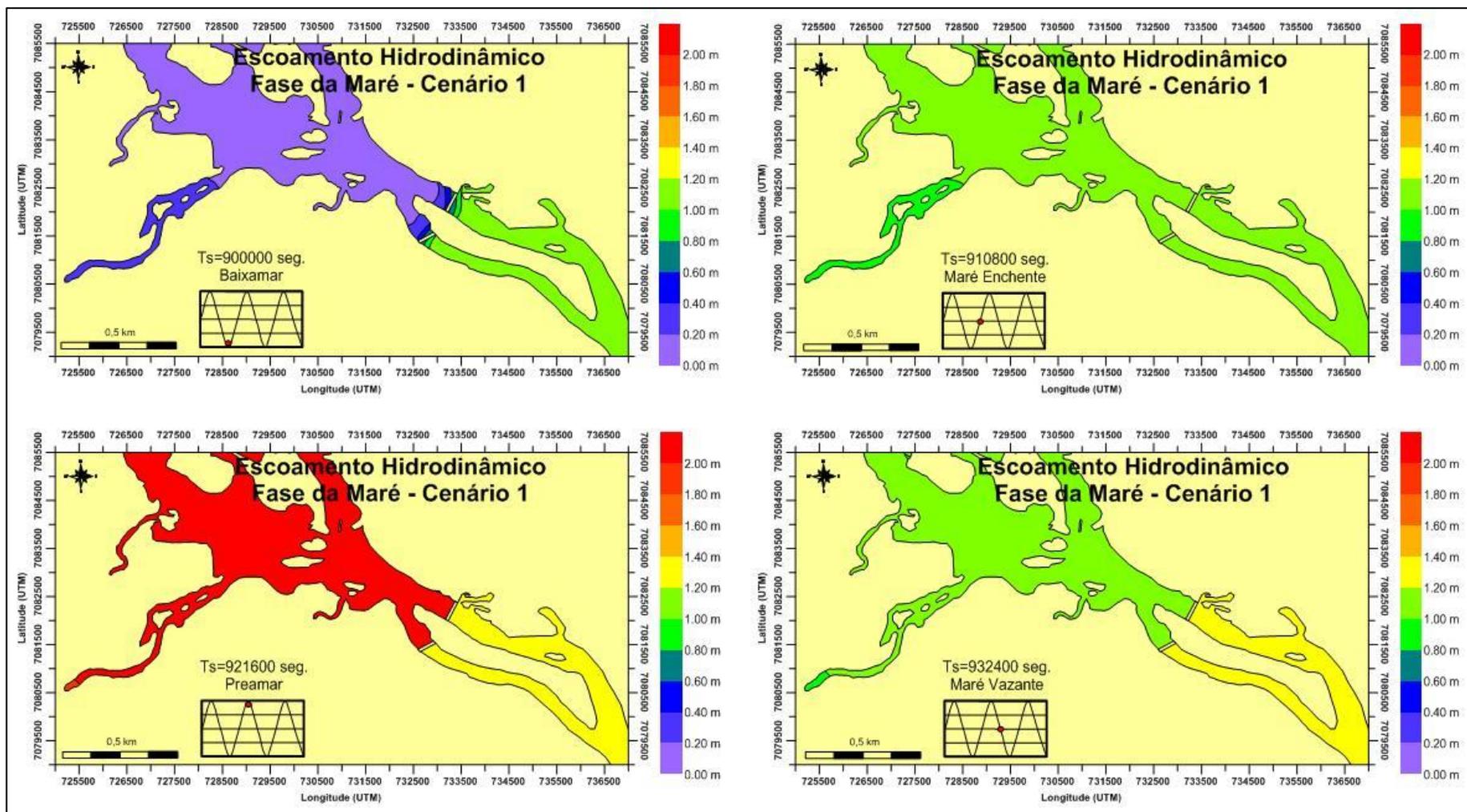


Figura 5-20: Diferenças entre a elevação do nível de água entre o Canal do Linguado e Baía da Babitonga, durante fase de baixamar, maré enchente, preamar e maré vazante, referente ao Cenário 1.

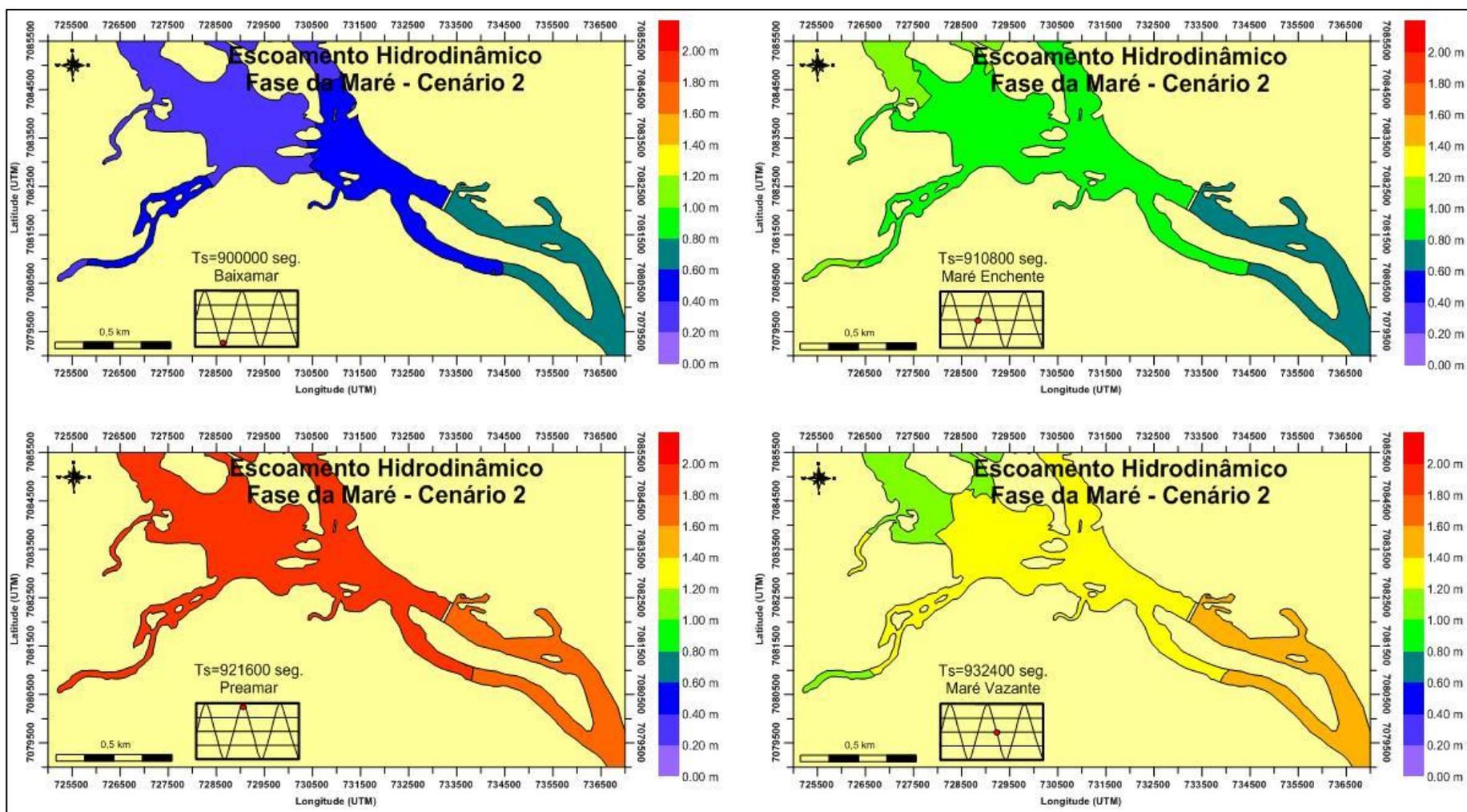


Figura 5-21: Diferenças entre a elevação do nível de água entre o Canal do Linguado e Baía da Babitonga, durante fase de baixamar, maré enchente, preamar e maré vazante, referente ao Cenário 2.

A Figura 5-22 mostra na forma de séries temporais as diferenças entre as variações da elevação do nível de água no Canal do Linguado e Baía da Babitonga nas proximidades do aterro que separa estes ambientes. Para o Cenário 1, os resultados mostram que o valor máximo desta diferença pode chegar a cerca de 1 m durante períodos de maré de sizígia, sendo o valor médio igual a 0,35 m. Bucci *et al* (2004) realizou medições simultâneas de nível de água nas proximidades dos aterros nos dois sistemas e obteve uma diferença de nível médio na ordem de 0,36 m, corroborando com os resultados gerados pelo modelo numérico, referente ao Cenário 1. Após a remoção do aterro (Cenário 2) estas diferenças não são perceptíveis.

Na área da desembocadura do Canal do Linguado, devido a proximidade com a área oceânica, as diferenças da elevação do nível de água não são expressivas e, portanto, estes resultados não são apresentados.

Apesar de não contemplado na solução numérica, o efeito da remoção do aterro sul sugere que, além das alterações hidrodinâmicas supracitadas, a variação da elevação do nível de água neste cenário pode provocar alagamentos nas áreas próximas e adjacentes às margens do Canal do Linguado, devido a características planas e de baixas cotas altimétricas desta Bacia Hidrográfica associadas ao novo comportamento da onda de maré dentro do sistema.

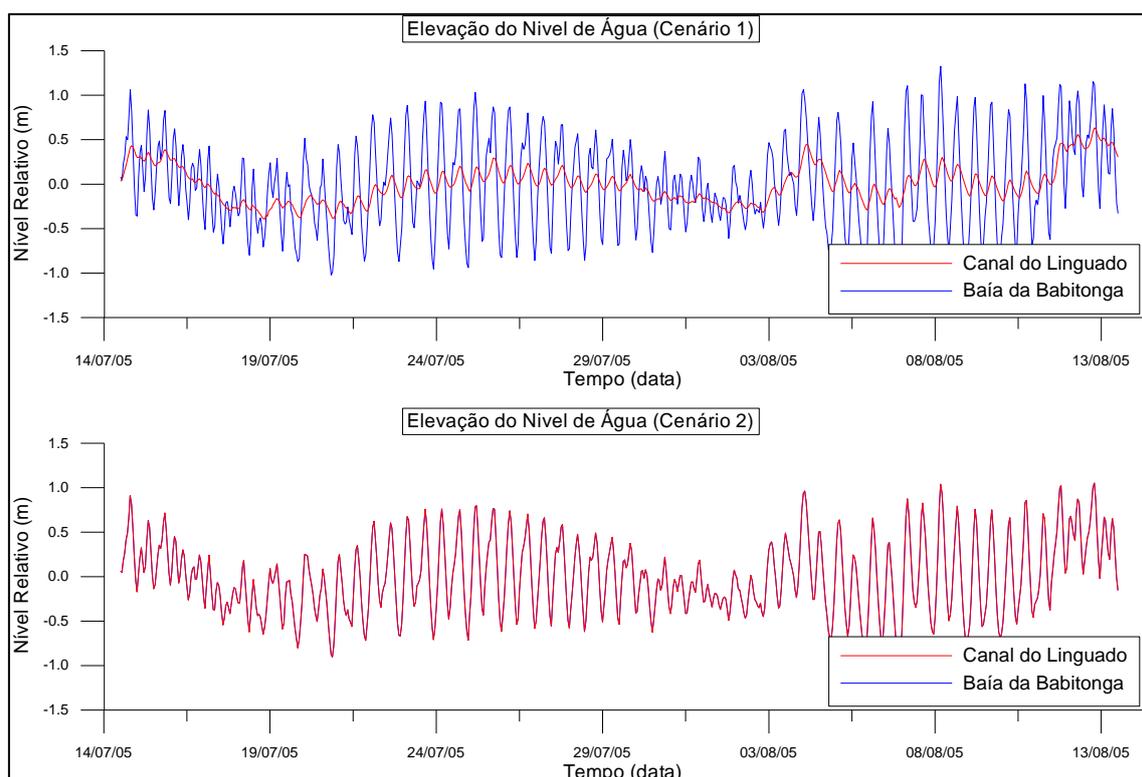


Figura 5-22: Série temporal da variação da elevação do nível de água nas proximidades do aterro que separa o Canal do Linguado da Baía da Babitonga, evidenciando as diferenças de nível que ocorrem entre estes sistemas no Cenário 1 e o nivelamento no Cenário 2.

5.4.3. Circulação Hidrodinâmica

O escoamento hidrodinâmico residual, definido pela componente vetorial resultante da soma das componentes de velocidade leste e norte das correntes, mostra que para o Cenário 1, na área da desembocadura do Canal do Linguado, o escoamento apresenta uma característica compatível com a morfologia presente no local. Na margem do molhe sul o escoamento residual é para fora do canal, em direção ao mar aberto, justificando a presença do talvegue do canal nesta área e uma faixa utilizada como canal de navegação para entrada e saída de embarcações pela barra. Esta característica permanece até a margem do molhe norte, onde há uma componente residual de velocidade com sentido contrário, explicando a presença de um banco arenoso com sedimentos característicos da praia adjacente no local. No interior da desembocadura, quando ocorre o alargamento da linha de costa, as velocidades são menores e o escoamento residual justifica a presença de um delta de maré enchente raso no centro desta área e canais aprofundados no seu entorno. A Figura 5-23 apresenta uma imagem de satélite do Google que ilustra a presença de um canal aprofundado na desembocadura do Canal do Linguado, identificado pelas tonalidades de cores mais escuras, contrastando com as áreas mais rasas que mostram a presença de um banco arenoso localizado no molhe norte e o delta de maré enchente. A Figura 5-24 mostra o resultado do escoamento residual para o Cenário 1.

Com a retirada do aterro, Cenário 2, o escoamento residual na desembocadura do Canal do Linguado é todo para fora do canal, em direção ao mar aberto, pois o fluxo estabelecido entre os dois ambientes gera alteração no sentido do escoamento nas margens do molhe norte (Figura 5-25). Este fato sugere que a implementação deste cenário no ambiente natural pode contribuir para uma maior estabilidade da seção transversal do canal, pois a componente residual de velocidade responsável pelo transporte de sedimentos para dentro do canal será alterada.

Na área dos aterros, para o Cenário 1, o escoamento residual é praticamente nulo (Figura 5-26), mostrando que os fluxos de marés enchente e vazante geram correntes com intensidades semelhantes nesta área. Para o Cenário 2 o escoamento residual hidrodinâmico na área onde foi removido o aterro é no sentido da Baía da Babitonga mostrando que parte da água que entra pela desembocadura do Canal do Linguado é escoada através deste canal para a Baía da Babitonga (Figura 5-27).

A Figura 5-28 e Figura 5-29 mostram a distribuição espacial do campo de correntes instantânea na desembocadura do Canal do Linguado em situação de baixamar, maré enchente, preamar e maré vazante para os Cenários 1 e 2 respectivamente. Os resultados mostram que com a implementação do Cenário 2 as velocidades de corrente na desembocadura aumentam em relação ao Cenário 1. Na área dos aterros as diferenças entre os cenários simulados são bastante expressivas, pois um novo escoamento hidrodinâmico é formado no local onde foi removido o aterro sul. A Figura 5-30 e Figura 5-31 mostram estas diferenças.

O impacto na hidrodinâmica é evidenciado pela Figura 5-32 e Figura 5-33, onde são mostradas as mudanças relativas nos valores de velocidade de corrente, calculadas

pela diferença entre os resultados obtidos no Cenário 2 e Cenário 1. Na desembocadura do Canal do Linguado, durante fase de maré baixamar, maré enchente e vazante os resultados mostram que ocorre o aumento na velocidade das correntes na ordem de 0,5 m/s desde a barra até a parte mais interior desta área. Durante a fase de preamar os resultados mostram uma pequena diminuição no valor deste parâmetro na ordem de 0,2 m/s, atribuída a um movimento inercial maior das correntes de maré enchente no tempo de simulação selecionado. Na área onde foi removido o aterro e implementado um canal mais aprofundado um novo fluxo é estabelecido e, devido a livre movimentação das águas através da Baía da Babitonga, as velocidades são expressivamente aumentadas na ordem de 0,8 m/s a 1 m/s.

Comparando-se as séries temporais de velocidade de corrente na área da desembocadura do Canal do Linguado e na área dos aterros fica evidente que durante todo o período de simulação as velocidades calculadas são maiores no Cenário 2, como mostrado na Figura 5-34. Observa-se também que as velocidades mínimas são maiores. Este fato mostra que este cenário pode ser responsável pelo transporte de sedimentos desta área para a Baía da Babitonga, já que os resultados referentes ao transporte residual mostram que as águas escoam residualmente para este ambiente. A Tabela 5-4 mostra os valores médios, máximos e mínimos de velocidade de corrente nestas regiões considerando o Cenário 1 e Cenário 2.

Tabela 5-4: Valores médios, máximos e mínimos de velocidade de corrente na desembocadura do Canal do Linguado e área do aterro sul, considerando o Cenário 1 e Cenário 2. Nota-se um aumento nos valores devido a remoção deste aterro.

	Desembocadura do Canal do Linguado		Área do Aterro (lado do Canal do Linguado)		Área do Aterro (lado da Baía da Babitonga)	
	Cenário 1 Vel. (m/s)	Cenário 2 Vel. (m/s)	Cenário 1 Vel. (m/s)	Cenário 2 Vel. (m/s)	Cenário 1 Vel. (m/s)	Cenário 2 Vel. (m/s)
Médio	0,56	0,82	0,00	0,43	0,01	0,28
Máximo	1,66	2,07	0,01	1,04	0,06	0,68
Mínimo	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00



Figura 5-23: Imagem de satélite do Google mostrando o canal mais aprofundado na desembocadura do Canal do Linguado, o banco arenoso localizado nas margens do molhe norte e o delta de maré enchente.

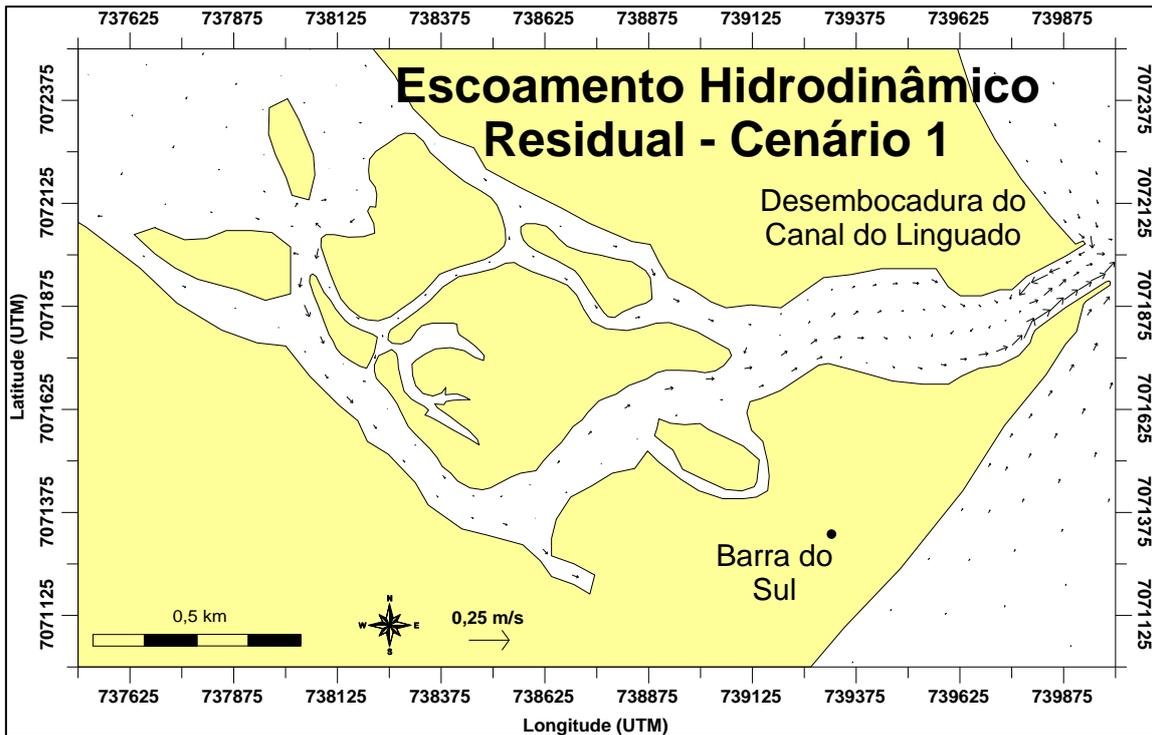


Figura 5-24: Escoamento hidrodinâmico residual na desembocadura do Canal do Linguado, mostrando que ocorre uma inversão no sentido deste escoamento ao longo da seção transversal do canal, referente ao Cenário 1.

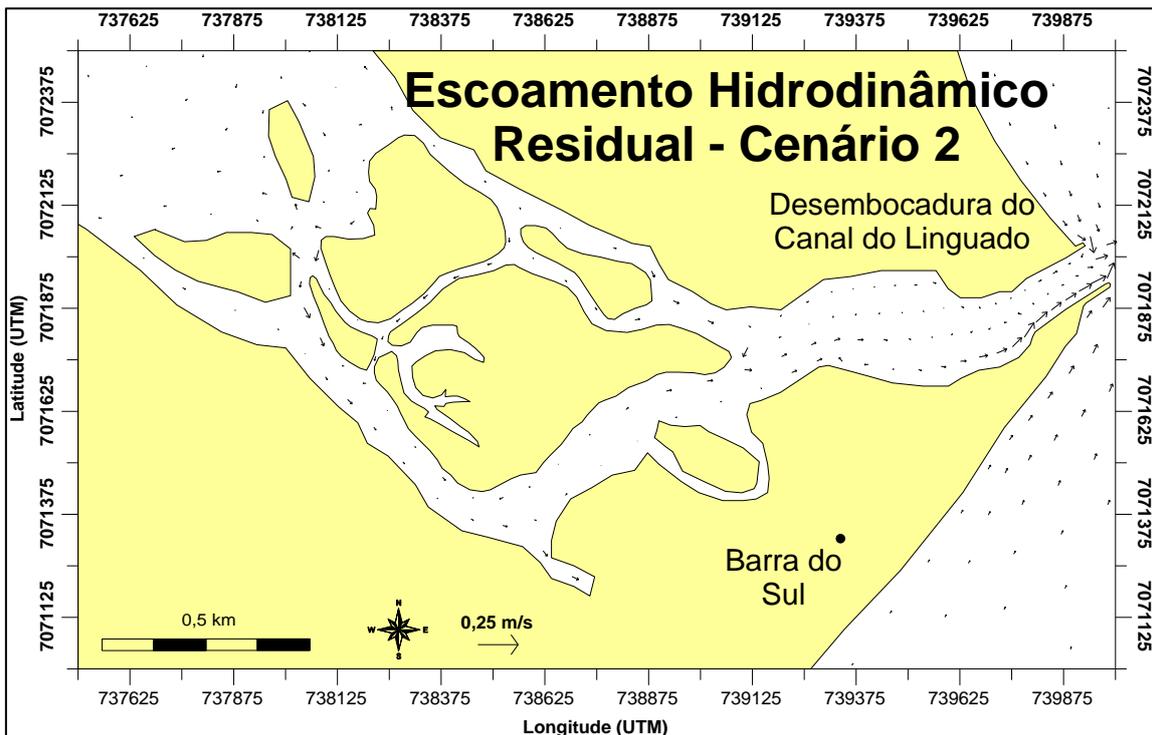


Figura 5-25: Escoamento hidrodinâmico residual na desembocadura do Canal do Linguado, mostrando que a remoção do aterro que separa este ambiente da Baía da Babitonga promove alterações no padrão hidrodinâmico ao longo da seção transversal do canal, referente ao Cenário 2.

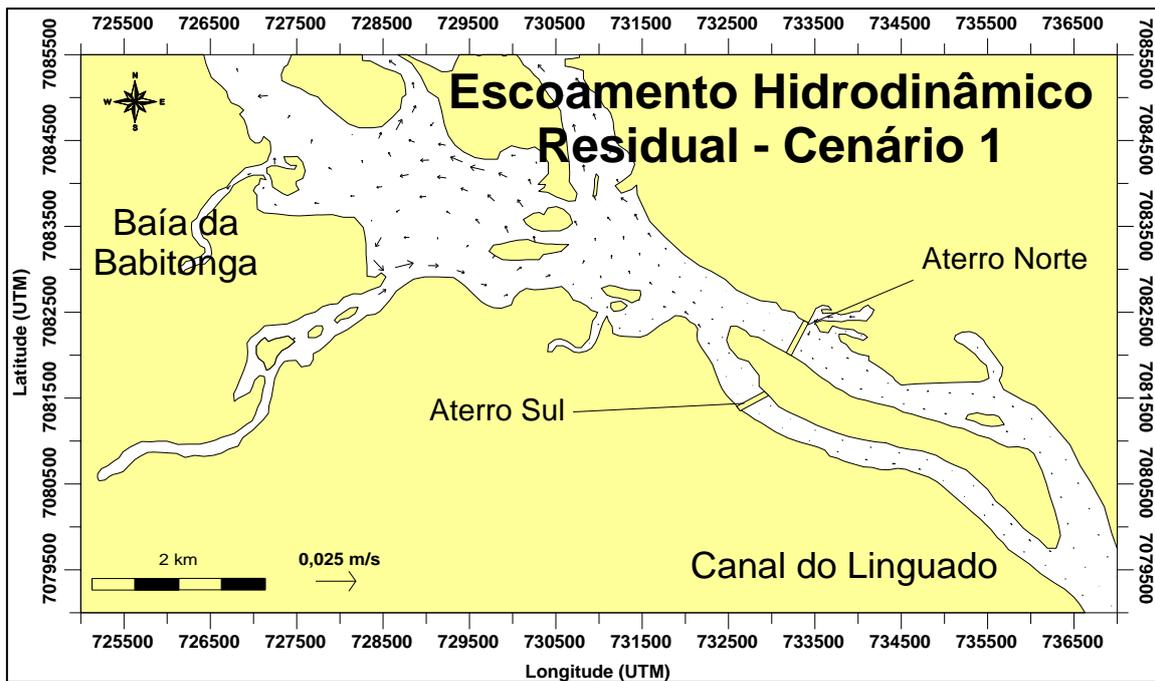


Figura 5-26: Detalhe do escoamento hidrodinâmico residual na área dos aterros que separam o Canal do Linguado e baía da Babitonga, mostrando que este é praticamente nulo, referente ao Cenário 1.

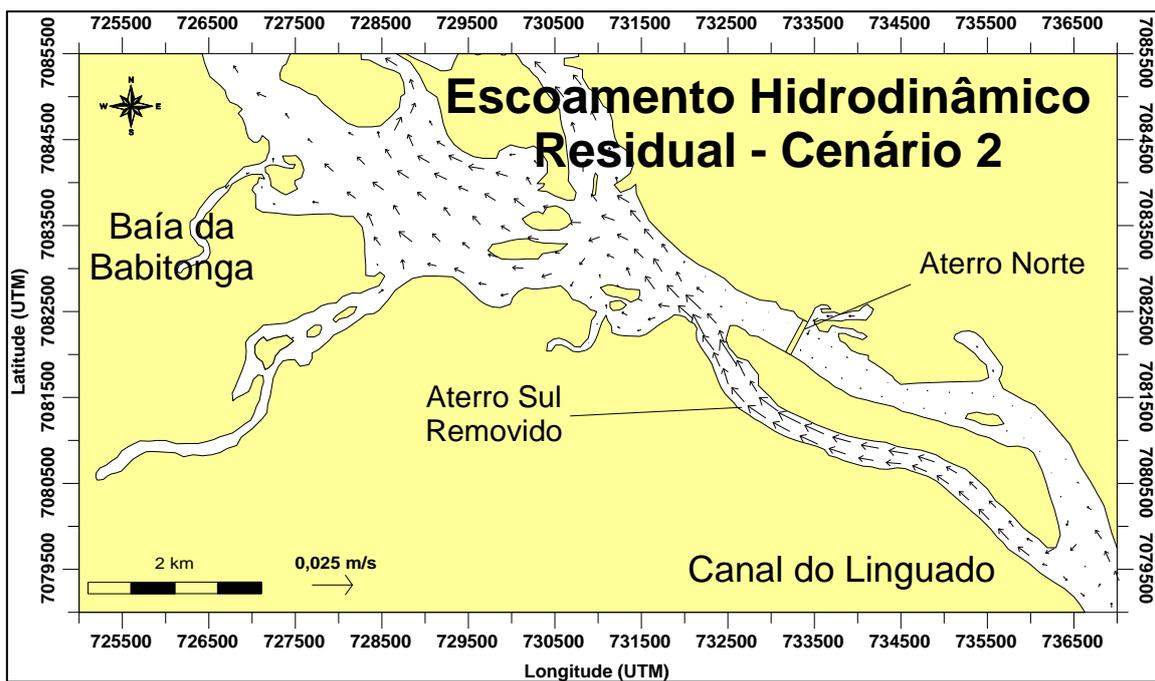


Figura 5-27: Detalhe do escoamento hidrodinâmico residual na área dos aterros que separam o Canal do Linguado e Baía da Babitonga, mostrando que a remoção do aterro sul causa mudanças no padrão deste escoamento, referente ao Cenário 2.

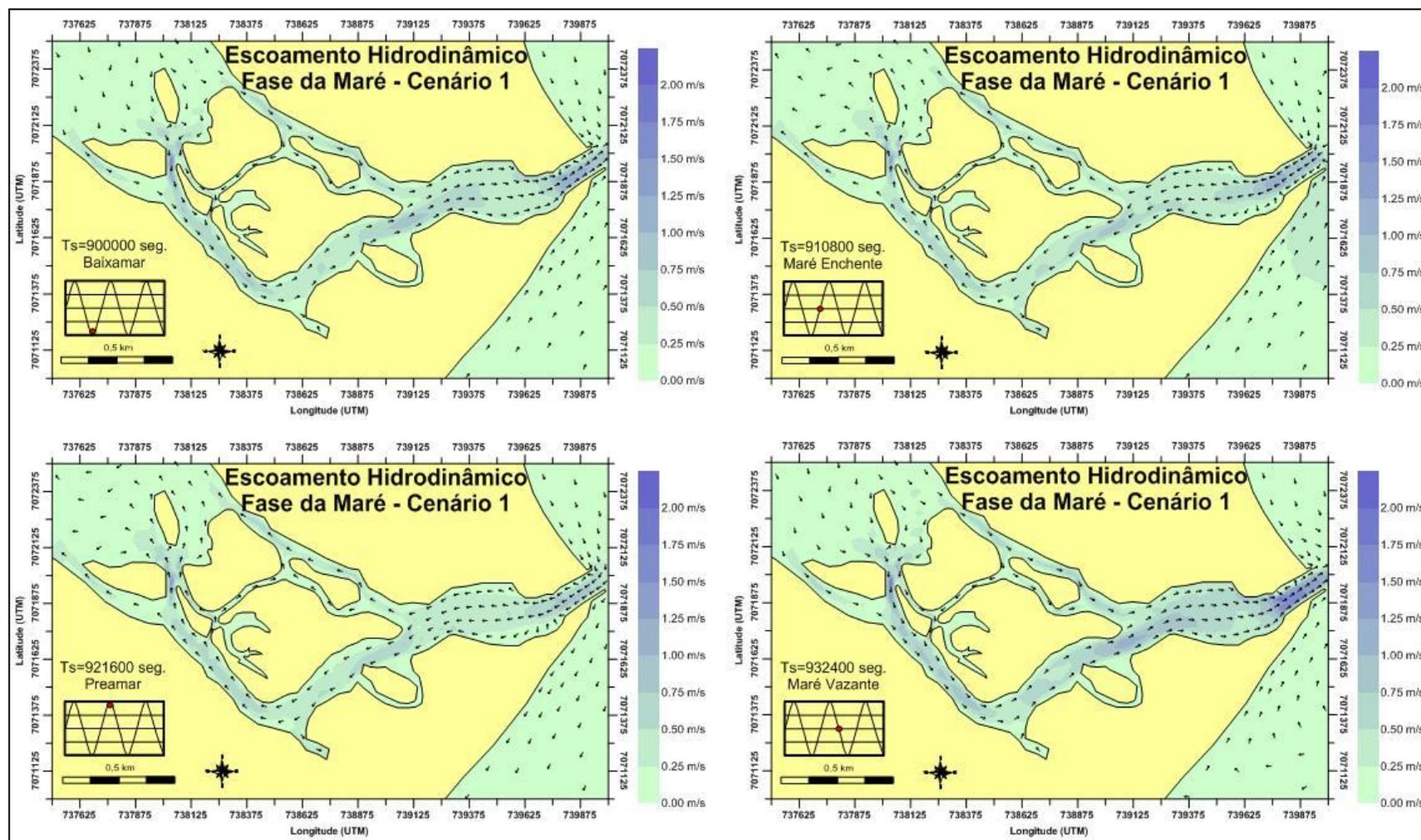


Figura 5-28: Distribuição espacial do campo de correntes instantâneo durante fase de maré baixamar, maré enchente, preamar e maré vazante na área da desembocadura do Canal do Linguado, referente ao Cenário 1.

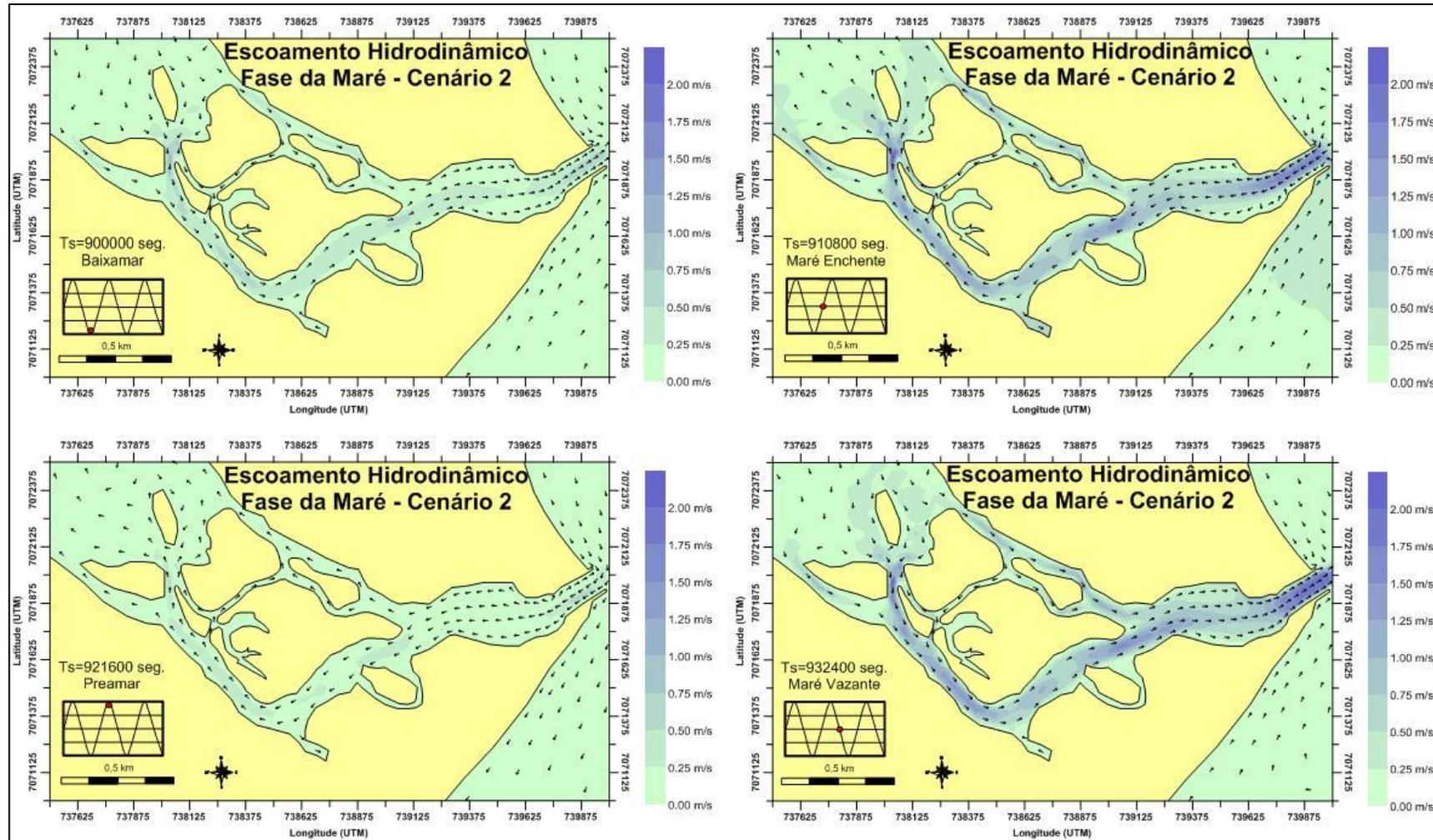


Figura 5-29: Distribuição espacial do campo de correntes instantâneo durante fase de maré baixamar, maré enchente, preamar e maré vazante na área da desembocadura do Canal do Linguado, referente ao Cenário 2.

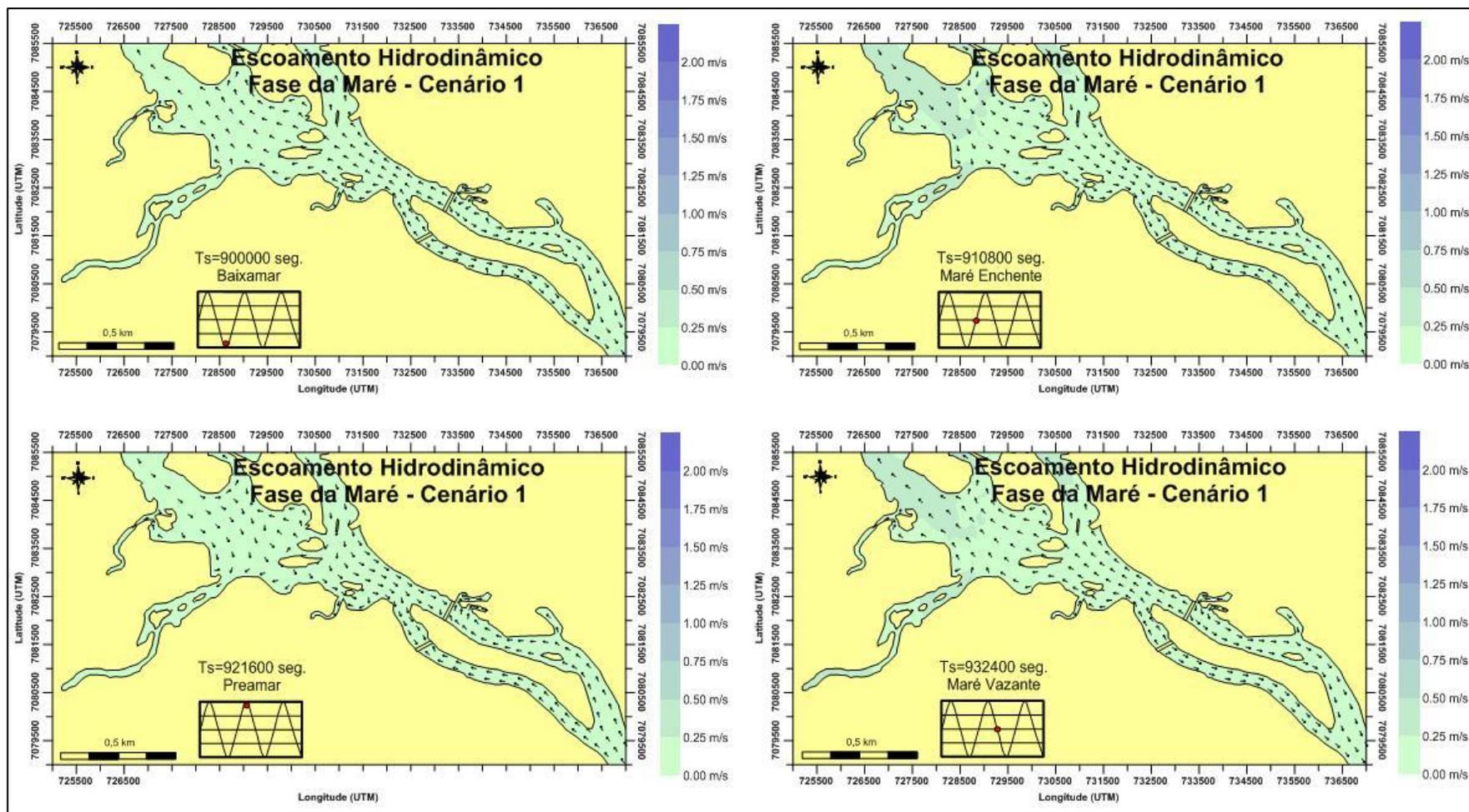


Figura 5-30: Distribuição espacial do campo de correntes instantâneo durante fase de maré baixamar, maré enchente, preamar e maré vazante na área dos aterros que separam o Canal do Linguado e Baía da Babitonga, referente ao Cenário 1.

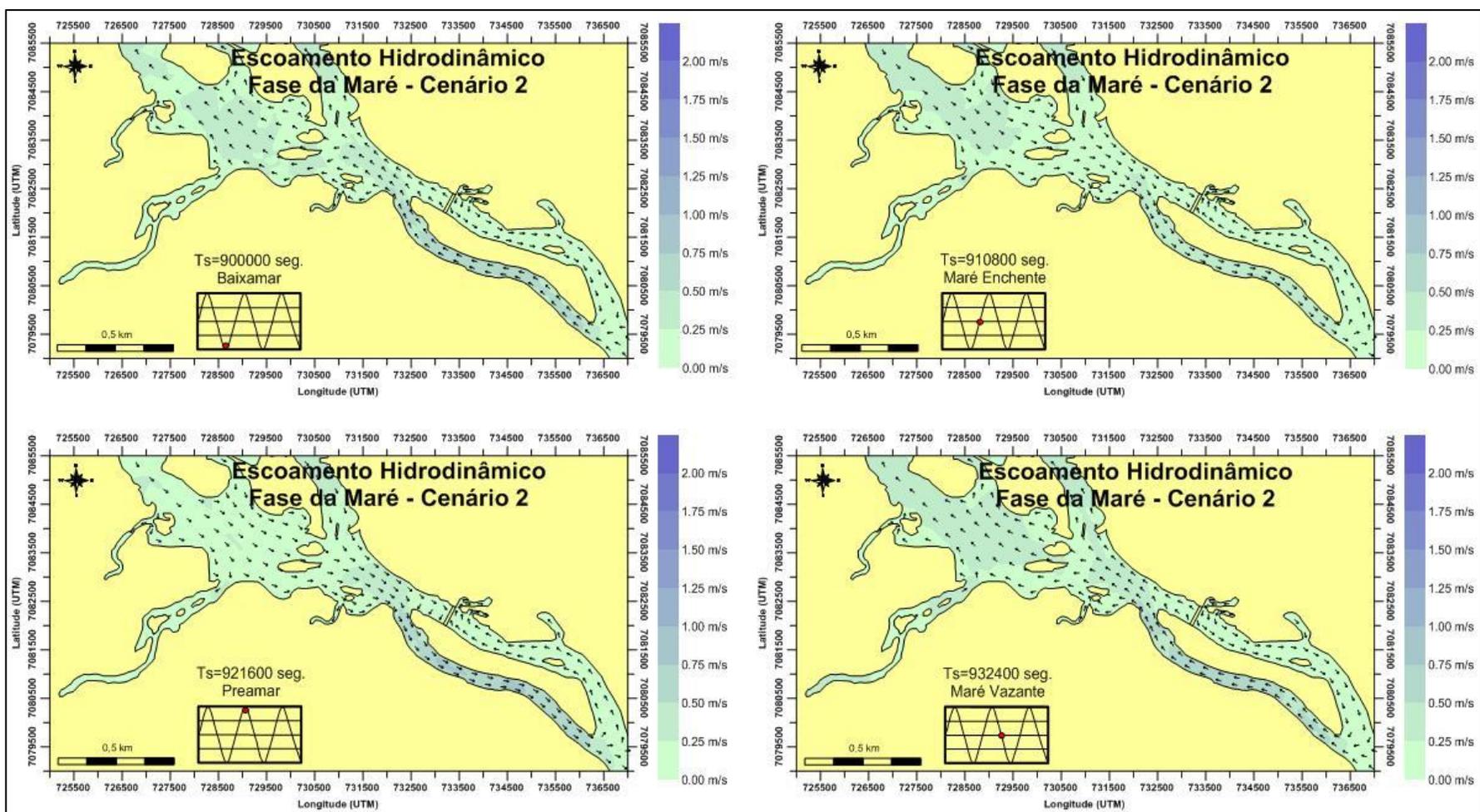


Figura 5-31: Distribuição espacial do campo de correntes instantâneo durante fase de maré baixamar, maré enchente, preamar e maré vazante na área dos aterros que separam o Canal do Linguado e Baía da Babitonga, referente ao Cenário 2.

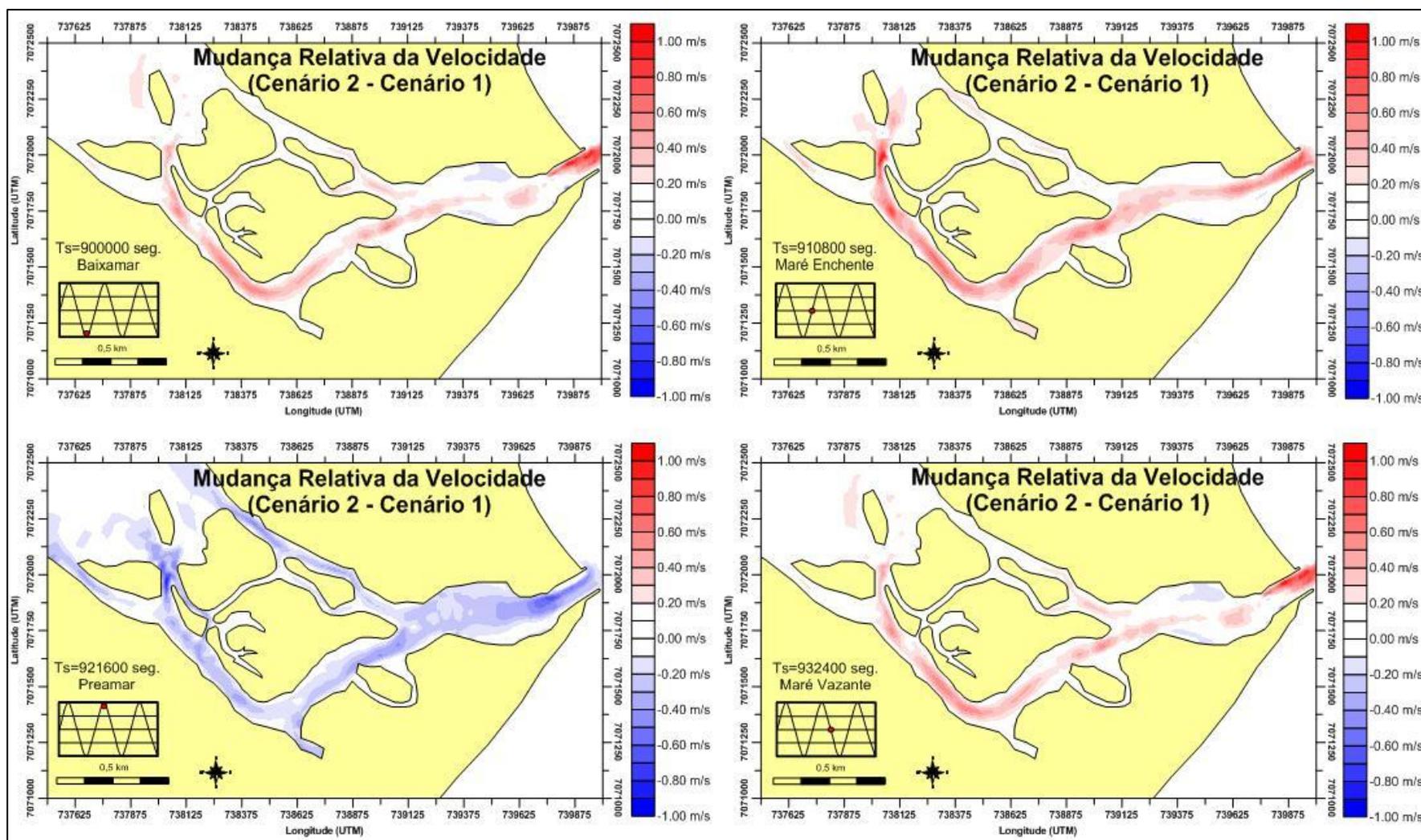


Figura 5-32: Mudança relativa nos valores da velocidade de corrente na área da desembocadura do Canal do Linguado, calculadas pela diferença entre os resultados obtidos no Cenário 2 e Canário 1, evidenciando os impactos na hidrodinâmica local causados pela implementação do Cenário 2.

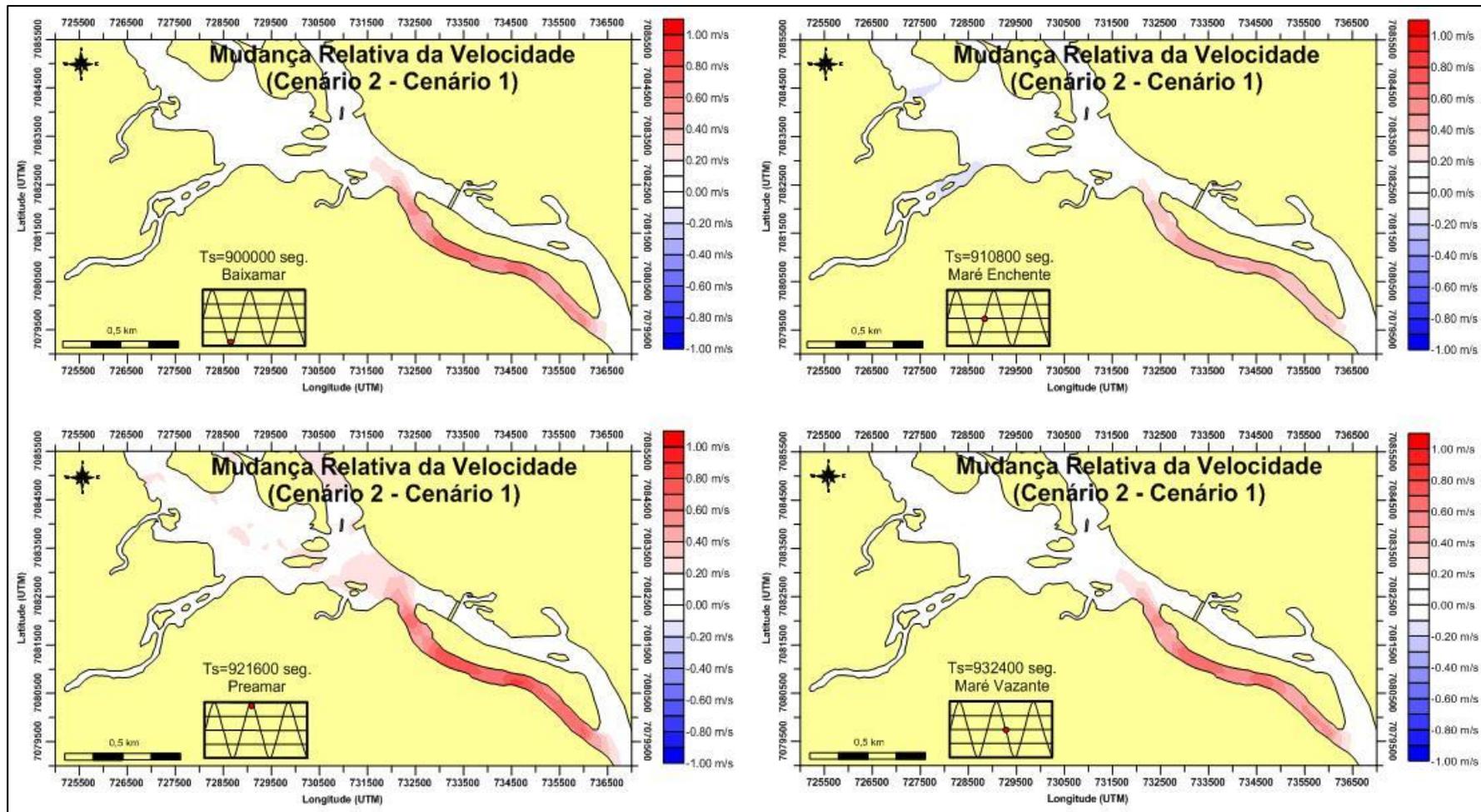


Figura 5-33: Mudança relativa nos valores da velocidade de corrente na área onde foi removido o aterro que separa o Canal do Linguado e Baía da Babitonga, calculadas pela diferença entre os resultados obtidos no Cenário 2 e Cenário 1, evidenciando os impactos na hidrodinâmica local causados pela implementação do Cenário 2.

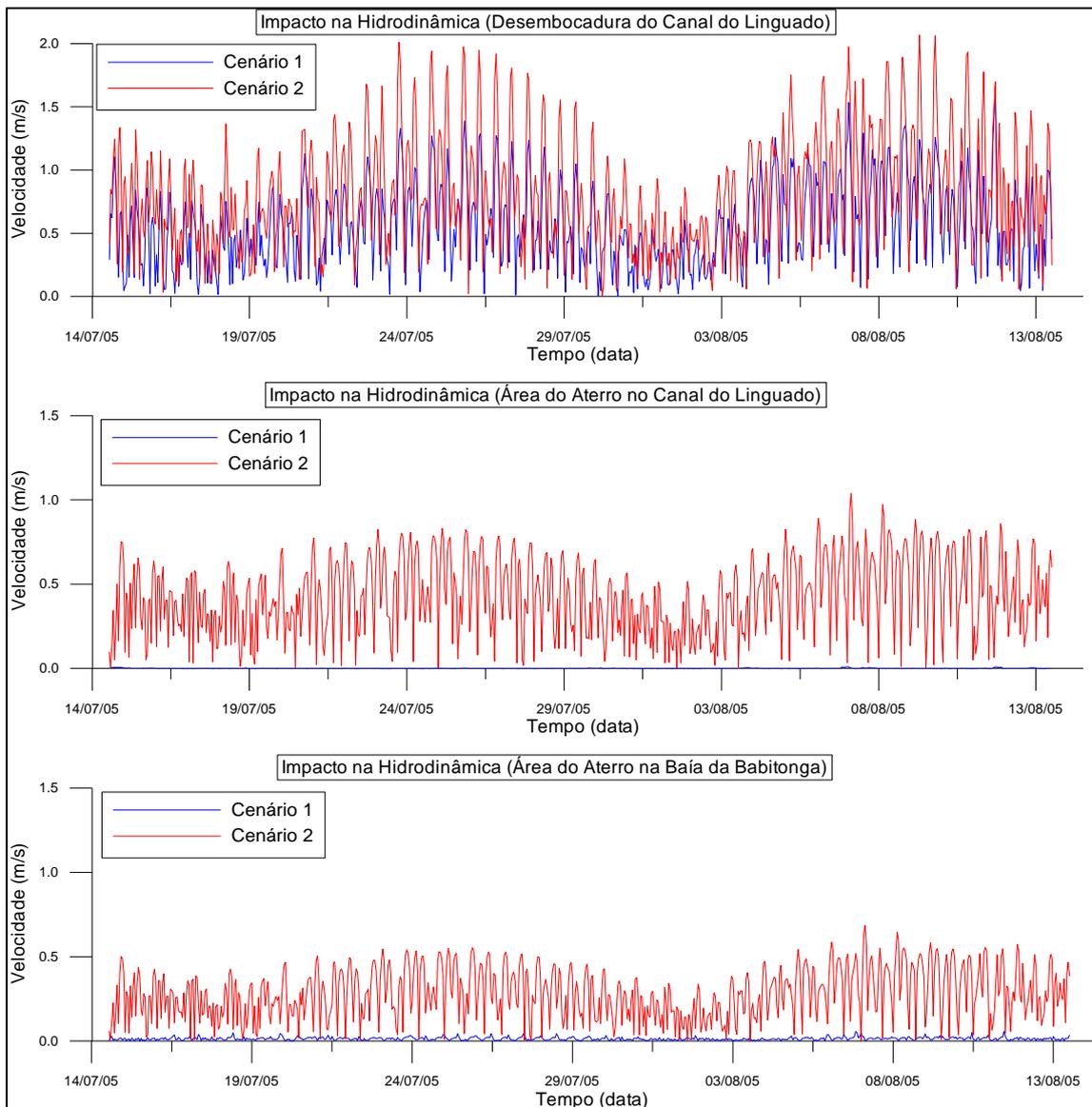


Figura 5-34: Séries temporais de velocidade de corrente na área da desembocadura do Canal do Linguado e na área do aterro sul, considerando o Cenário 1 e cenário 2. Nota-se que a remoção do aterro sul gera um aumento nas velocidades nestas áreas.

5.5. Conclusão

O modelo numérico implementado no canal do Linguado e Baía da Babitonga reproduziu o padrão hidrodinâmico atual destes ambientes sendo validado com dados de elevação do nível de água adquiridos em 7 estações maregráficas ao longo da área de estudo e uma estação de medição de correntes localizada na desembocadura da Baía da Babitonga.

A utilização da metodologia de análise espectral rotatória pode ser utilizada como uma ferramenta adicional na validação do modelo numérico, pois espectro de energia total das correntes simuladas pelo SisBaHiA® e adquiridas em campo, mostra que os períodos principais de oscilação são reproduzidos pelo modelo,

principalmente nas componentes de maré astronômica que dominam o escoamento (6,1, 12,0 e 24,8 horas).

As feições que aparecem na desembocadura do Canal do Linguado, evidenciadas pela imagem do Google, estão fortemente correlacionadas com os resultados do modelo numérico, pois o escoamento hidrodinâmico residual mostra uma relação direta com a presença do canal aprofundado, o banco arenoso localizado no molhe norte e o delta de maré enchente.

As diferenças de elevação do nível de água entre o Canal do Linguado e Baía da Babitonga, na área dos aterros pode chegar a cerca de 1 m durante fases de preamares, sendo o valor médio igual a 0,35 m. Após a remoção do aterro (Cenário 2) estas diferenças não são perceptíveis, indicando alterações hidrodinâmicas expressivas, evidenciadas pelo aumento na velocidade das correntes neste local.

O padrão de circulação das águas no Canal do Linguado e Baía da Babitonga é fortemente influenciado pelas características das variações das marés, promovendo uma circulação hidrodinâmica com padrão bidirecional devido a subida e descida das marés que, através dos gradientes hidrodinâmicos formados, são responsáveis pela movimentação das águas no interior destes ambientes. As velocidades de correntes mais fortes estão associadas aos estreitamentos entre as linhas de costa e às desembocaduras, sendo amplificadas ainda mais durante períodos de maré de sizígia e maior vazão fluvial.

Com a retirada do aterro ocorrem expressivas diferenças nas características hidrodinâmicas na desembocadura do Canal do Linguado, evidenciado pelos resultados das simulações numéricas que mostram um aumento na velocidade das correntes nesta área e alteração do escoamento hidrodinâmico residual. A situação atual mostra uma componente de velocidade residual entrando no canal nas margens do molhe norte e com a implementação do Cenário 2 este escoamento é todo para fora do canal, no sentido do mar aberto.

6. Simulação de Processos Erosivos e de Sedimentação no Canal do Linguado

6.1. Introdução

Este Capítulo apresenta informações sobre os processos erosivos e de sedimentação obtidas através de simulações numéricas, onde foi possível avaliar as modificações na morfologia do fundo do Canal do Linguado, decorrentes da retirada do aterro sul que o separa da Baía da Babitonga e da criação de canais aprofundados na região dos aterros e na desembocadura do canal.

6.1.1. Sobre o Modelo Delft3D

Para o presente estudo foi utilizado o *Delft3D*, desenvolvido pela *Deltares*, em Delft, Holanda. O modelo numérico *Delft3D* constitui-se em um avançado sistema de modelos numéricos 2D/3D (duas e três dimensões) que inclui vários módulos para possibilitar a simulação de processos costeiros complexos, tais como geração e propagação ondas, hidrodinâmica, transporte de sedimentos e mudanças da morfologia (erosão e deposição sedimentar, variação da linha de costa).

6.1.1.1. Modelo Hidrodinâmico Delft3D-Flow

O modelo *Delft3D-Flow* resolve um sistema de equações de águas rasas em modo bidimensional (ou integrado na vertical) e tri-dimensional. O sistema de equações consiste nas equações horizontais de movimento (*momentum*), na equação de continuidade, equações de difusão-advectação para concentrações em suspensão (*suspended transport*) para constituintes conservativos, uma equação separada para transporte de fundo (*bed-load transport*) e um modelo de fechamento turbulento. A equação vertical de *momentum* é reduzida à relação de pressão hidrostática e as acelerações verticais são assumidas como sendo pequenas em relação à aceleração da gravidade. Isso faz com que o *Delft3D-Flow* seja adequado para a predição de fluxos em mares rasos, áreas costeiras, estuários, lagos, rios e lagoas.

O modelo integra o transporte de sedimento e alterações do fundo a cada passo de tempo e é altamente recomendado para estudos em ambientes costeiros por conter acoplamento direto com o modelo espectral de ondas SWAN para calcular os processos de interação onda-corrente, além de incorporar uma técnica robusta de cálculo de células inundadas e secas (*flood and dry cells*). Vários outros processos, tais como fricção do vento e correntes de densidade são também incluídos na formulação.

O usuário pode escolher a resolução das equações hidrodinâmicas em grades cartesianas retangulares, curvilineares, ortogonais (*boundary fitted*) ou esféricas (Lesser *et al.*, 2004).

Este modelo foi extensivamente calibrado e validado através de experimentos de campo e de laboratório no mundo todo, e é considerado o *estado-da-arte* em modelagem hidrodinâmica.

6.1.2. Simulação do Transporte de Sedimentos e Morfologia

Entre as frações de sedimentos, o Delft3D distingue “*mud*” (sedimentos coesivos governados por transporte em suspensão), “*sand*” (sedimentos não coesivos governados por transporte de fundo e por transporte em suspensão) e “*bed-load*” (sedimentos não coesivos governados unicamente por transporte de fundo). A única diferença entre as frações “*sand*” e “*bed-load*” está no fato de que o transporte em suspensão obtido pela equação da advecção-difusão não é resolvido para a última. Embora computacionalmente o transporte tridimensional de sedimentos seja calculado da mesma forma que o transporte de qualquer outro constituinte conservativo, tal como salinidade, temperatura e traçadores, a modelagem de sedimentos diferencia-se por resolver os processos de troca de sedimento entre a camada de fundo e a coluna d’água, pela velocidade de sedimentação do sedimento em decorrência da gravidade, pela influência do sedimento na densidade local e no processo turbulento, além da contínua alteração da batimetria e subsequente influência dessa nos processos hidrodinâmicos.

A interação entre frações de sedimentos tem importância em diversos processos, tal como a implicação no cálculo da velocidade de sedimentação de cada fração e densidade resultante em decorrência da mistura. A densidade da água é ajustada através da relação de Eckart (1958) em consideração aos efeitos da salinidade e temperatura. Para o transporte de sedimento esta relação é estendida para incluir o efeito do sedimento na densidade considerando-se a massa de todas as frações de sedimento e subtraindo a massa de água substituída.

A formulação da velocidade de sedimentação para areia e lama difere consideravelmente. Em misturas de elevada concentração, a velocidade de sedimentação de uma partícula individual é reduzida em decorrência da presença de outras partículas, de forma que cada fração de sedimento possui uma velocidade de sedimentação em função do tempo e local.

Para frações de sedimentos coesivos, os fluxos entre a coluna d’água e leito de fundo são calculados através das formulações de Partheniades-Krone (Partheniades, 1965). Para sedimentos coesivos, utilizam-se as formulações de Van Rijn (1993) com base no diâmetro médio do grão (d_{50}).

O transporte de fundo é determinado para todas as frações do tipo “*sand*” e “*bed-load*”, primeiramente calculando-se a magnitude e direção do transporte e, posteriormente, as taxas de transporte nas interfaces da célula, determinadas e corrigidas de acordo com o efeito da declividade de fundo, composição do leito e disponibilidade de sedimento. A formulação de Van Rijn distingue os componentes de transporte entre transporte de fundo em decorrência de correntes (Bed), transporte de fundo em decorrência da ação de ondas (BedW) e transporte em suspensão em decorrência da ação de ondas (SusW). Os parâmetros Bed, BedW e

SusW podem ser calibrados independentemente. Outro fator de calibração importante é o fator de correlação entre o transporte de sedimento em suspensão e as correntes (Sus).

6.1.2.1. Parâmetro de Aceleração Morfológica (Morfac)

O uso de modelos morfológicos baseados em processos (*process-based numerical morphological models*) aplicados em modo de diagnóstico ou prognóstico do tipo *brute-force* (forçamento com série temporal bruta), para simulação da evolução morfológica, requer algumas explicações: o modelo é rodado para um período de simulação designado, iniciado a partir de uma condição inicial especificada. Durante a simulação, séries temporais das condições forçantes devem ser especificadas. Para simulações em modo diagnóstico, estas forçantes normalmente consistem em uma série de dados medidos/previstos de nível d'água, intensidade e direção dos ventos, pressão atmosférica, descarga fluvial e/ou ondas oceânicas. Para simulações prognósticas, devido à natureza estocástica dos ventos, ondas e outros processos forçadores, são requeridas algumas considerações especiais, freqüentemente resultando no uso de uma série temporal derivada da média anual ou climas sazonais, e testes de sensibilidade dos desvios ao redor desta média.

Simulações do tipo *brute-force* são usadas para investigar com detalhe o desenvolvimento histórico-temporal das variações morfológicas e investigar o impacto relativo dos processos associados. No entanto, esse tipo de modelagem é extremamente dispendioso computacionalmente e, dependendo da resolução, diversidade de processos simulados e da capacidade do *hardware* do computador disponível, será freqüentemente executado em uma velocidade apenas 10 vezes mais rápida que o tempo real (e.g. 100 dias de simulação requereriam 10 dias de computação). Isto significa que, quando estamos interessados em resolver processos de mudanças morfológicas da ordem de meses ou anos, técnicas de aceleração morfológica do modelo são necessárias para reduzir o tempo de processamento.

A abordagem utilizada no presente estudo utiliza um parâmetro de aceleração morfológica (*morfac – morphological acceleration factor*), que resulta num tempo computacional até 10 vezes inferior quando comparado ao método *brute-force*. O *morfac* é atrativo porque é numericamente eficiente, robusto e simples de implementar. A abordagem do *morfac* trabalha multiplicando o fluxo de erosão/sedimentação dos sedimentos em suspensão e os gradientes das componentes vetoriais de transporte por fundo (*bed load transport*) por um fator espacialmente constante (*morfac*). Esse procedimento efetivamente multiplica todas as mudanças de elevação do fundo que ocorrem durante um passo de tempo do modelo hidrodinâmico pelo fator *morfac* e, pode-se dizer, efetivamente, que o passo de tempo morfológico torna-se *morfac* vezes maior que o passo de tempo do modelo hidrodinâmico. Essa abordagem é adequada para simulações morfológicas de longo-prazo (anos ou décadas), pois as mudanças morfológicas ocorrem em escalas temporais distintas das variações na hidrodinâmica (Lesser *et al.*, 2004; Lesser, 2009).

6.2. Objetivos

6.2.1. Objetivo Geral

- Compreender os processos físicos responsáveis pela erosão e sedimentação na área dos aterros e desembocadura do Canal do Linguado devido a remoção do aterro sul que separa a Baía da Babitonga deste ambiente. Este estudo considerou dois cenários distintos: Canal do Linguado e Baía da Babitonga separados pelos aterros Sul e Norte (situação atual) e Canal do Linguado e Baía da Babitonga interligados entre si devido à remoção do aterro sul.

6.2.2. Objetivo Específico

- Determinar as mudanças nas cotas batimétricas devido aos processos de transporte de sedimentos causadores de erosão e/ou acresção na área do aterro sul e desembocadura do canal do Linguado.
- Estimar o volume de sedimentos que será transportado na área dos aterros e desembocadura do canal do Linguado, considerando a remoção total do aterro sul e criação de um canal aprofundado na região dos aterros e desembocadura do Canal do Linguado.

6.3. Metodologia

6.3.1. Definição dos Cenários de Simulação

Os cenários descritos abaixo foram simulados considerando uma vazão líquida com ocorrência em 95% do tempo (Q95).

Cenário 1: O Canal do Linguado e Baía da Babitonga estão separados pelos aterros Norte e Sul e a linha de costa e morfologia do fundo de todo complexo estuarino não apresenta quaisquer modificações (situação atual).

Cenário 2: O Canal do Linguado e a Baía da Babitonga estão interligados devido a remoção do aterro Sul e procedeu-se a criação de um canal aprofundado na região dos aterros, com 4 metros de profundidade, e na desembocadura do Canal do Linguado, com 2,5 metros profundidades.

Cenário 3: O Canal do Linguado e a Baía da Babitonga estão interligados devido a remoção do aterro Sul e procedeu-se a criação de um canal aprofundado na região dos aterros, com 4 metros de profundidade, e na desembocadura do Canal do Linguado, não apresenta quaisquer modificações (situação atual no local).

6.3.2. Grade Numérica

Para atender os objetivos deste estudo, o domínio de modelagem abrange todo o Canal do Linguado e as cercanias da área dos aterros que o separam da Baía da Babitonga (Figura 6-1). A grade numérica foi construída através da utilização do módulo RGFRID, o qual possibilita a geração e manipulação de grades numéricas curvilineares utilizadas pelo modelo hidrodinâmico Delft3D-FLOW, onde os processos hidrodinâmicos são calculados gerando a base de informações para a resolução dos processos de transporte de sedimentos no ambiente de simulação.

Com 482 x 573 elementos e uma resolução média de 50 m, a grade atende às propriedades exigidas de ortogonalidade e suavidade, evitando interferências de ruídos numéricos ao longo do domínio e aumentando a acurácia do modelo numérico (WL | Delft Hydraulics, 2007). A Figura 6-2 e Figura 6-3 mostram em detalhe a distribuição dos elementos da grade na área dos aterros e na área da desembocadura do canal, salientando que a mesma foi utilizada para todos os cenários de simulação.

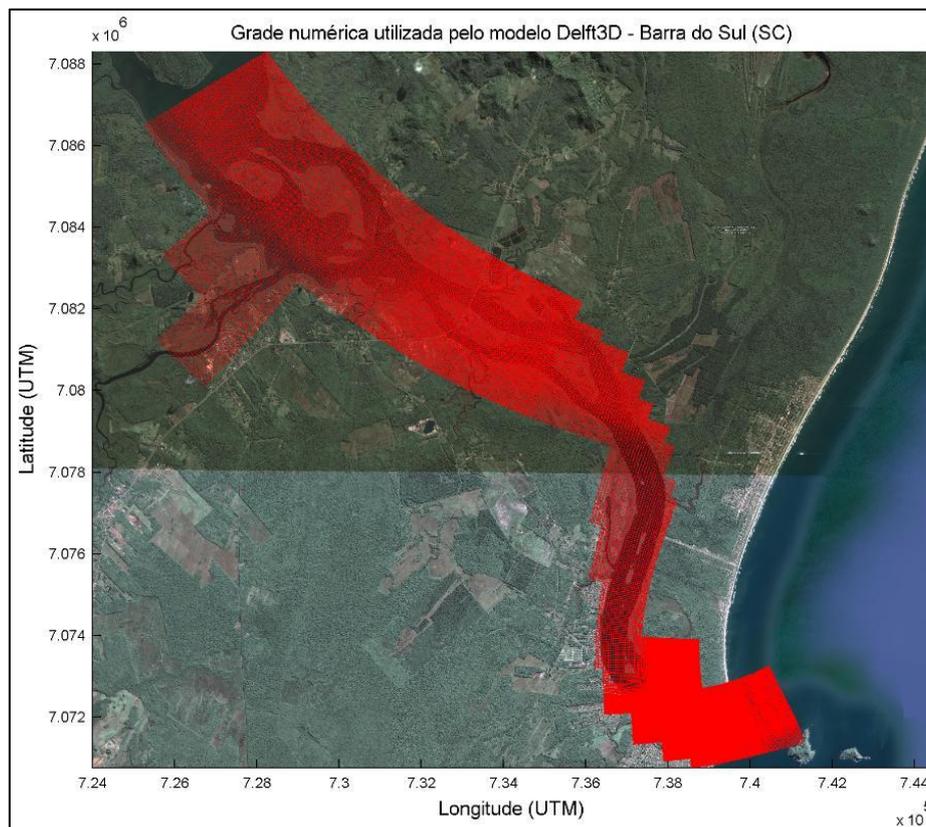


Figura 6-1: Domínio de modelagem abrangendo todo o Canal do Linguado e as cercanias da área dos aterros que o separam da Baía da Babitonga.

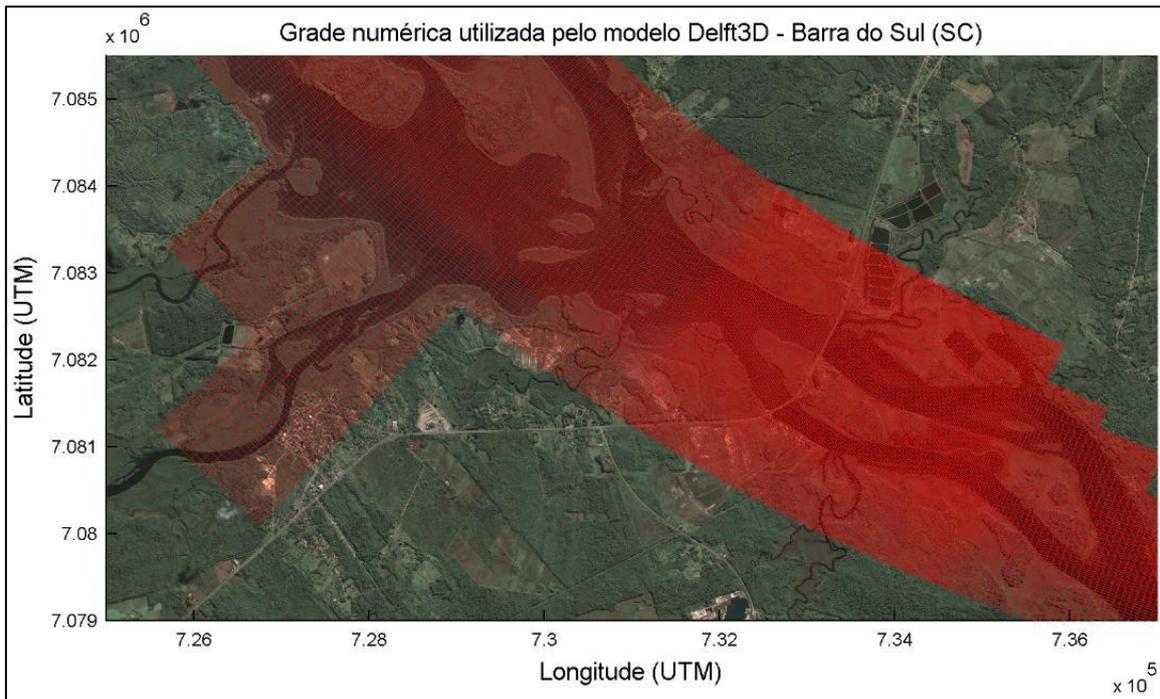


Figura 6-2: Detalhe da grade numérica mostrando a distribuição dos elementos na área dos aterros que separam o Canal do Linguado e Baía da Babitonga.

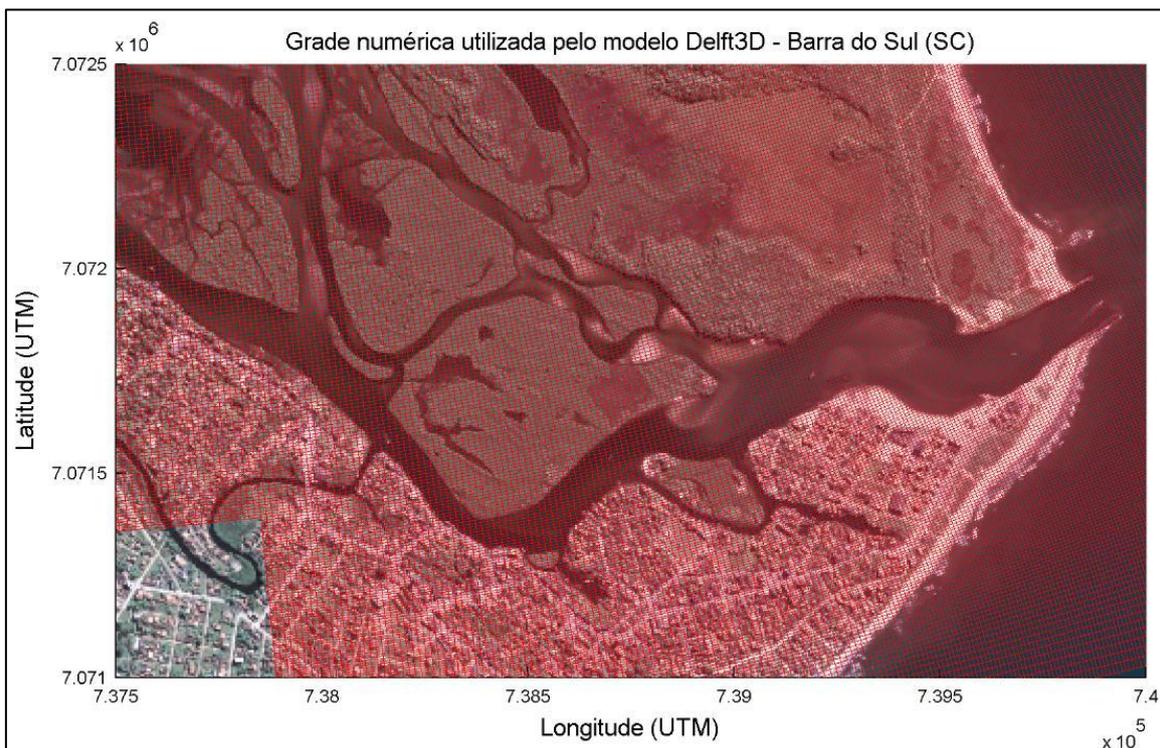


Figura 6-3: Detalhe da grade numérica mostrando a distribuição dos elementos na área da desembocadura do Canal do Linguado.

6.3.3. Batimetria

A descrição da batimetria utilizada na simulação hidrodinâmica do Cenário 1 (Figura 6-4) é apresentada e discutida no Capítulo 4, que trata da caracterização morfológica e meteoceanográfica da área de estudo. Para o Cenário 2 (Figura 6-5) procedeu-se a criação de um canal aprofundado em 4 metros de profundidade e aproximadamente 13km de extensão, que liga o interior da Baía da Babitonga à montante do Canal do Linguado, através da remoção do aterro sul. Na região da desembocadura do Canal do Linguado foi criado um canal aprofundado em 2,5 metros de profundidade e aproximadamente 3km de extensão. Para o Cenário 3 (Figura 6-6) foi considerada a mesma configuração utilizada no Cenário 2 para a área dos aterros e a mesma configuração do Cenário 1 para a área da desembocadura.

A Figura 6-7, Figura 6-8, Figura 6-9, Figura 6-10, Figura 6-11 e Figura 6-12 mostram em detalhe a distribuição espacial dos valores de profundidades interpolados pelo QUICKIN do Delft3D na área da desembocadura do Canal do Linguado e aterros que o separam da Baía da Babitonga, referentes aos Cenários 1, 2 e 3 respectivamente.

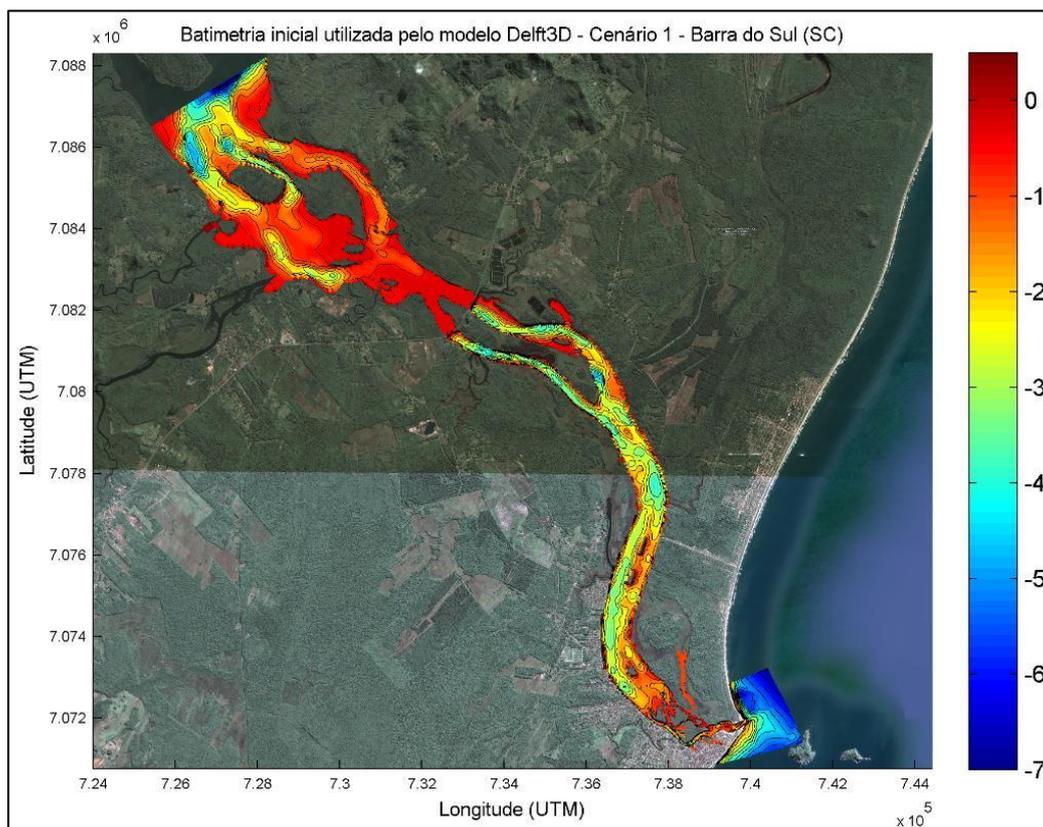


Figura 6-4: Mapa batimétrico utilizado nas simulações numéricas do Cenário 1, representando a situação atual do Canal do Linguado.

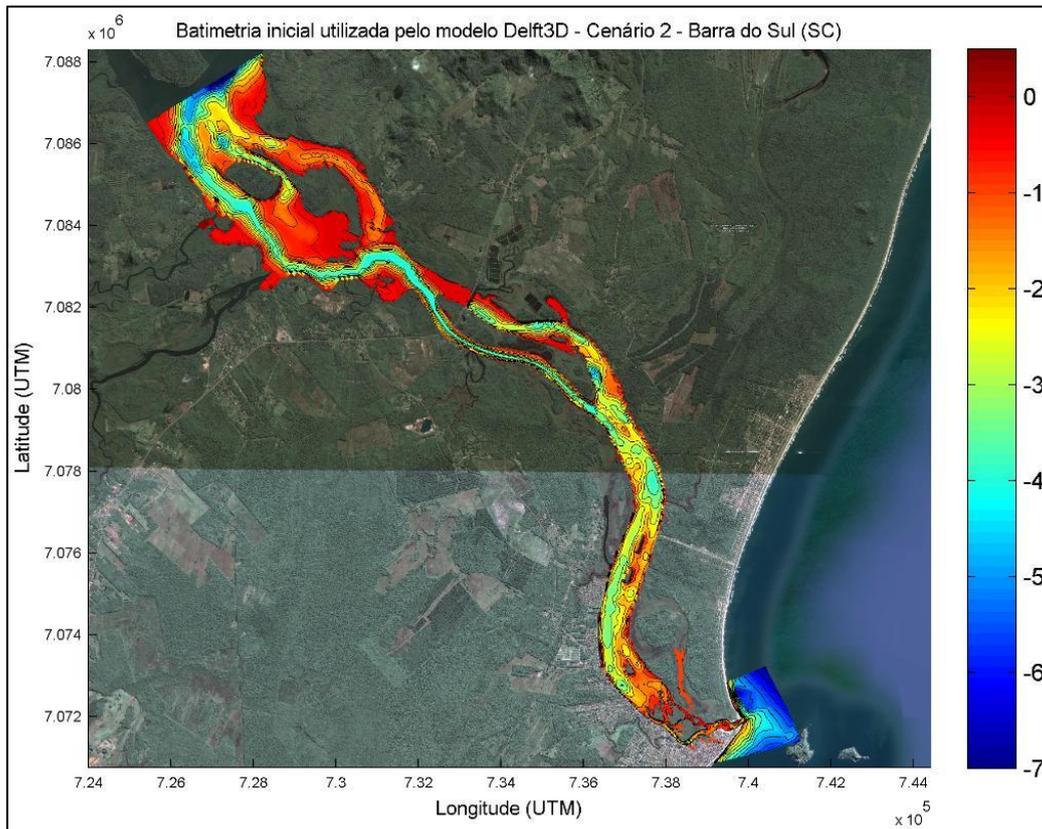


Figura 6-5: Mapa batimétrico utilizado nas simulações numéricas do Cenário 2.

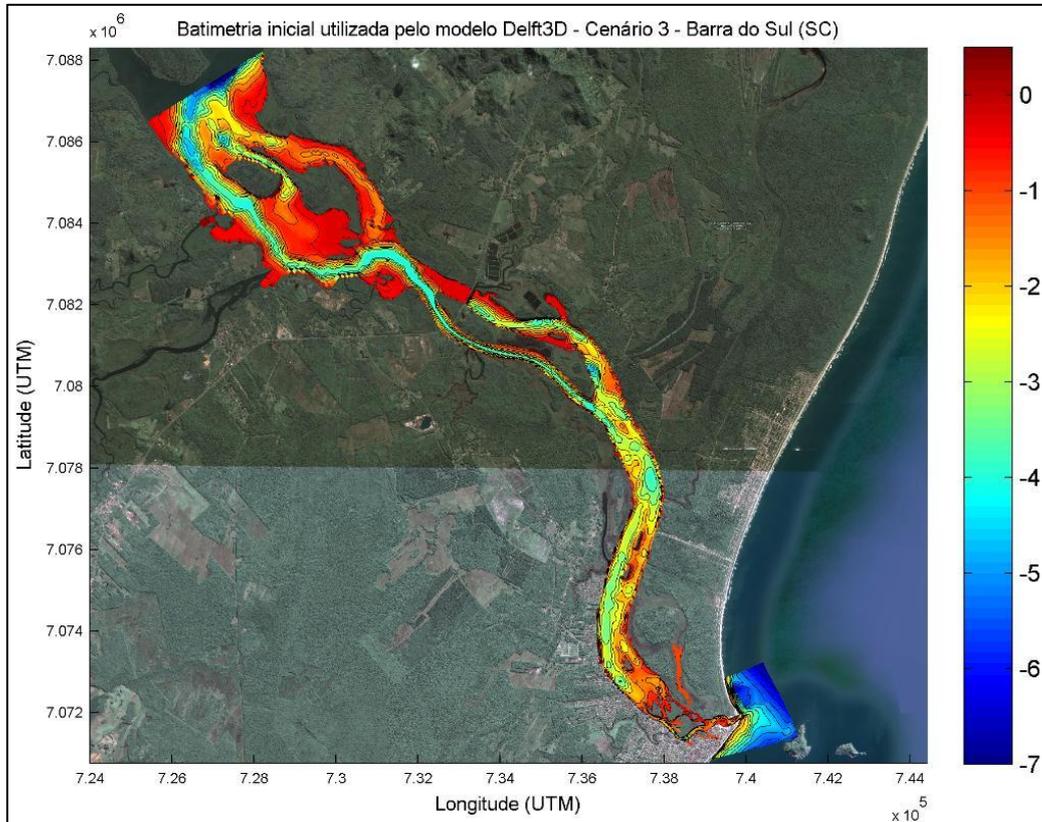


Figura 6-6: Mapa batimétrico utilizado nas simulações numéricas do Cenário 3.

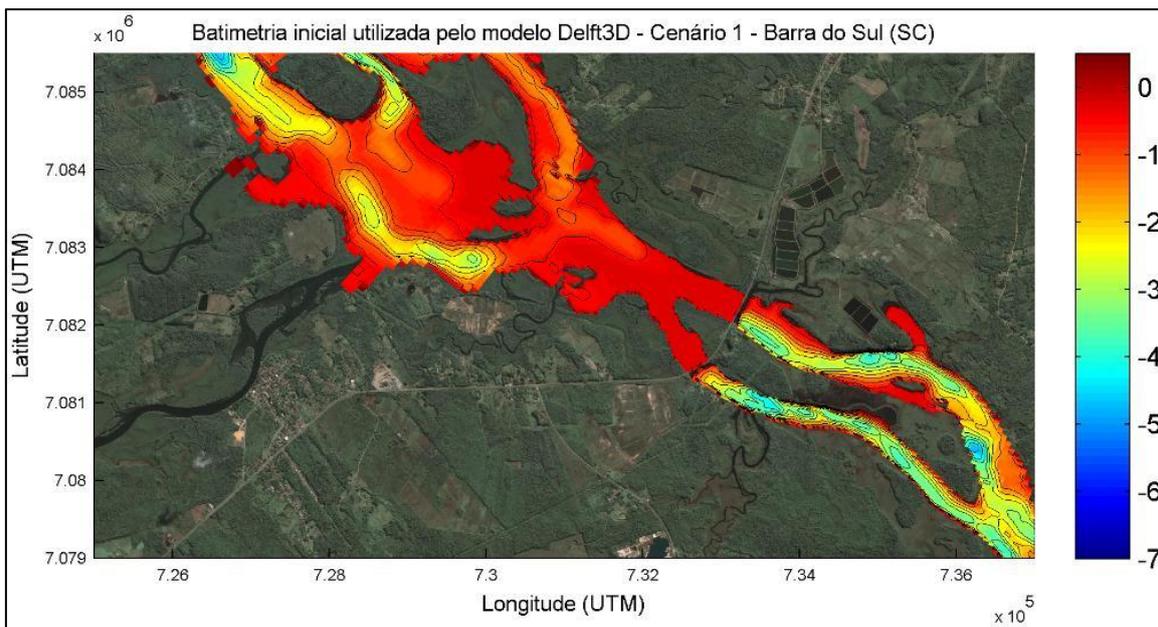


Figura 6-7: Detalhe da batimetria na área dos aterros que separam o Canal do Linguado e Baía da Babitonga, correspondendo ao Cenário 1 (situação atual).

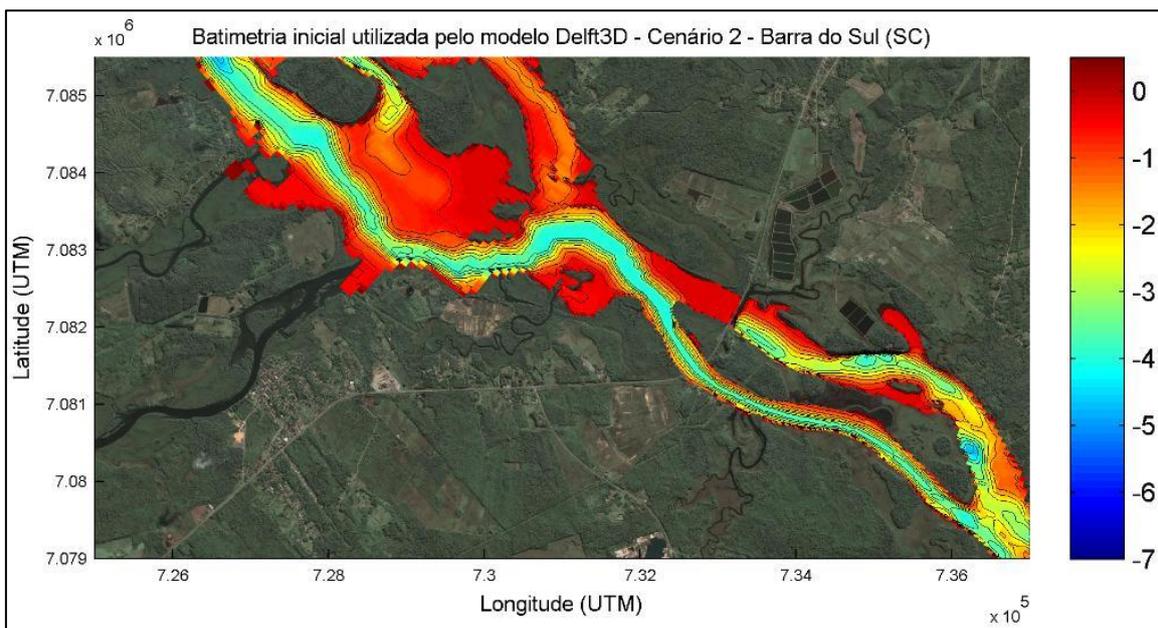


Figura 6-8: Detalhe da batimetria na área dos aterros que separam o Canal do Linguado e Baía da Babitonga, correspondendo ao Cenário 2.

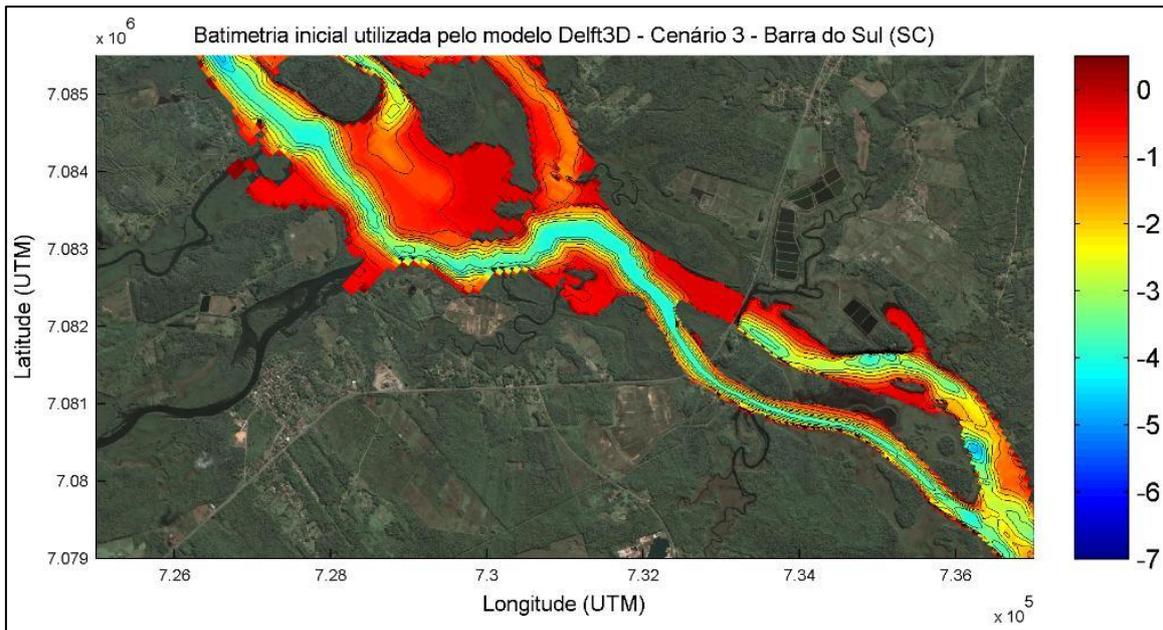


Figura 6-9: Detalhe da batimetria na área dos aterros que separam o Canal do Linguado e Baía da Babitonga, correspondendo ao Cenário 3.

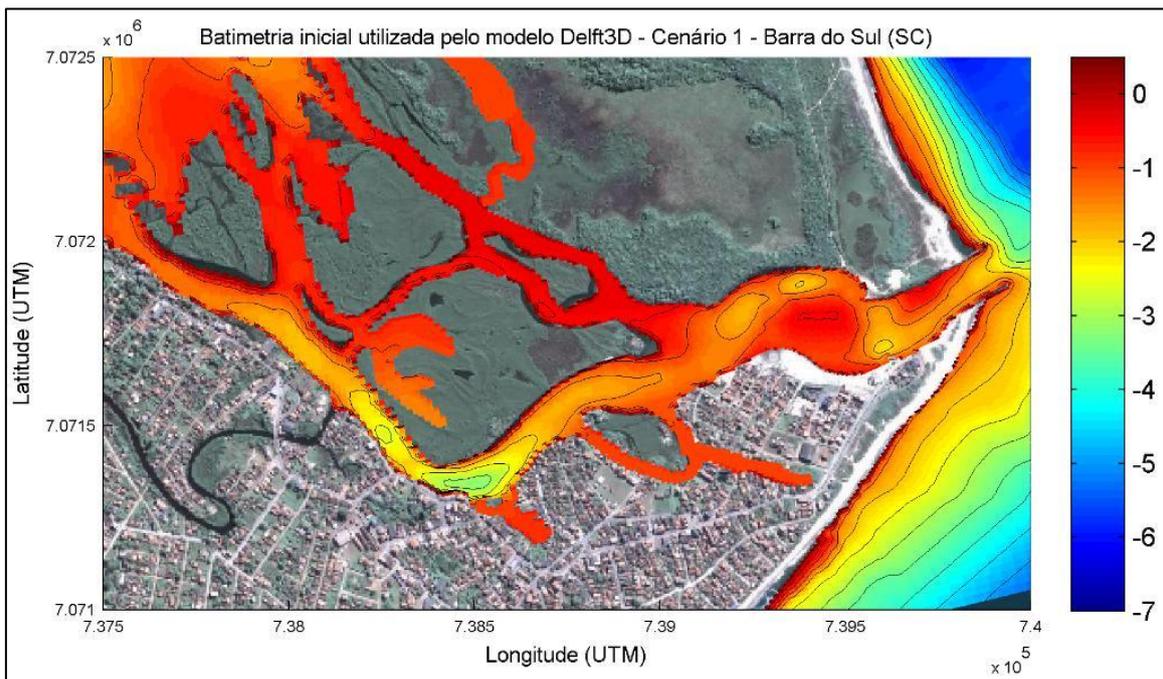


Figura 6-10: Detalhe da batimetria na área da desembocadura do Canal do Linguado, correspondendo ao Cenário 1.

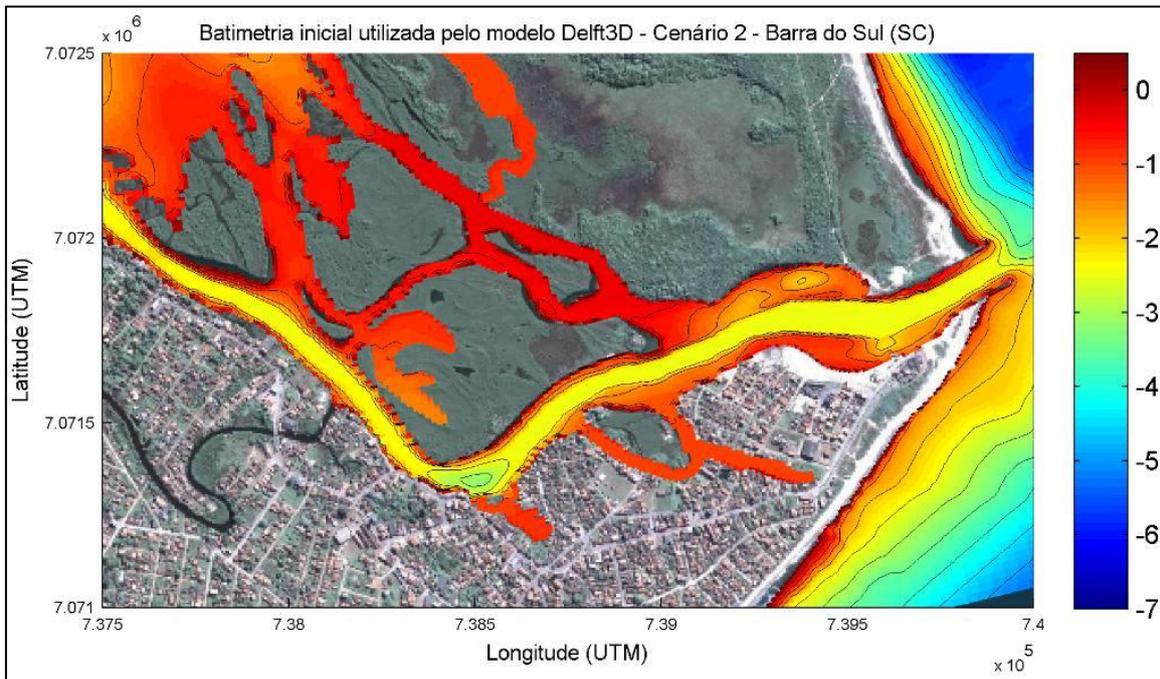


Figura 6-11: Detalhe da batimetria na área da desembocadura do Canal do Linguado, correspondendo ao Cenário 2.

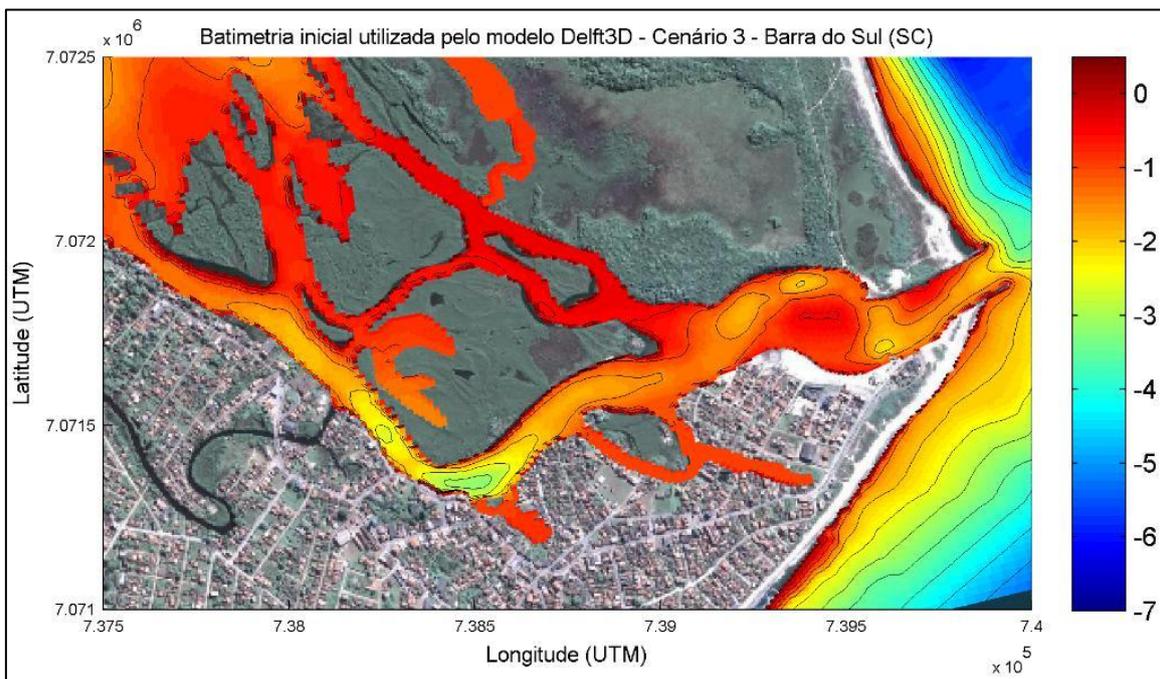


Figura 6-12: Detalhe da batimetria na área da desembocadura do Canal do Linguado, correspondendo ao Cenário 3.

6.3.4. Elevação do Nível de Água

Com o objetivo de calibrar o modelo numérico, ao longo do Canal do Linguado e na área oceânica adjacente, foram adquiridas informações de elevação do nível de água simultaneamente em três estações amostrais, localizadas na parte interna da desembocadura do Canal do Linguado (TCL_2), a montante, próximo aos aterros que o separam da Baía da Babitonga (TCL_3) e na Ilha dos Remédios (TCL_1). Os dados foram medidos em campo entre os dias 15 de julho e 05 de setembro de 2005 (52 dias), sendo amostrados a cada 20 minutos e armazenados no próprio equipamento. Estas informações foram adquiridas com um marégrafo Orphimedes da marca OTT-Hidrometrie que trabalha segundo o princípio de borbulho de ar.

Os resultados obtidos nesta coleta mostram que ocorre uma redução na amplitude da elevação do nível de água dentro da desembocadura do Canal do Linguado sendo ainda mais reduzida a montante, na área dos aterros que o separam da Baía da Babitonga. Ao longo do período de aquisição a variação máxima da amplitude foi medida na estação maregráfica TCL_1 (2,20 m), seguida pela TCL_2 e TCL_3, que apresentaram valores iguais a 1,07 m e 0,97 m, respectivamente.

A localização das estações maregráficas TCL_1, TCL_2 e TCL_3 na área de estudo e suas respectivas séries temporais medidas são mostradas na Figura 6-13 e as séries temporais na Figura 6-14.

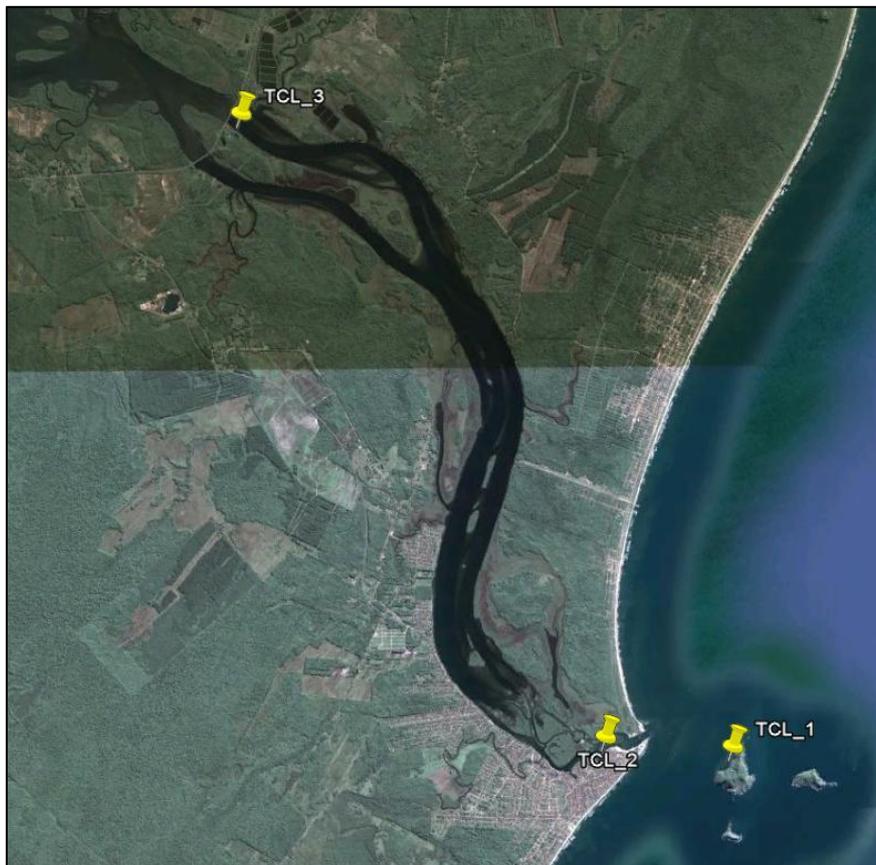


Figura 6-13: Localização dos pontos de medição da variação da elevação do nível de água no Canal do Linguado e área marinha adjacente.

A Tabela 6-1 apresenta o período de cada componente harmônico com os valores de amplitude e fase em cada estação maregráfica. Esta análise foi realizada com o Software SisBaHiA (Sistema Base de Hidrodinâmica Ambiental) versão 6.5b S8G7, desenvolvido pela COPPE – Engenharia Costeira e Oceanográfica, o qual utiliza os mesmos algoritmos de Análise e Previsão de marés da *The Global Sea Level Observing System (GLOSS)*. A Figura 6-15 mostra através de um gráfico de barras a comparação de cada constituinte harmônico por estação, onde fica clara a redução da amplitude conforme a maré entra no canal. Para as componentes M2, S2, K1 e O1 a redução entre a estação TCL_1 (Ilha dos Remédios) e as estações TCL_2 (Desembocadura) e TCL_3 (Aterro) é maior que 50%, evidenciando o efeito do estreitamento dos molhes e morfologia local neste comportamento.

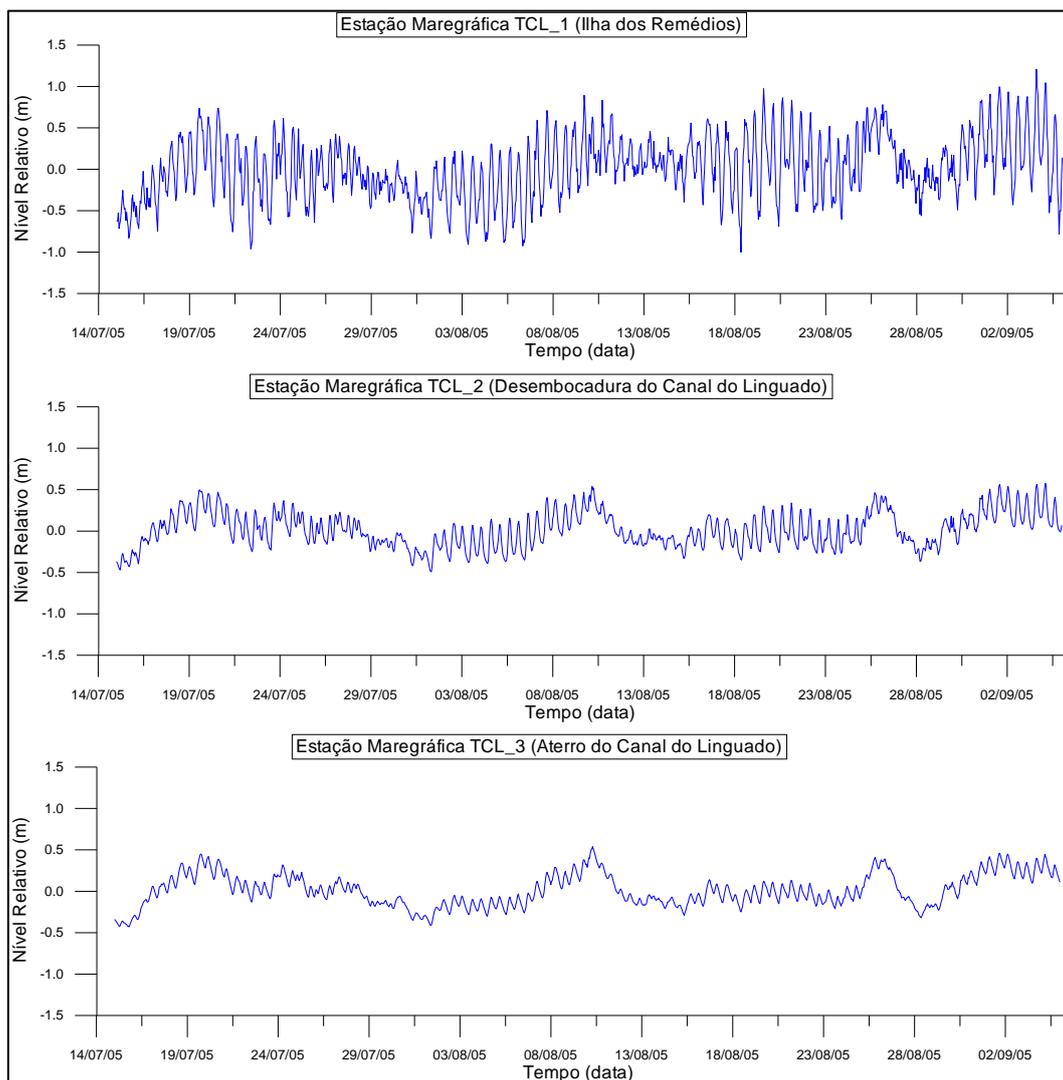


Figura 6-14: Séries temporais de elevação do nível de água adquiridas simultaneamente ao longo de 52 dias de coleta, entre os dias 15 de julho e 05 de setembro de 2005, no Canal do Linguado e área marinha adjacente.

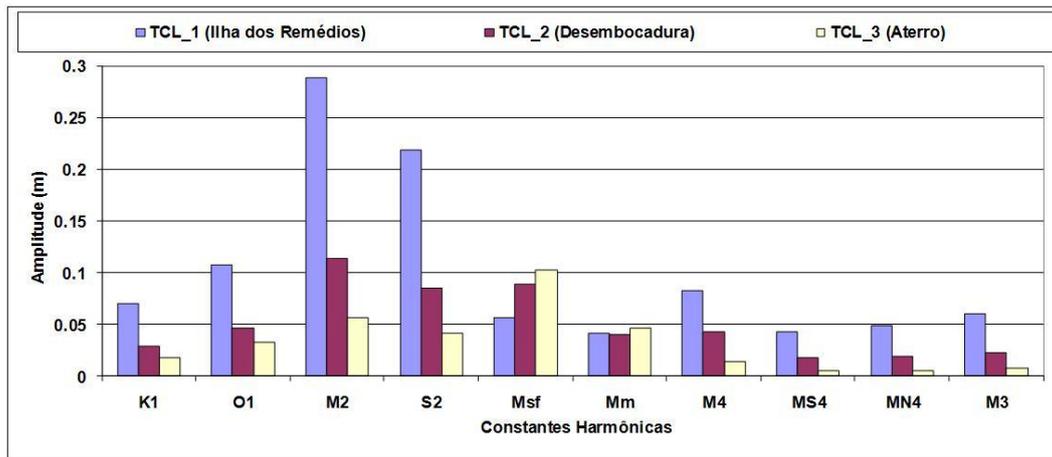


Figura 6-15: Comparação entre as principais constantes harmônicas das estações maregráficas TCL_1 (Ilha dos Remédios), TCL2 (Desembocadura) e TCL_3 (Aterros), evidenciando a redução da amplitude de maré na desembocadura do Canal do Linguado.

Tabela 6-1: Valores de amplitude e fase dos principais constituintes harmônicos nas estações maregráficas TCL_1 (Ilha dos Remédios), TCL_2 (Desembocadura) e TCL_3 (Aterro).

Constituintes	Período	Período	TCL_1 (Ilha dos Remédios)		TCL_2 (Desembocadura)		TCL_3 (Aterro)	
			Amplitude	Fase	Amplitude	Fase	Amplitude	Fase
Principais Constituintes Diurnos	(horas)	(dias)	(metros)	(graus)	(metros)	(graus)	(metros)	(graus)
K1 (lunar-solar)	23.93	1.00	0.07	148.45	0.03	155.90	0.02	207.35
O1 (principal lunar)	25.82	1.08	0.11	68.70	0.05	88.52	0.03	134.42
Q1	26.87	1.12	0.04	51.05	0.01	71.28	0.01	119.92
Principais Constituintes Semi-diumos								
M2 (principal lunar)	12.42	0.52	0.29	61.59	0.11	76.60	0.06	149.37
S2 (principal solar)	12.00	0.50	0.22	78.61	0.09	93.79	0.04	169.77
N2	12.66	0.53	0.05	139.52	0.02	161.12	0.01	211.13
Principais Constituintes de Longo Período								
MSf	354.37	14.77	0.06	79.18	0.09	49.85	0.10	53.34
Mm	661.31	27.55	0.04	306.19	0.04	255.65	0.05	255.60
Principais Constituintes de Água Rasa								
M4	6.21	0.26	0.08	113.22	0.04	118.26	0.01	217.61
M3	8.28	0.35	0.06	177.50	0.02	181.34	0.01	273.13
MK3	8.18	0.34	0.02	110.01	0.01	149.48	0.00	286.14
MN4	6.27	0.26	0.05	56.95	0.02	74.71	0.01	183.69
MS4	6.10	0.25	0.04	214.69	0.02	187.13	0.01	294.73
MO3	8.39	0.35	0.04	324.12	0.01	340.97	0.00	45.95

6.3.5. Simulação Hidrodinâmica

Antes do início das simulações do transporte de sedimentos foi implementado um modelo hidrodinâmico na área de estudo com o objetivo de definir os valores de rugosidade do fundo, através da comparação entre os valores de elevação do nível de água medidos e simulados pelo modelo numérico. Nesta etapa, foram realizados pequenos ajustes na batimetria dos canais estreitos visando o melhor resultado de calibração.

6.3.5.1. Rugosidade

Para simular áreas de manguezais ou de cotas mais baixas com presença de vegetação, foi realizado ao longo do domínio de modelagem o mapeamento da rugosidade, de forma que as margens do Canal do Linguado e ilhas no seu interior fossem submetidas a velocidades de correntes menores em períodos de alagamento devido a picos de elevação do nível de água.

A rugosidade do fundo foi computada através da atribuição de diferentes valores do parâmetro Chezy na área emersa e submersa da área de estudo. Como o parâmetro Chezy é inversamente proporcional a rugosidade, nas áreas emersas este parâmetro é igual a 10 e na parte submersa igual a 65. A Figura 6-16 e Figura 6-17 mostram a distribuição deste parâmetro ao longo da área de estudo.

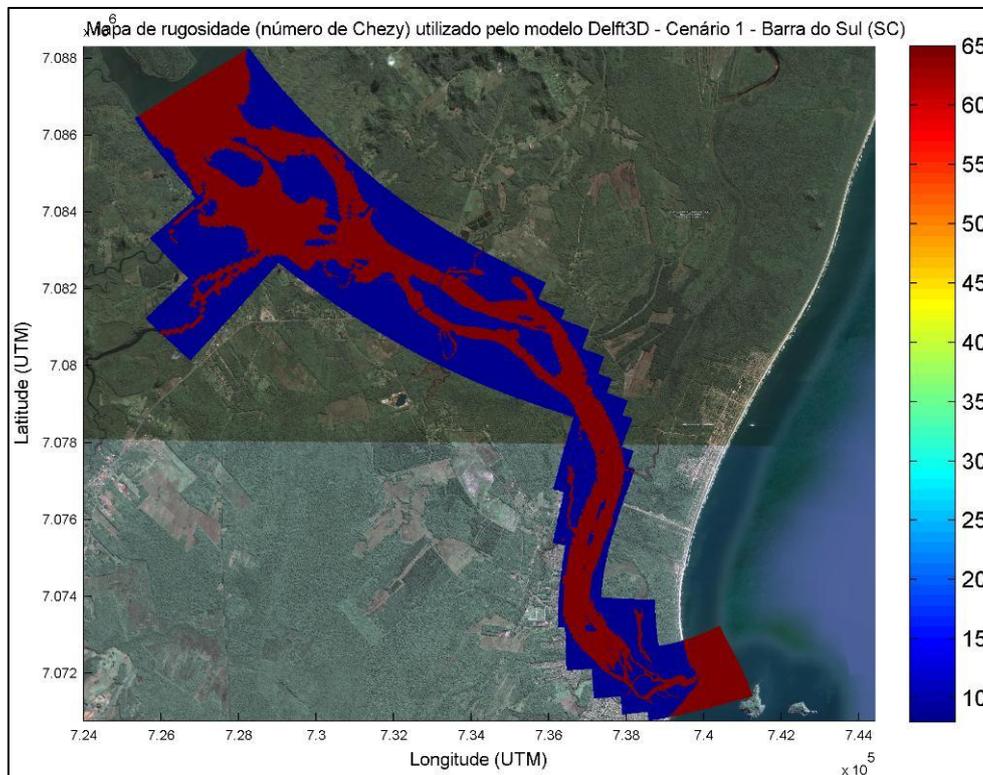


Figura 6-16: Distribuição espacial do parâmetro Chezy, indicando as diferentes rugosidades utilizadas ao longo do domínio de modelagem no Cenário 1.

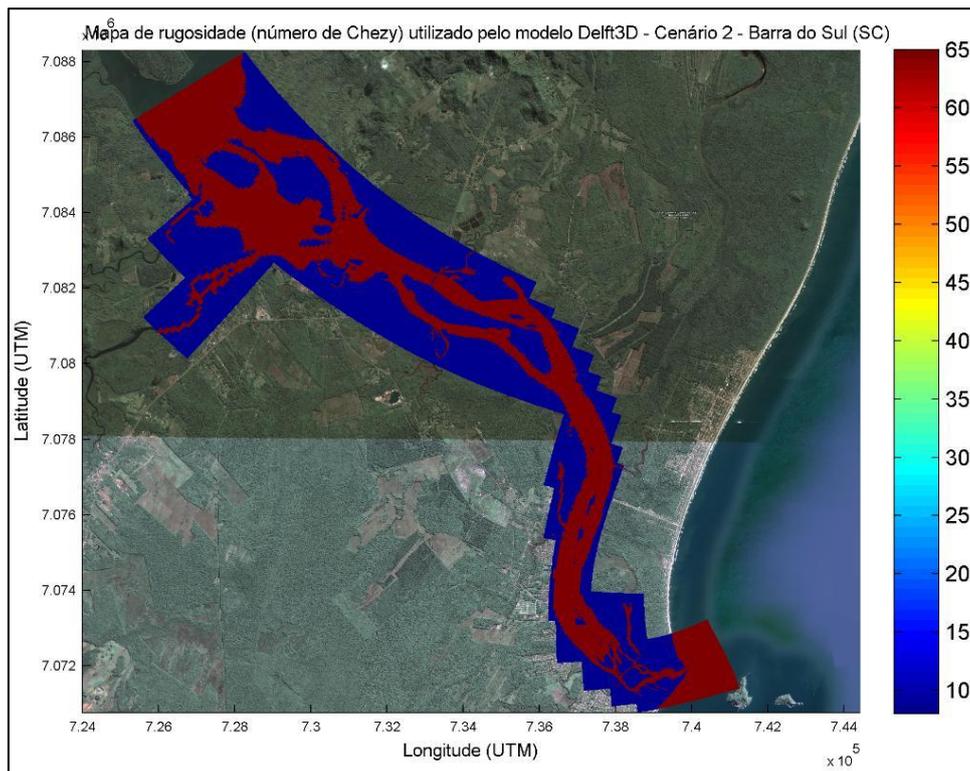


Figura 6-17: Distribuição espacial do parâmetro Chezy, indicando as diferentes rugosidades utilizadas ao longo do domínio de modelagem no Cenário 2 e Cenário 3.

6.3.5.2. Condições de Contorno

Nas fronteiras abertas do modelo numérico (Figura 6-18) foram utilizadas informações de elevação do nível de água medidos na estação maregráfica TCL_1 (fronteira leste) e séries temporais previstas (fronteira norte), referente as proximidades da estação maregráfica T6, localizada no aterro do lado da Baía da Babitonga. Assim, para o mesmo período de medição, foi realizada uma previsão de maré utilizando-se dados de elevação do nível de água simulados pelo modelo hidrodinâmico SisBaHiA, considerando a situação atual (Cenário 1 descrito Capítulo 5). A Figura 6-19 mostra estas séries temporais.

O domínio de modelagem do SisBaHiA® abrange, além do Canal do Linguado e Baía da Babitonga, a região marinha adjacente, o que possibilita a utilização dos seus resultados como dados de entrada nesta simulação. No ponto de vista operacional, este procedimento proporciona a utilização de grades numéricas com maiores resolução nas áreas de interesse sem aumentar o custo computacional, garantindo maior precisão nos resultados obtidos.

Este procedimento foi adotado devido a limitações do módulo de transporte de sedimentos do SisBaHiA®, que ao longo da simulação não atualiza a batimetria do canal quando ocorre transporte de sedimento. Ao contrário, o modelo de transporte de sedimentos do Delft3D atualiza os valores de batimetria a cada passo de tempo do modelo, proporcionando assim uma simulação mais precisa dos processos

morfodinâmicos, que são dependentes dos ajustes contínuos entre a morfologia e os fluxos hidrodinâmicos.

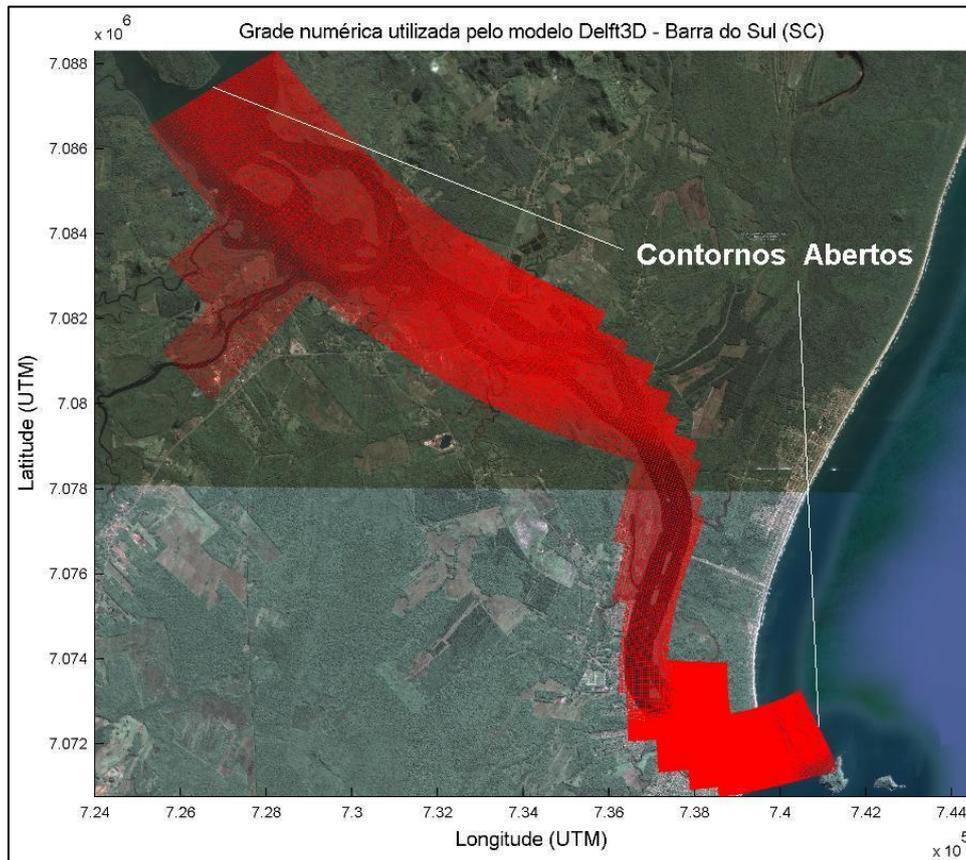


Figura 6-18: Localização dos contornos abertos no modelo de transporte de sedimentos do Delft3D.

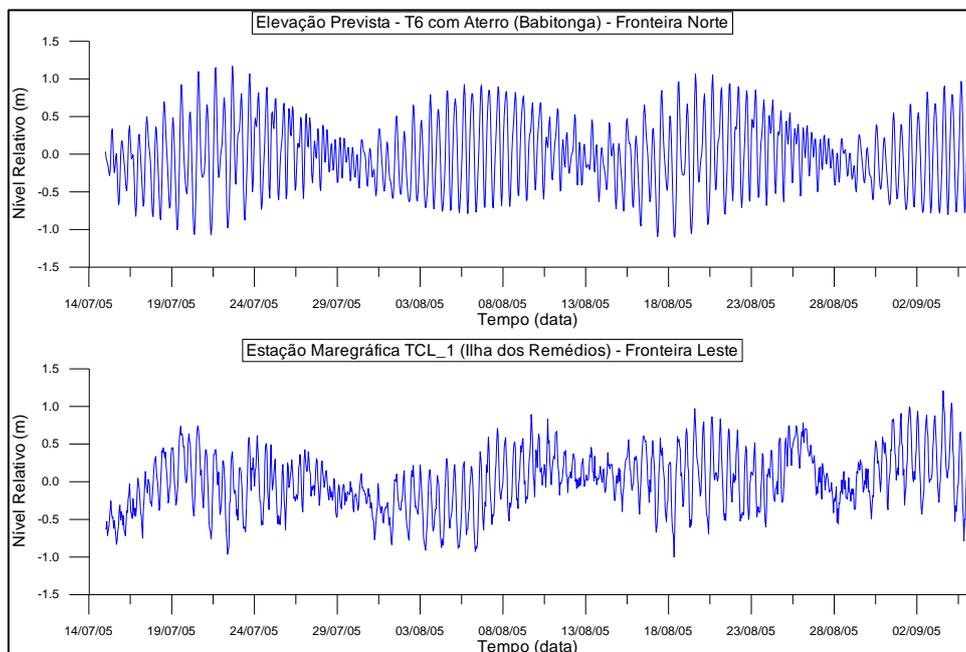


Figura 6-19: Séries temporais de elevação do nível de água utilizadas na fronteira leste e norte do modelo hidrodinâmico do Canal do Linguado.

6.3.5.3. Calibração do Modelo Hidrodinâmico

A Figura 6-20 mostra a comparação entre as séries temporais adquiridas em campo nas estações TCL_2 (Desembocadura) e TCL_3 (Aterro) e simulados pelo modelo numérico nas mesmas coordenadas geográficas, evidenciando que os ajustes dos parâmetros de calibração proporcionaram uma atenuação da onda de maré ao longo do canal compatível com o que foi observado em campo. Da mesma forma, a fase da maré é bem resolvida pelo modelo numérico, principalmente na estação TCL_2 (Desembocadura), onde as amplitudes são maiores se comparadas com a estação TCL_3 (Aterro).

Assim, considerando que o comportamento hidrodinâmico do Canal do Linguado está adequadamente representado pelo modelo numérico, os mesmos valores de rugosidade e as mesmas condições de contorno foram utilizados na realização do modelo de transporte de sedimentos.

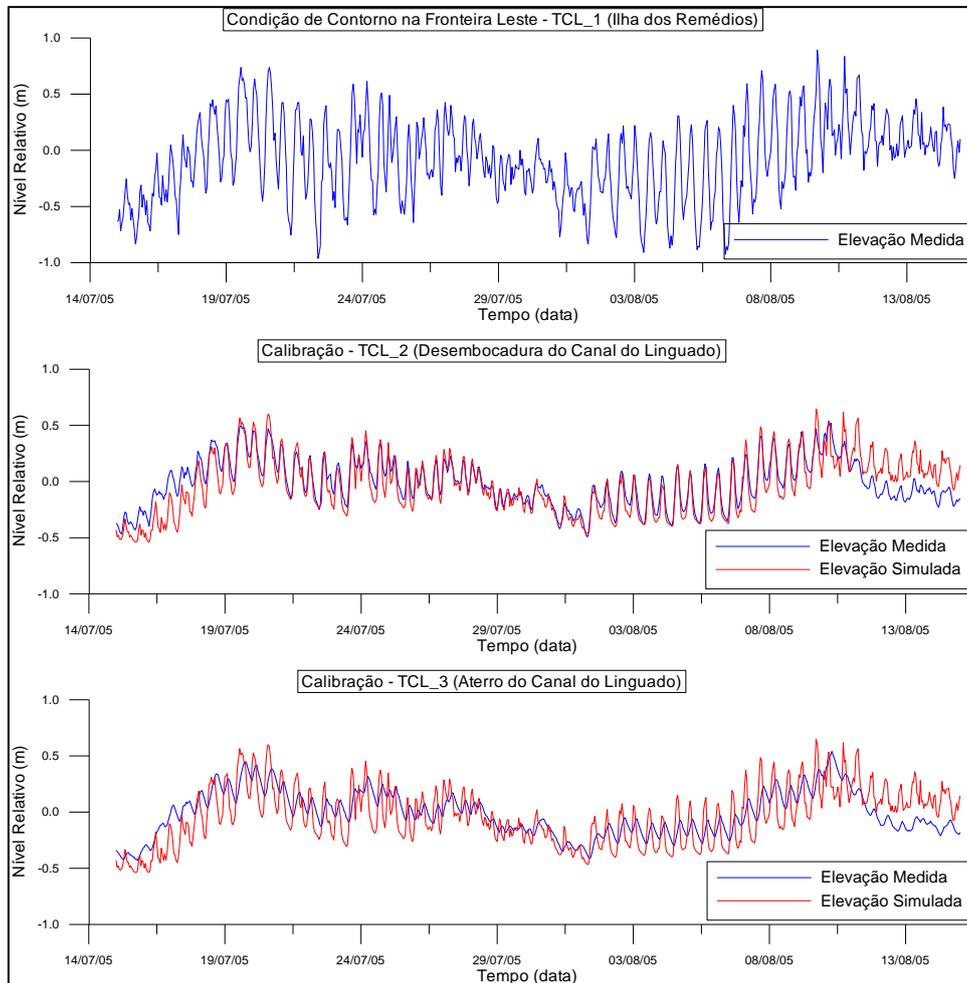


Figura 6-20: Comparação entre as séries temporais adquiridas em campo nas estações TCL_2 (Desembocadura) e TCL_3 (Aterro) e simulados pelo modelo numérico nas mesmas coordenadas geográficas, evidenciando que o comportamento hidrodinâmico no Canal do Linguado é compatível com o que foi verificado em campo.

6.3.6. Simulação do Transporte de Sedimentos

Apesar do módulo de transporte de sedimentos do Delft3D, através das formulações de Van Rijn, considerar o efeito da ação das ondas no transporte de sedimentos, este parâmetro (BedW e SusW) não foi considerado na simulação destes processos. Assim, os resultados obtidos foram computados em decorrência do efeito das correntes de maré, considerando efeitos do transporte de fundo (Bed) e em suspensão (Sus).

Assim, considerando que no interior do Canal do Linguado e Baía da Babitonga o padrão hidrodinâmico é regido principalmente pelas variações da elevação do nível de água, o transporte de sedimentos devido a estas variações é bem resolvido na área dos aterros e na parte interna da desembocadura do canal. Ao contrário, na área fora da desembocadura, onde o efeito das ondas no transporte de sedimentos é importante, há limitações nos resultados obtidos.

6.3.6.1. Rugosidade

As simulações do transporte de sedimentos no Canal do Linguado utilizaram os mesmos valores configurados no modelo hidrodinâmico descrito acima.

6.3.6.2. Condições de Contorno

O modelo de transporte de sedimentos considerou na resolução numérica os valores de rugosidade utilizados no modelo hidrodinâmico descrito acima. Porém, com o objetivo de evitar interpretações errôneas devido a efeitos meteorológicos presentes na série temporal medida de elevação do nível de água da estação TCL_1 (Ilha dos Remédios), optou-se em utilizar os valores dos constituintes calculados a partir destes dados. Da mesma forma, foram utilizados os valores dos constituintes harmônicos referente a estação T6 na fronteira norte da grade numérica.

O modelo foi configurado para gerar resultados durante 1 mês e o valor do parâmetro de aceleração morfológica (Morfac) utilizado foi igual a 6, representando 6 meses de simulação.

As simulações do transporte de sedimentos não coesivos na área de estudo foram realizadas considerando um tamanho de grão médio correspondente a areia fina ao longo de todo o Canal do Linguado (Figura 6-21) para todos os cenários simulados, com exceção de sua desembocadura, onde através dos dados de sedimentologia disponíveis, foi realizado o mapeamento de áreas onde ocorre a presença de sedimentos arenosos grosseiros (Figura 6-22).

Nas simulações, não foram consideradas a presença de sedimentos coesivos (Lamas). Na configuração deste modelo foi considerada uma camada de sedimentos de 10 metros de espessura, garantindo um “estoque” de material suficiente para simular os processos de transporte, considerando improvável uma remoção de

sedimentos desta ordem de grandeza neste ambiente, baseado nas características do padrão hidrodinâmico local.

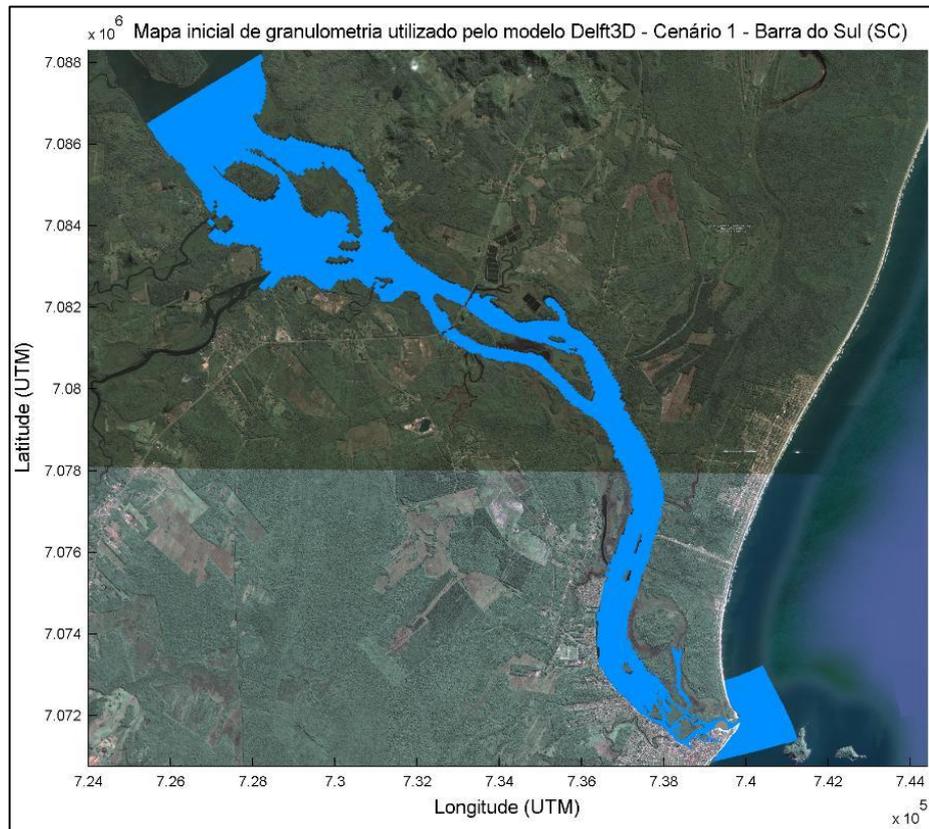


Figura 6-21: Distribuição espacial da granulometria no início das simulações do transporte de sedimentos. Com exceção da desembocadura, foi considerada uma distribuição homogênea de areias finas ao longo do Canal do Linguado.

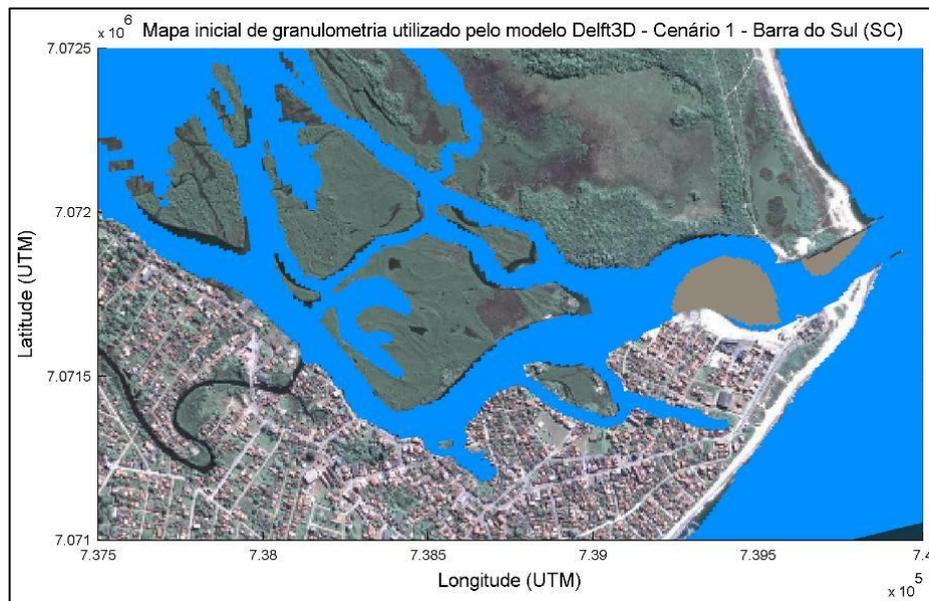


Figura 6-22: Detalhe do mapeamento da granulometria na desembocadura do Canal do Linguado, mostrando a presença de areias mais grosseiras nas áreas mais escuras, associadas ao delta de maré enchente e um banco arenoso localizado entre os molhes. Esta configuração foi realizada para todos os cenários simulados.

6.3.6.3. Validação do Modelo de Transporte de Sedimentos

A validação de modelos de transporte de sedimentos visando identificar áreas com erosão e sedimentação normalmente são realizadas utilizando-se levantamentos batimétricos executados em épocas distintas, com intervalos entre si suficientes para que os processos de transporte de sedimentos gerem alteração na morfologia do fundo ou que comprovem que há estabilidade quanto a esta característica. O ponto negativo da aplicação deste método está atrelado aos altos custos relacionados com a obtenção destes dados o que pode inviabilizar um estudo onde se utiliza modelagem numérica, seja pelo custo ou pelo tempo necessário para aplicação desta metodologia.

Assim, neste trabalho, a validação foi realizada através de uma análise de sensibilidade dos resultados gerados pelo modelo, onde foram avaliadas visualmente as mudanças relativas entre a batimetria inicial e final do modelo. Com a atualização da batimetria a cada passo de tempo do modelo é possível identificar no final da simulação do Cenário 1 se ocorreu erosão e/ou sedimentação fora dos padrões esperados para este ambiente. Como exemplo, pode-se inferir que atualmente ao longo do Canal do Linguado não ocorre transporte de sedimentos excessivo nesta área a ponto de causar modificações expressivas na batimetria em curto prazo, pois a condição hidrodinâmica atual é caracterizada por correntes baixas neste local devido a presença do aterro que o separa da Baía da Babitonga. Portanto, espera-se que a mudança relativa da batimetria, calculada a partir da batimetria final menos a inicial, resulte em valores próximos a zero nesta área (Figura 6-23). Da mesma forma, esperam-se resultados semelhantes para a área do aterro na Baía da Babitonga (Figura 6-24).

Como supramencionado, o efeito da ação das ondas no transporte de sedimentos não foi considerado nas simulações morfodinâmicas do Canal do Linguado, fato este que acarretou num pequeno aprofundamento do canal na área entre os molhes da desembocadura, onde o efeito bidirecional das correntes de marés causou erosão e conseqüente deposição de sedimentos nas margens deste canal. Estes processos são evidenciados na Figura 6-25. Porém, na realidade, no ambiente praiado adjacente, o efeito da ação das ondas é responsável pelo transporte de sedimentos no sentido transversal e longitudinal a linha de costa, sendo que estes são carregados através da desembocadura e acabam entrando no sistema contribuindo para a “manutenção” do delta de maré enchente e a região da desembocadura como um todo. Contudo, salienta-se que as diferenças encontradas na mudança relativa são da ordem de 0,5 m, considerada compatível com as incertezas envolvidas nas soluções numéricas e com a limitação deste estudo que não considera o efeito das ondas nas simulações.

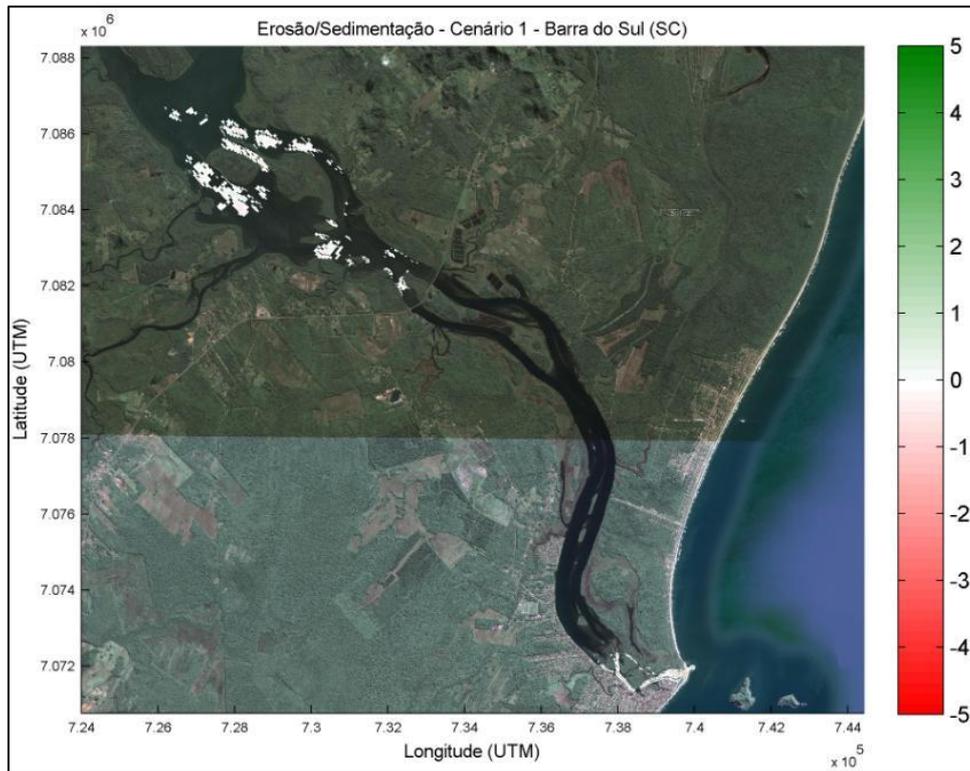


Figura 6-23: Mudança relativa da batimetria referente ao Cenário 1, indicando que ao longo do Canal do Linguado não ocorreram mudanças nas características morfológicas. Portanto, compatíveis com a situação atual.

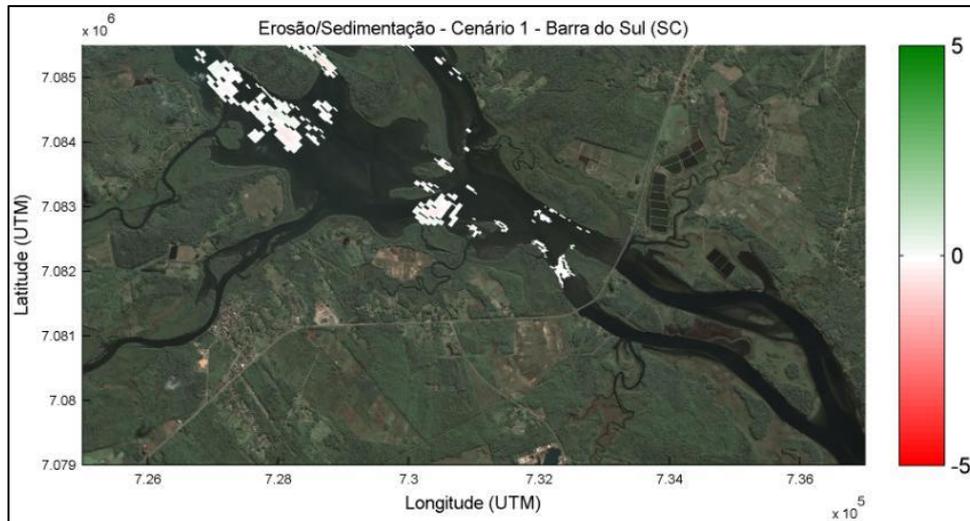


Figura 6-24: Mudança relativa da batimetria referente ao Cenário 1, indicando que na área dos aterros que separam o Canal do Linguado da Baía da Babitonga não ocorreram mudanças expressivas nas características morfológicas. Portanto, compatíveis com a situação atual.

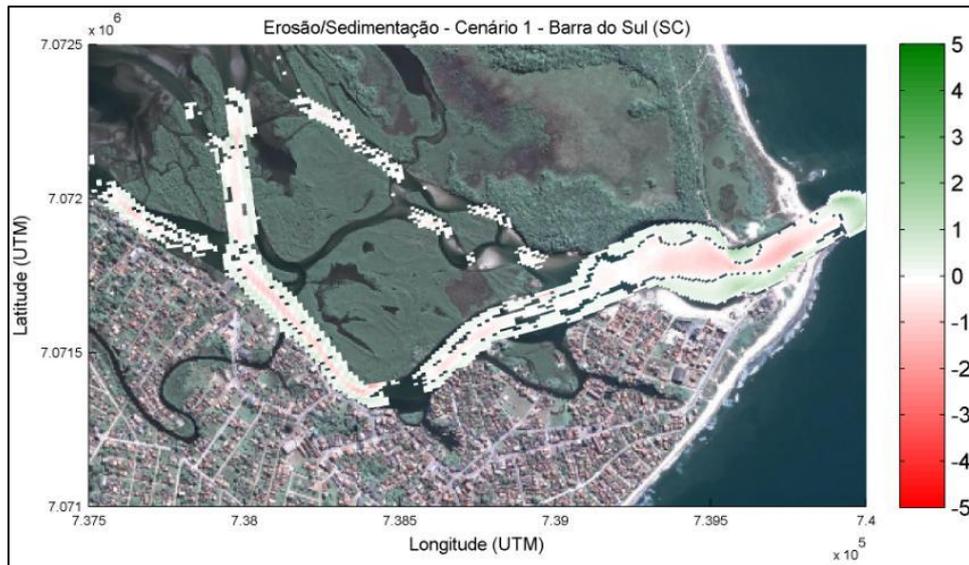


Figura 6-25: Mudança relativa dos valores de batimetria referente ao Cenário 1, indicando que na desembocadura do Canal do Linguado não ocorreram mudanças expressivas nas características morfológicas. Portanto, compatíveis com a situação atual.

6.4. Resultados

6.4.1. Simulação Hidrodinâmica

Os resultados das simulações hidrodinâmicas referente ao Cenário 1 mostram a presença de velocidades de corrente baixas ao longo do Canal do Linguado, incluindo a área do aterro que o separa da Baía da Babitonga, sendo que os valores mais altos são evidenciados na região da desembocadura. Os resultados referentes ao Cenários 2 e 3 mostram que o impacto hidrodinâmico fica restrito as áreas dos aterros e desembocadura.

A Figura 6-26 mostra estes resultados para fases de maré vazante e enchente, num tempo qualquer escolhido durante a simulação numérica. Nos mesmos instantes, a Figura 6-27 mostra em detalhe a área dos aterros, mostrando que nesta área as velocidades de correntes são extremamente baixas no Cenário 1 e altas nos Cenários 2 e 3. Na área da desembocadura, a Figura 6-28 mostra velocidades menores para o Cenário 1 e maiores nos Cenários 2 e 3.

Apesar do modelo ter sido calibrado, cabe salientar que este padrão hidrodinâmico do Cenário 1 é compatível com as características morfológicas do local, as quais geram problemas de acesso e saída da barra do canal pelas embarcações devido as baixas profundidades, relacionadas a presença de um delta de maré enchente bem desenvolvido no local, entre outros depósitos sedimentares. Esta característica morfológica causa uma diminuição abrupta nas amplitudes de maré existentes na parte oceânica adjacente, sendo parcialmente reduzida na desembocadura e extremamente reduzida a montante do Canal do Linguado, como corroborado pelos dados adquiridos em campo e mostrados na Figura 6-20. Assim, com amplitudes mais baixas as velocidades de corrente são menores e a capacidade de transporte

de sedimentos por tração e/ou suspensão também é reduzida, o que proporciona uma estabilidade nas características morfológicas a montante do canal atualmente. Como apresentado no capítulo anterior, para os Cenários 2 e 3 na área dos aterros, as velocidades aumentam significativamente devido a implementação de um fluxo hidrodinâmico não existente no Cenário 1. Observa-se que, apesar do Cenário 3 não contemplar um canal aprofundado na desembocadura do Canal do Linguado, as diferenças no padrão hidrodinâmico entre estes cenários não são percebidas nesta região.

Ao contrário, na região da desembocadura as diferenças são visíveis, pois com a implementação do canal aprofundado no Cenário 2, as áreas das seções transversais são maiores se comparadas ao Cenário 3 e, conseqüentemente, proporcionam velocidades de correntes menores. Neste caso, cabe salientar que esta comparação é ilustrativa, pois se espera que, com o passar do tempo, os fluxos hidrodinâmicos estabelecidos sejam alterados devido aos processos de transporte de sedimentos que modificam a morfologia do fundo, gerando, por exemplo, um canal aprofundado no local de forma natural. Com estes processos morfodinâmicos atuando no local poderão ocorrer velocidades de correntes menores ou maiores, conforme ocorre o ajuste da morfologia no local.

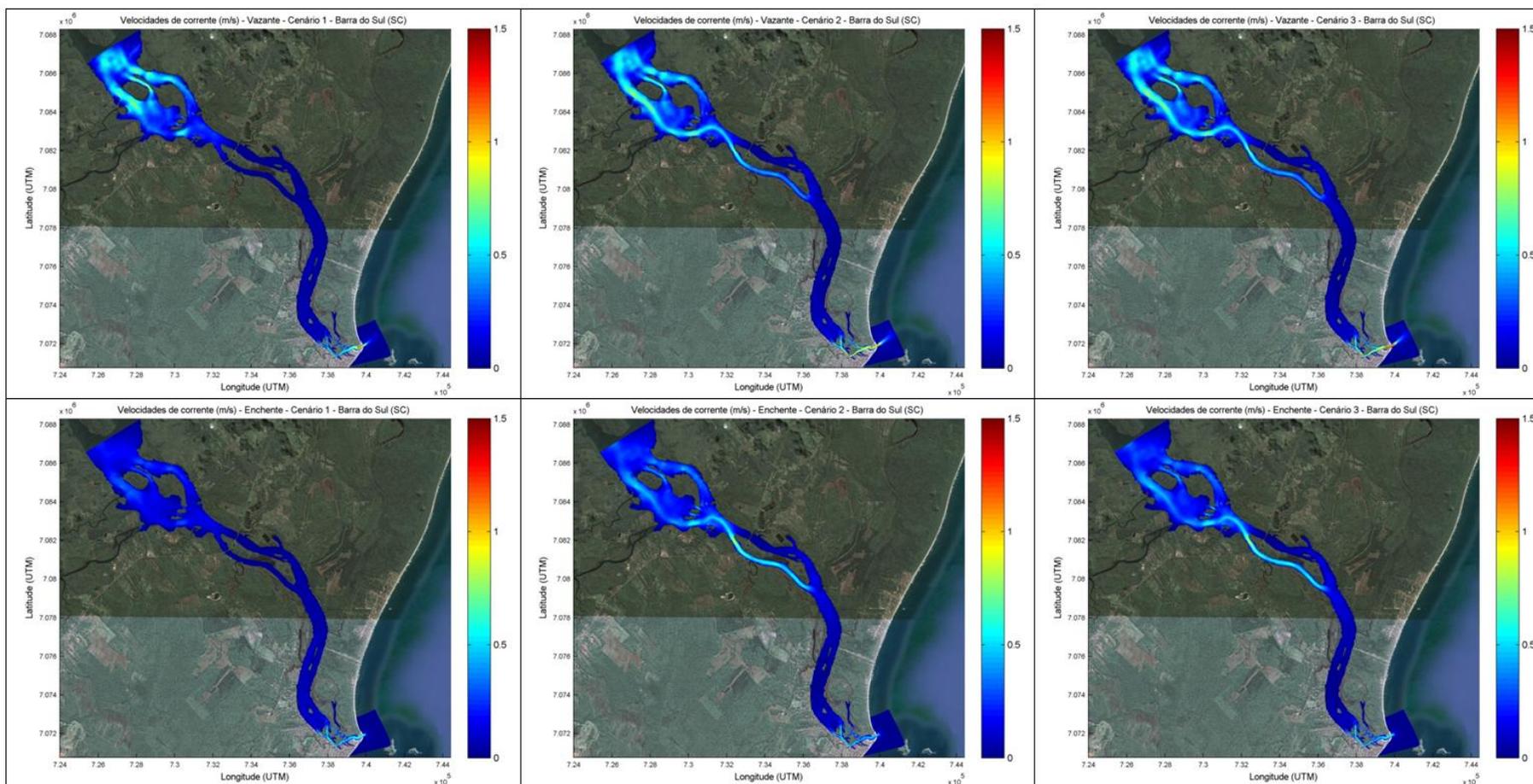


Figura 6-26: Campo de velocidade de correntes ao longo do Canal do Linguado durante fase de maré vazante e enchente, referente ao Cenário 1, Cenário 2 e Cenário 3.

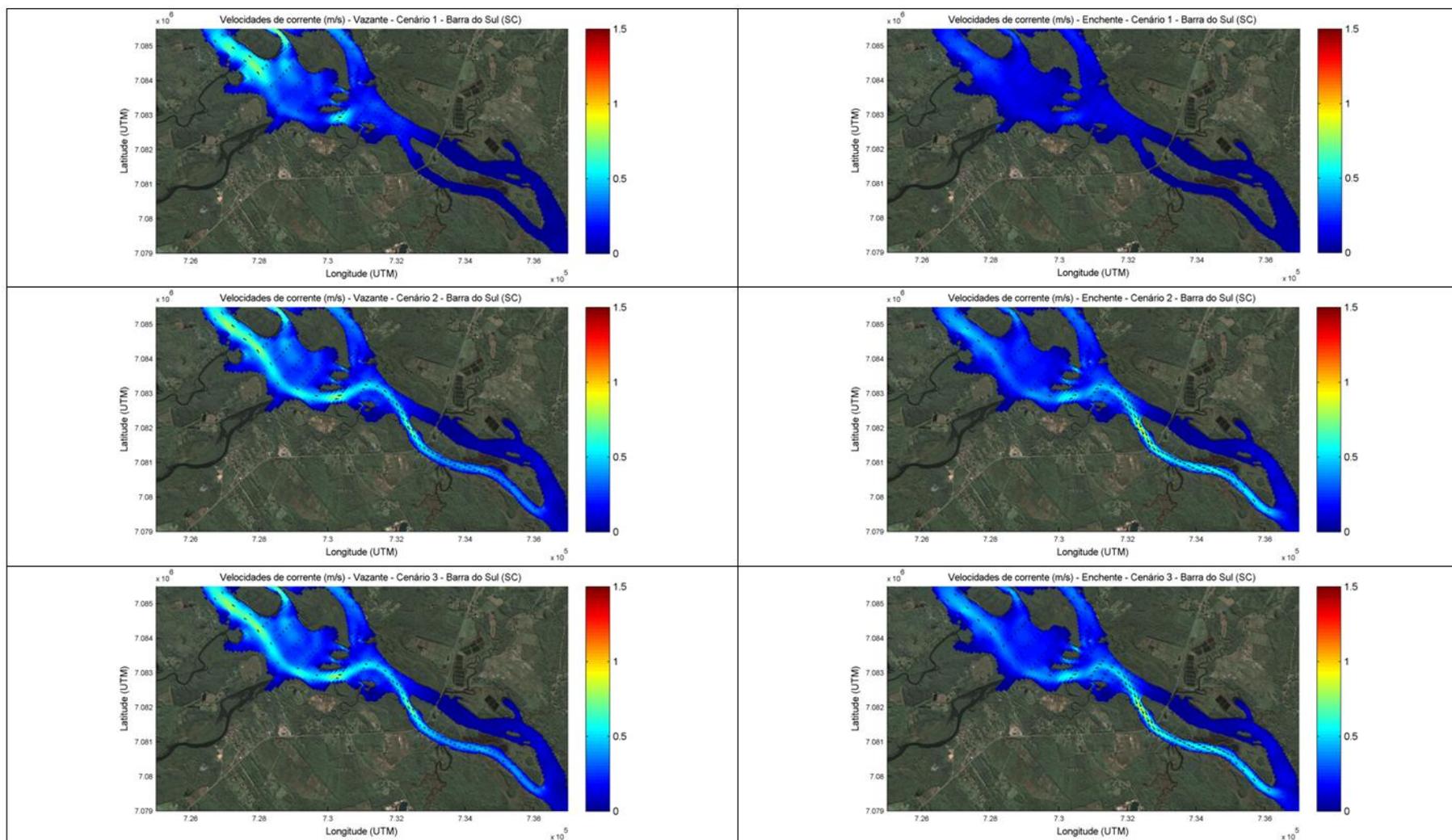


Figura 6-27: Campo de velocidade e direção de correntes na área dos aterros que separam o Canal do Linguado da Baía da Babitonga, durante fase de maré vazante e enchente, referente ao Cenário 1, Cenário 2 e Cenário 3. As áreas sem vetores de direção indicam local com velocidade próxima a zero.

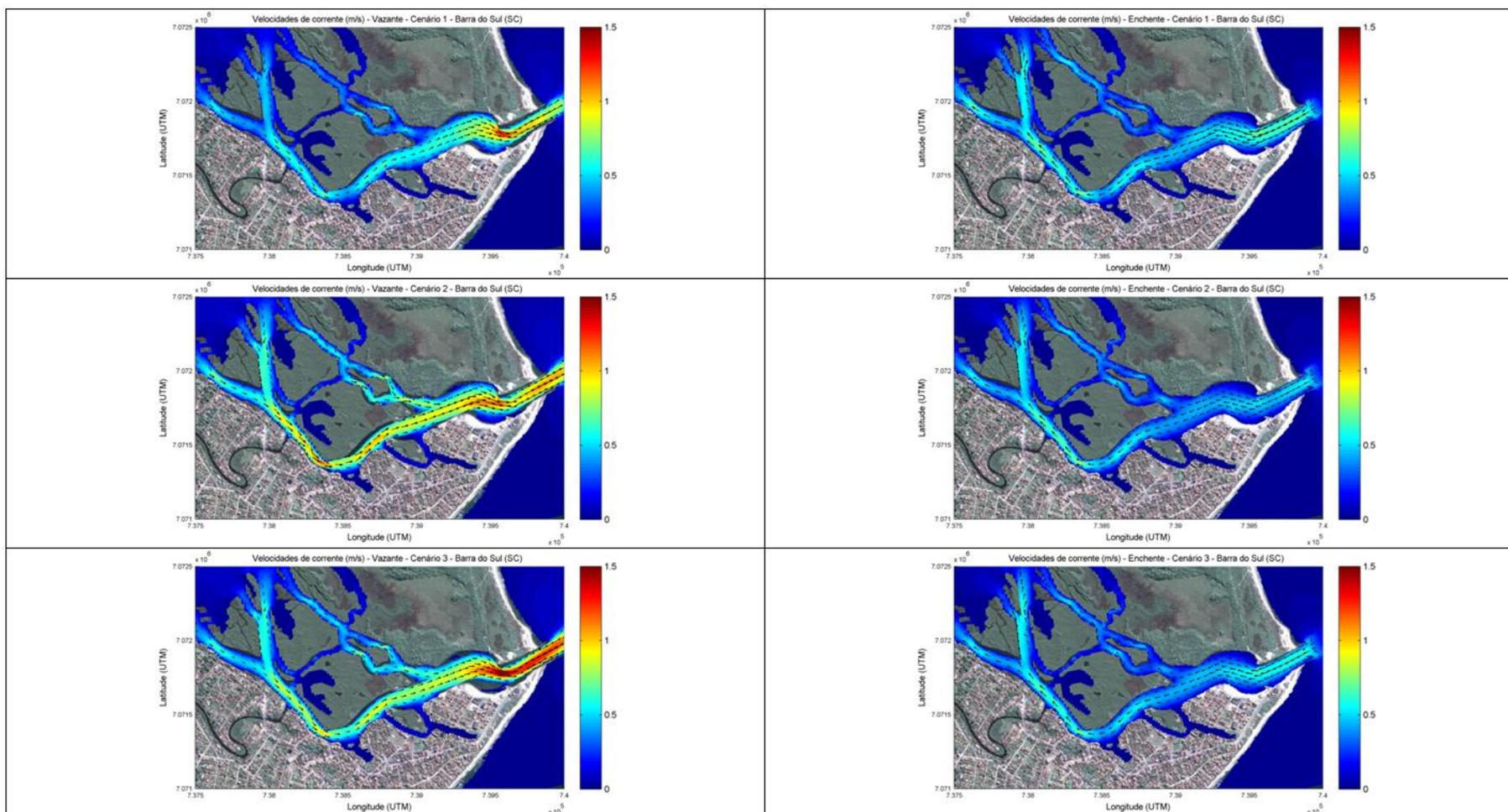


Figura 6-28: Campo de velocidade e direção de correntes na área da desembocadura do Canal do Linguado durante fase de maré vazante e enchente, referente ao Cenário 1, Cenário 2 e Cenário 3. As áreas sem vetores de direção indicam local com velocidade próxima a zero.

6.4.2. Simulação do Transporte de Sedimentos

Os resultados referentes a simulação do transporte de sedimentos no Canal do Linguado estão correlacionados com as variações das velocidades e direções de corrente e com a atualização da morfologia a cada passo de tempo. Assim, da mesma forma que os padrões hidrodinâmicos apresentados no item anterior, para o Cenário 1 os maiores valores de transporte de sedimentos ocorrem principalmente na desembocadura. Para os Cenários 2 e 3 os maiores valores deste processo ocorrem na região dos aterros e desembocadura, tendo a parte intermediária do canal transporte de sedimentos próximo a zero.

Na situação atual (Cenário 1), as taxas de transporte de sedimentos nas proximidades do aterro são praticamente zero devido a ausência de fluxos hidrodinâmicos capazes de mobilizar os sedimentos do fundo e ocorrer apenas pequenos contribuintes fluviais nesta região. Com a retirada do aterro (Cenário 2 e 3) o aumento das taxas de transporte é evidente principalmente nas cercanias dos aterros onde a distância entre as margens dos canal diminui (parte do canal mais estreita), o que proporciona valores de velocidades maiores e, por conseqüência, transporta mais sedimentos.

Na região da desembocadura as taxas de transporte de sedimentos são pequenas para o Cenário 1, pois as correntes que atuam no local não possuem competência de transporte, devido a brusca redução do sinal de maré relacionada a morfologia do local. Os resultados mostram ainda que para fase de maré vazante e enchente ocorre certo equilíbrio entre as taxas de transporte. Porém, cabe salientar que estas simulações não consideraram o efeito das ondas que atuam no transporte de sedimentos. Assim, é provável que ocorra uma contribuição de sedimentos maior durante marés enchente devido a uma potencial fonte de sedimentos do delta de maré vazante, pois quando são disponibilizados na coluna de água devido a ação de ondas podem ser carregados pelas correntes de maré para o interior do canal. Além deste fato, à montante do Canal do Linguado não há presença de contribuintes fluviais com fonte de sedimentos capazes de justificar as características morfológicas atuais nesta desembocadura.

Com a implementação dos Cenários 2 e 3 as taxas de transporte de sedimentos são aumentadas devido ao aumento das velocidades de corrente nesta região em decorrência do re-estabelecimento da comunicação entre o Canal do Linguado e Baía da Babitonga. Quando estes resultados são comparados, o Cenário 3 mostra taxas de transporte de sedimentos maiores que o Cenário 2, já que este não considera a construção de um canal aprofundado nesta região. Assim, neste cenário o canal é formado naturalmente devido ao efeito da nova condição hidrodinâmica do local no transporte de sedimentos.

Para o mesmo passo de tempo escolhido para apresentar os resultados hidrodinâmicos, são apresentados na Figura 6-29, Figura 6-30 e Figura 6-31 os resultados referentes a simulação do transporte de sedimentos para os Cenários 1, 2 e 3.

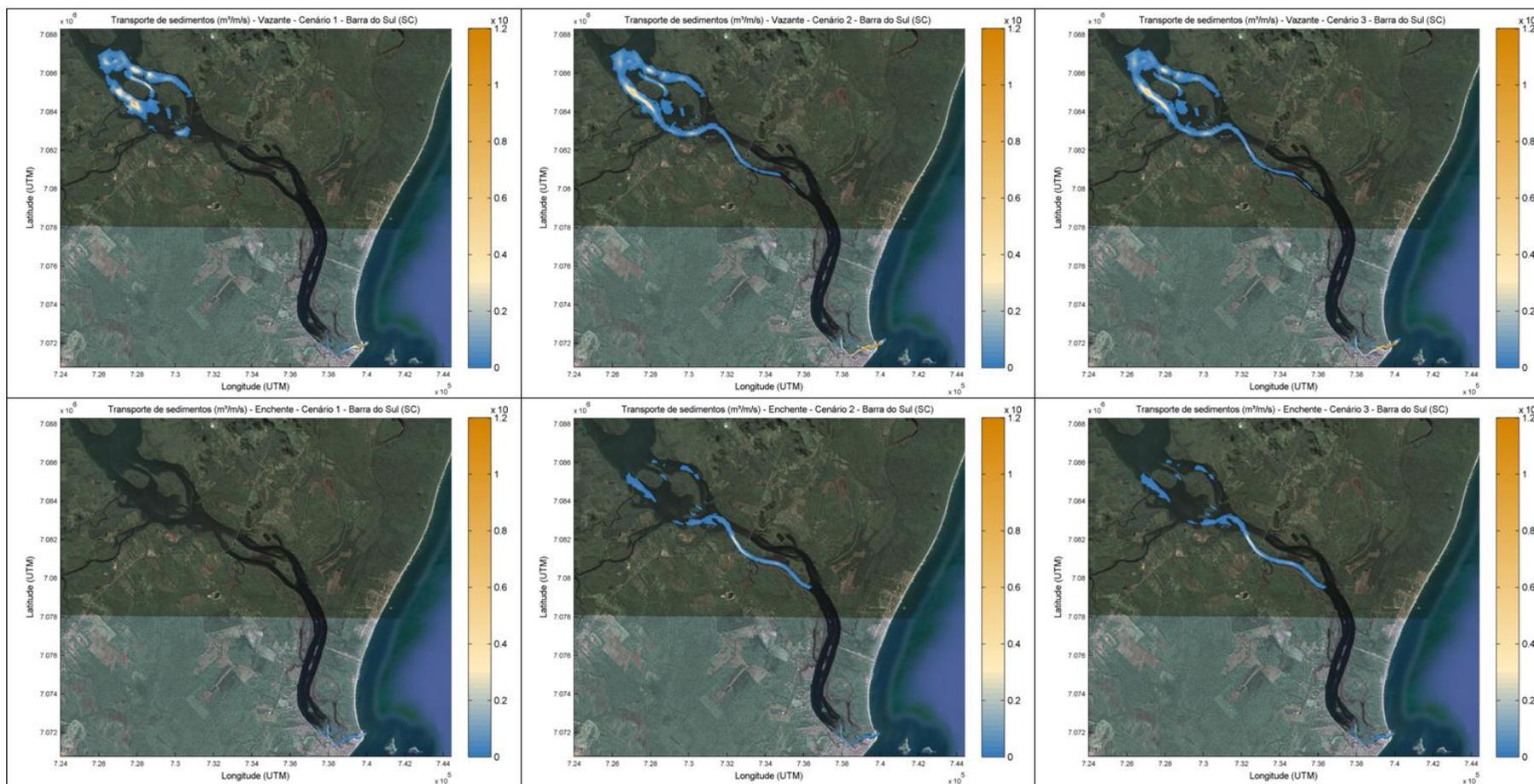


Figura 6-29: Distribuição espacial das taxas de transporte de sedimentos ao longo do Canal do Linguado durante fase de maré vazante e enchente, referente ao Cenário 1, Cenário 2 e Cenário 3.

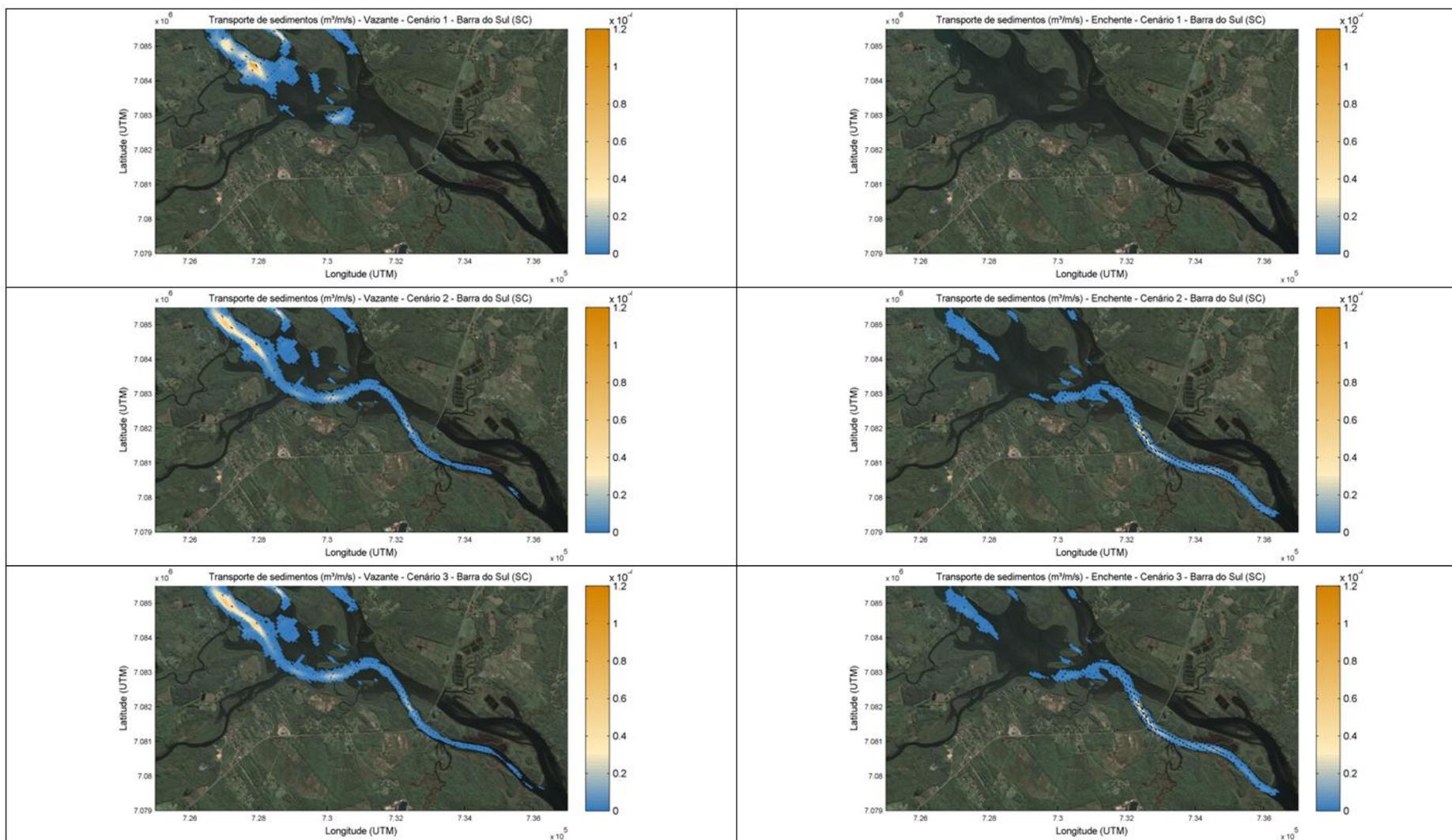


Figura 6-30: Distribuição espacial das taxas de transporte na área dos aterros que separam o Canal do Linguado da Baía da Babitonga, durante fase de maré vazante e enchente, referente ao Cenário 1, Cenário 2 e Cenário 3. As áreas sem vetores de direção indicam local com transporte próximo a zero.

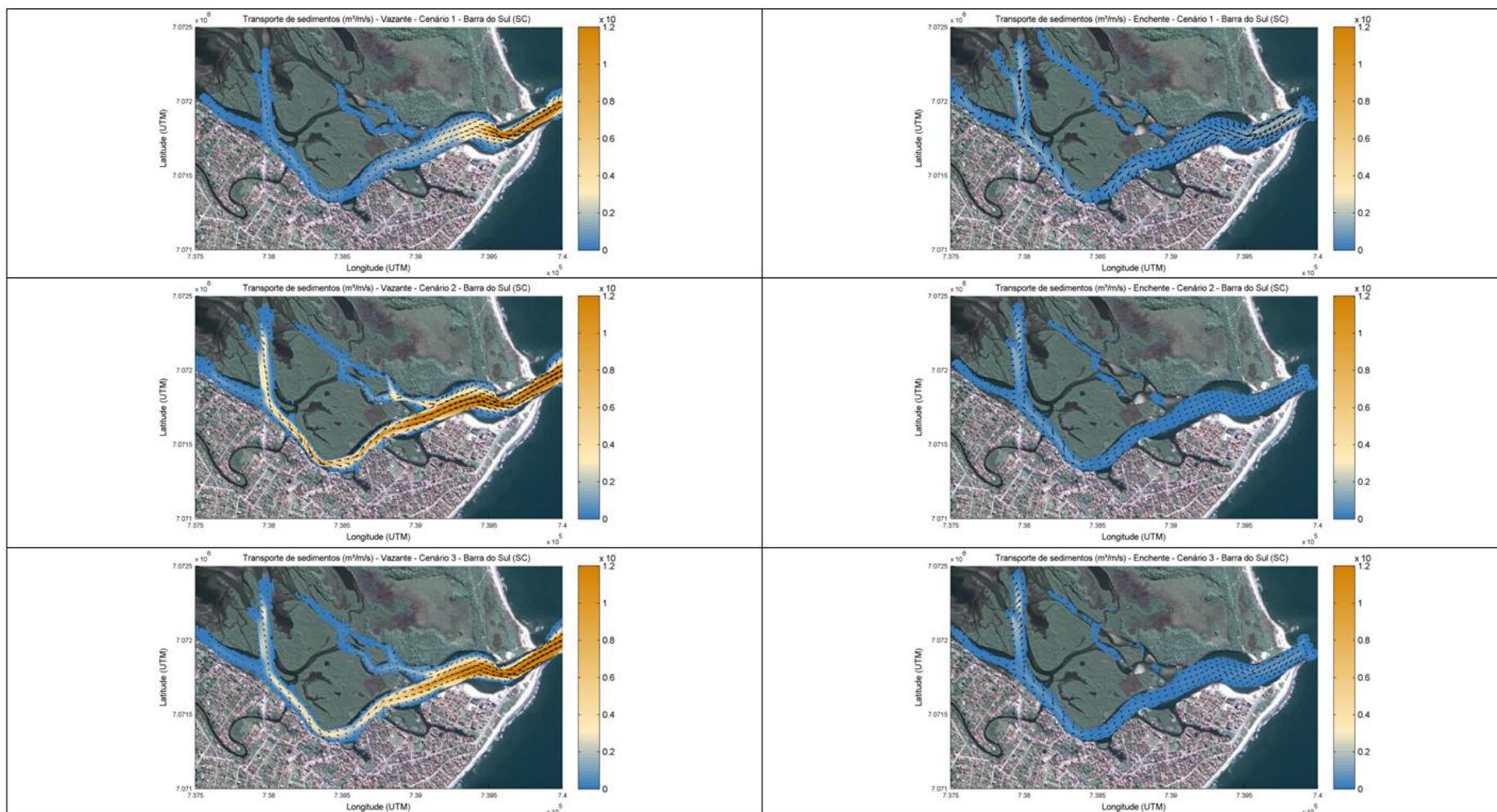


Figura 6-31: Distribuição espacial das taxas de transporte na área da desembocadura do Canal do Linguado, durante fase de maré vazante e enchente, referente ao Cenário 1, Cenário 2 e Cenário 3. As áreas sem vetores de direção indicam local com transporte próximo a zero.

6.4.3. Erosão e Sedimentação

Os processos erosivos e de sedimentação ao longo do Canal do Linguado estão relacionados aos resultados obtidos com o modelo hidrodinâmico e de transporte de sedimentos. Ao longo do tempo de simulação a batimetria é atualizada a cada passo de tempo sendo que os resultados mostrados no final representam no tempo 6 meses (morfac igual a 6). Assim, a distribuição dos valores de batimetria após 6 meses da remoção do aterro, referente aos cenários 1, 2 e 3, são apresentadas na Figura 6-32 e Figura 6-33, para a área dos aterros e desembocadura do Canal do Linguado.

Na área dos aterros um canal aprofundado de cerca de 7 m de profundidade é formado entre o continente e a ilha onde o aterro foi removido, sendo esta característica visualizada para os Cenários 2 e 3.

Na área da desembocadura, a implementação do Cenário 2, que considera a construção de um canal aprofundado de cerca de 2,5 m desde o interior do Canal do Linguado até a desembocadura, mostra que este canal sofreu um aprofundamento, gerando profundidades de cerca de 7 m na parte interior e na área da desembocadura cerca de 3 m. Com a implementação do Cenário 3, que mantém as características atuais da barra nota-se a formação de um canal retilíneo de forma natural com as mesmas características que no Cenário 2, porém com profundidades ligeiramente menores. Assim, a remoção do aterro a montante considerando esta condição (Cenário 3) proporciona a formação de um canal naturalmente na área da desembocadura, sugerindo que estes processos naturais equivalem ao esforço de dragagem necessário para atingir esta cota batimétrica desejável.

As áreas onde ocorrem erosão e sedimentação foram determinadas pela diferença entre a batimetria final e inicial de cada cenário simulado, sendo representadas neste trabalho em cor verde as áreas onde ocorre acresção (sedimentação) de sedimentos e cor vermelha as áreas onde ocorre remobilização (erosão) de sedimentos. Os resultados de erosão e sedimentação referente ao Cenário 1 é apresentado no Item 6.3.6.3 deste documento que trata da validação do modelo de transporte de sedimentos.

Com a implementação do Cenário 2 ou Cenário 3 o impacto relacionado a erosão e sedimentação ocorre principalmente na área da desembocadura do Canal do Linguado e nos aterros que o separam da Baía da Babitonga. Na região intermediária entre estas áreas ocorre estabilidade quanto a estes processos (Figura 6-34).

Na área dos aterros, independente do aprofundamento do canal na desembocadura, a ocorrência de erosão e sedimentação foi praticamente igual para o Cenário 2 e 3. Com a remoção do aterro sul o escoamento hidrodinâmico re-estabelecido gera erosão no talvegue do canal e deposita nas suas margens, evidenciado pelos resultados mostrados na Figura 6-35. O mesmo padrão de erosão e sedimentação ocorre na desembocadura (Figura 6-36)

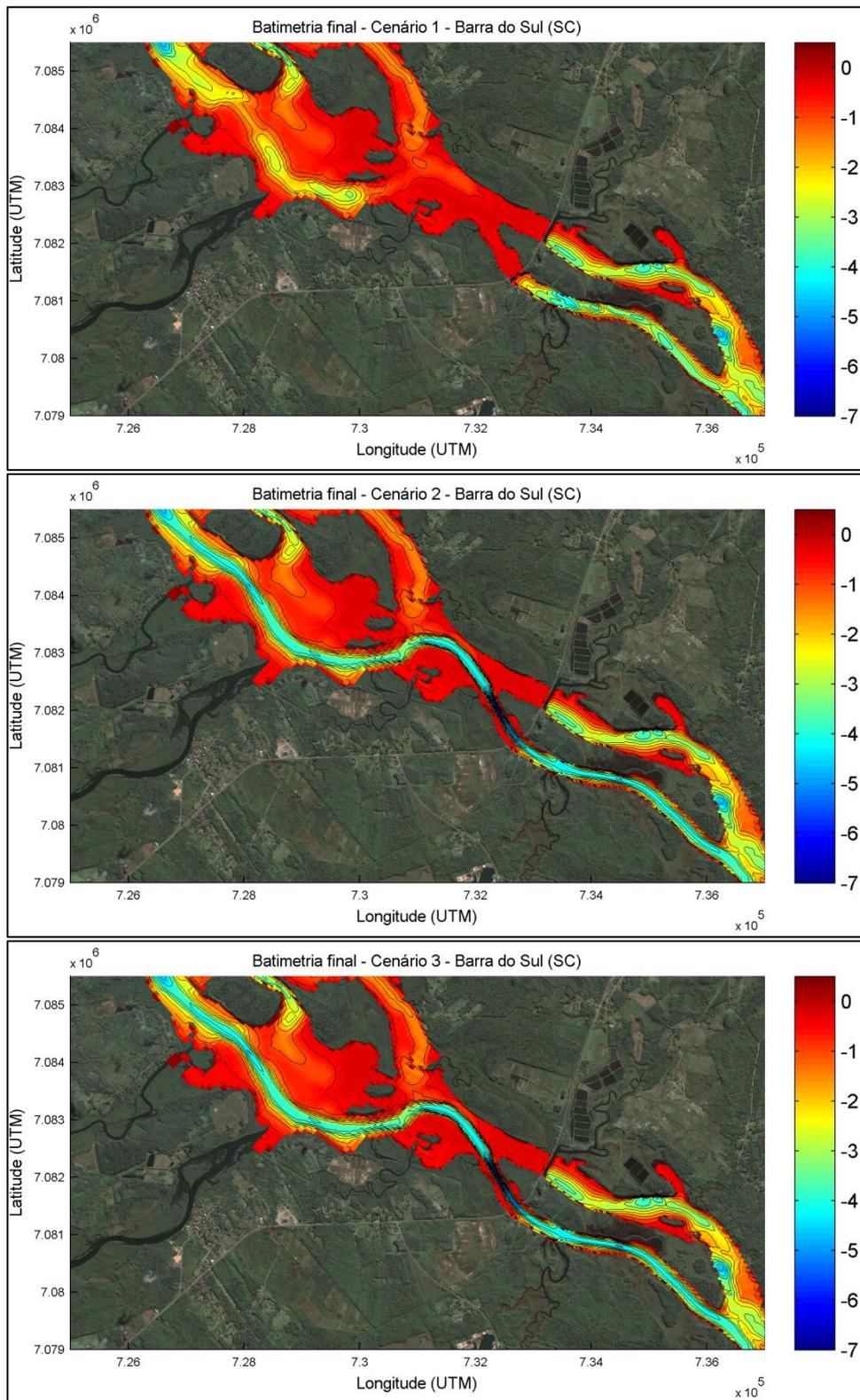


Figura 6-32: Detalhe da batimetria final na área dos aterros que separam o Canal do Linguado e Baía da Babitonga, após 6 meses da remoção do aterro sul, correspondendo aos cenário 1, 2 e 3.

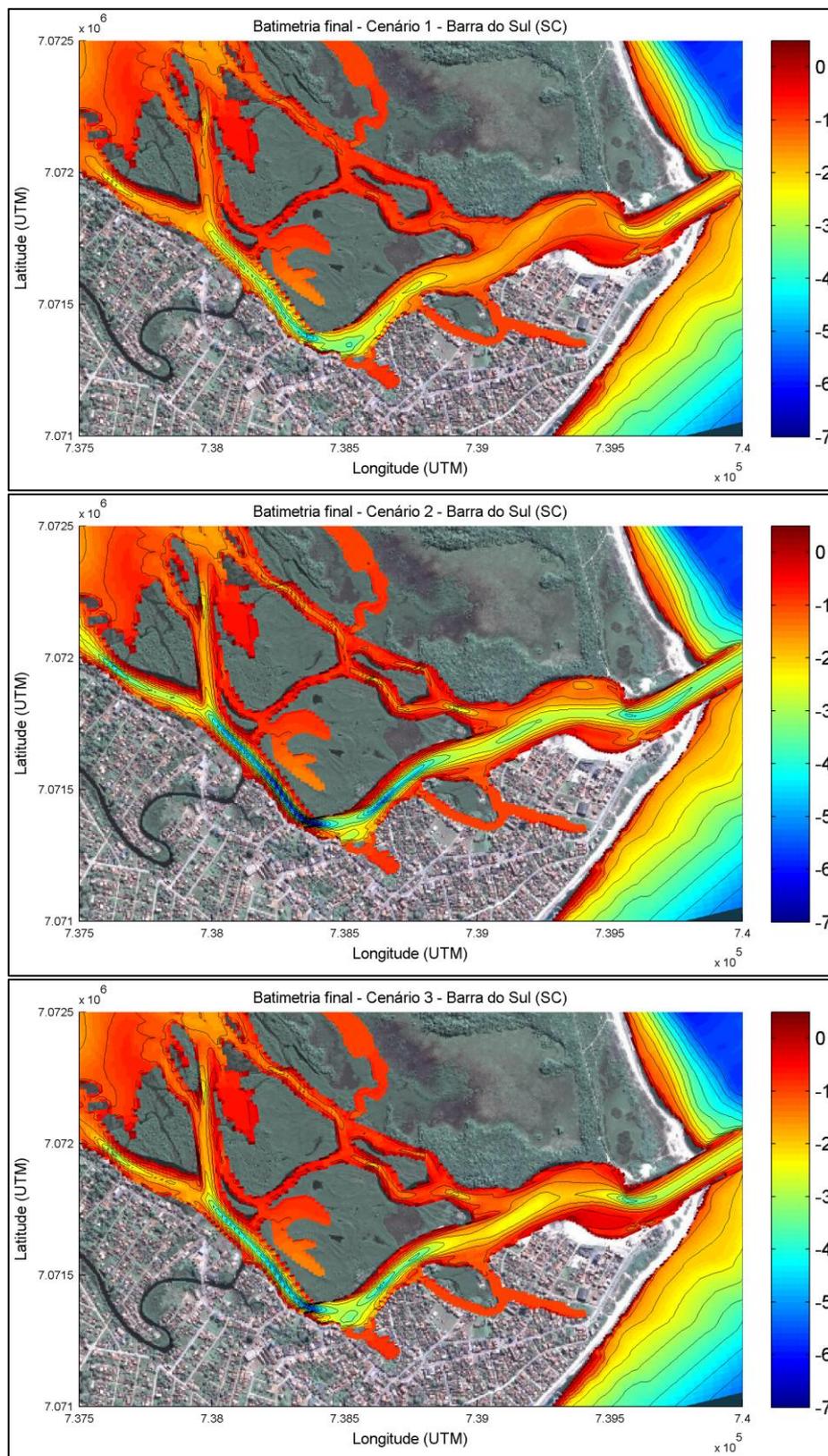


Figura 6-33: Detalhe da batimetria final na área da desembocadura do Canal do Linguado, após 6 meses da remoção do aterro sul, correspondendo aos cenário 1, 2 e 3.

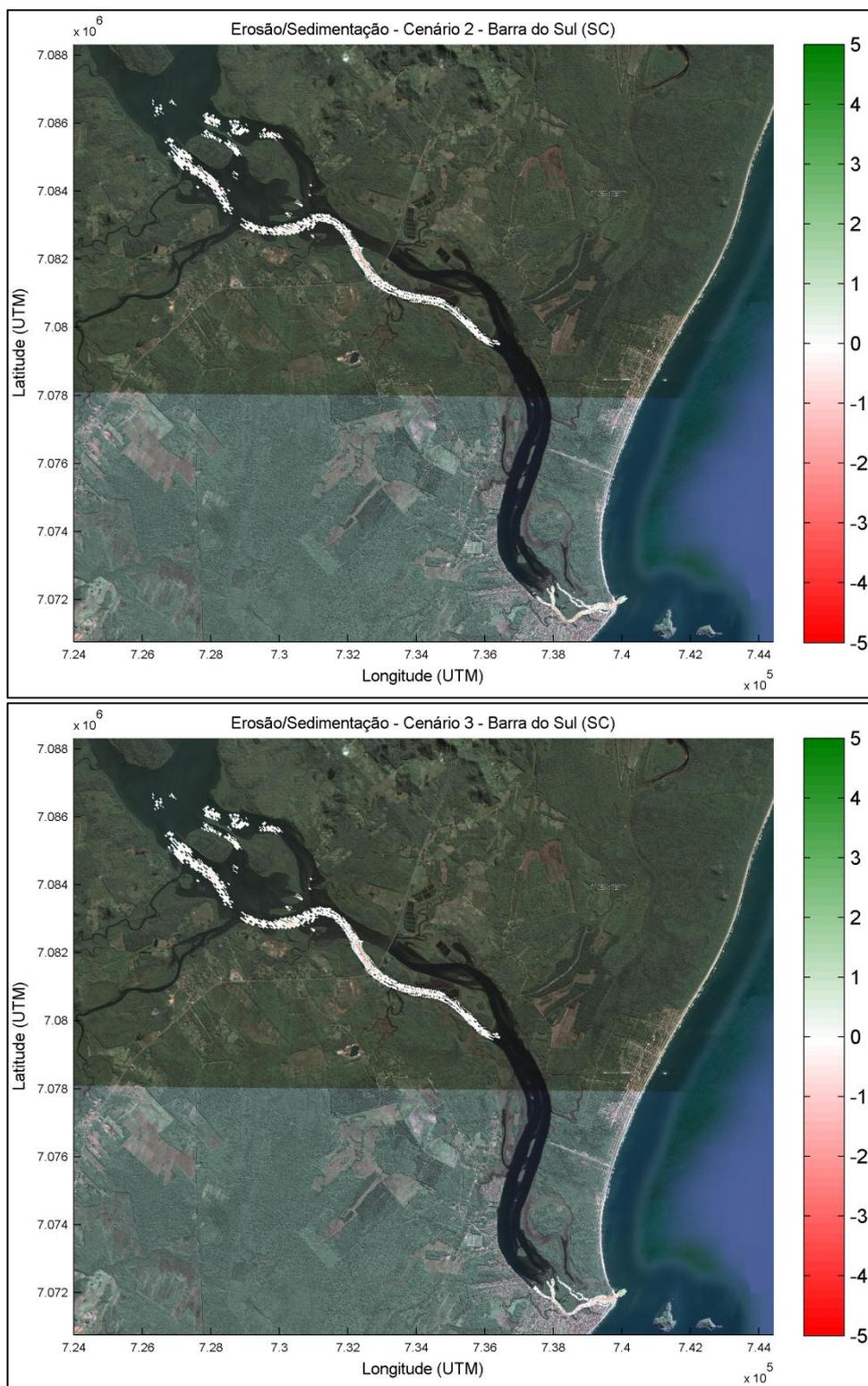


Figura 6-34: Mudança relativa da batimetria referente aos cenários 2 e 3, indicando que ao longo do Canal do Linguado não ocorreram mudanças nas características morfológicas. O impacto relacionado a erosão e sedimentação ocorre na área da desembocadura do Canal do Linguado e nos aterros que o separam da Baía da Babitonga.

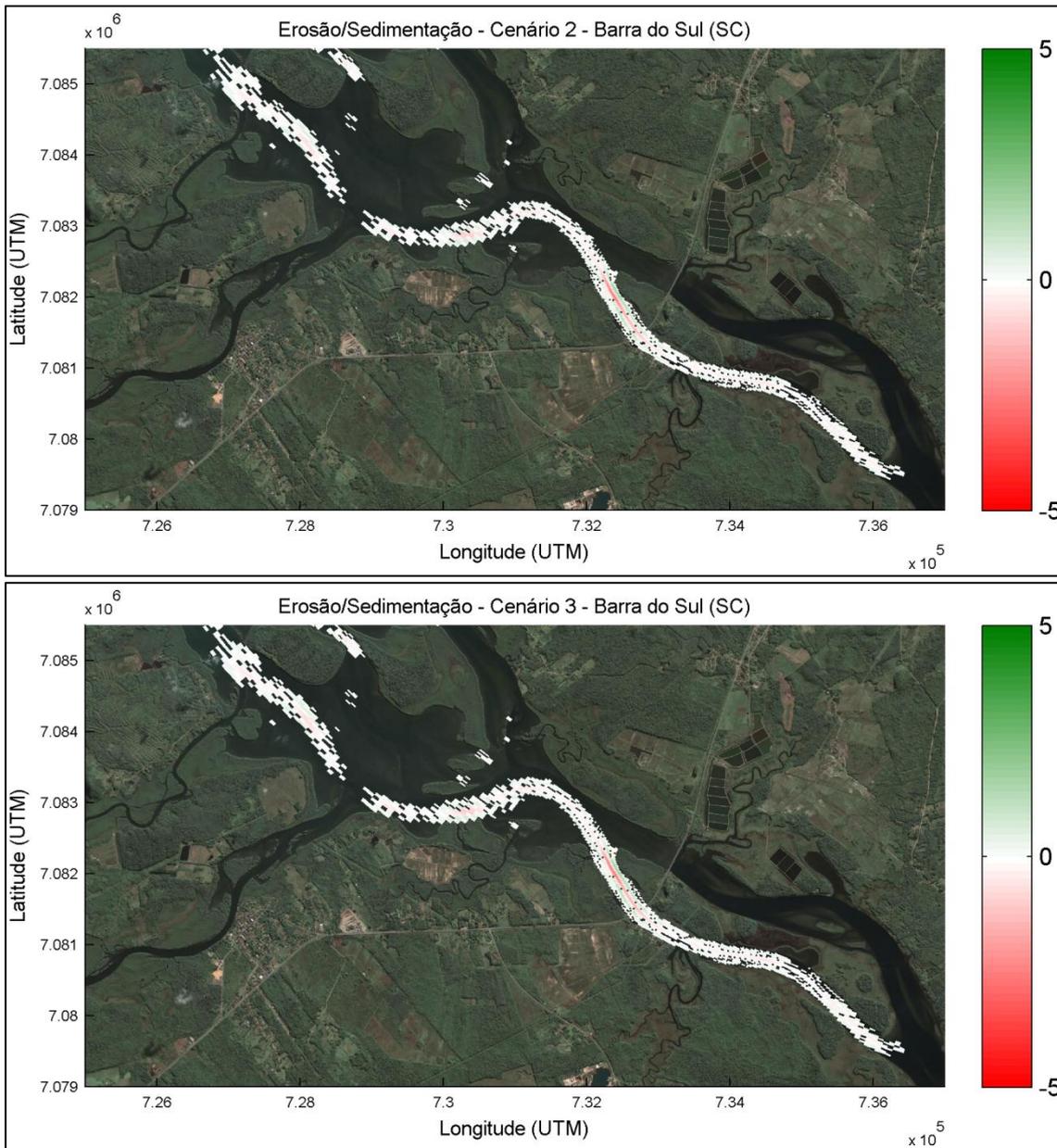


Figura 6-35: Mudança relativa dos valores de batimetria referente aos cenários 2 e 3, indicando o impacto na morfologia na área dos aterros devido a remoção do aterro sul, que separa o Canal do Linguado da Baía da Babitonga. As simulações mostram que este ajuste ocorre em 6 meses após a abertura.

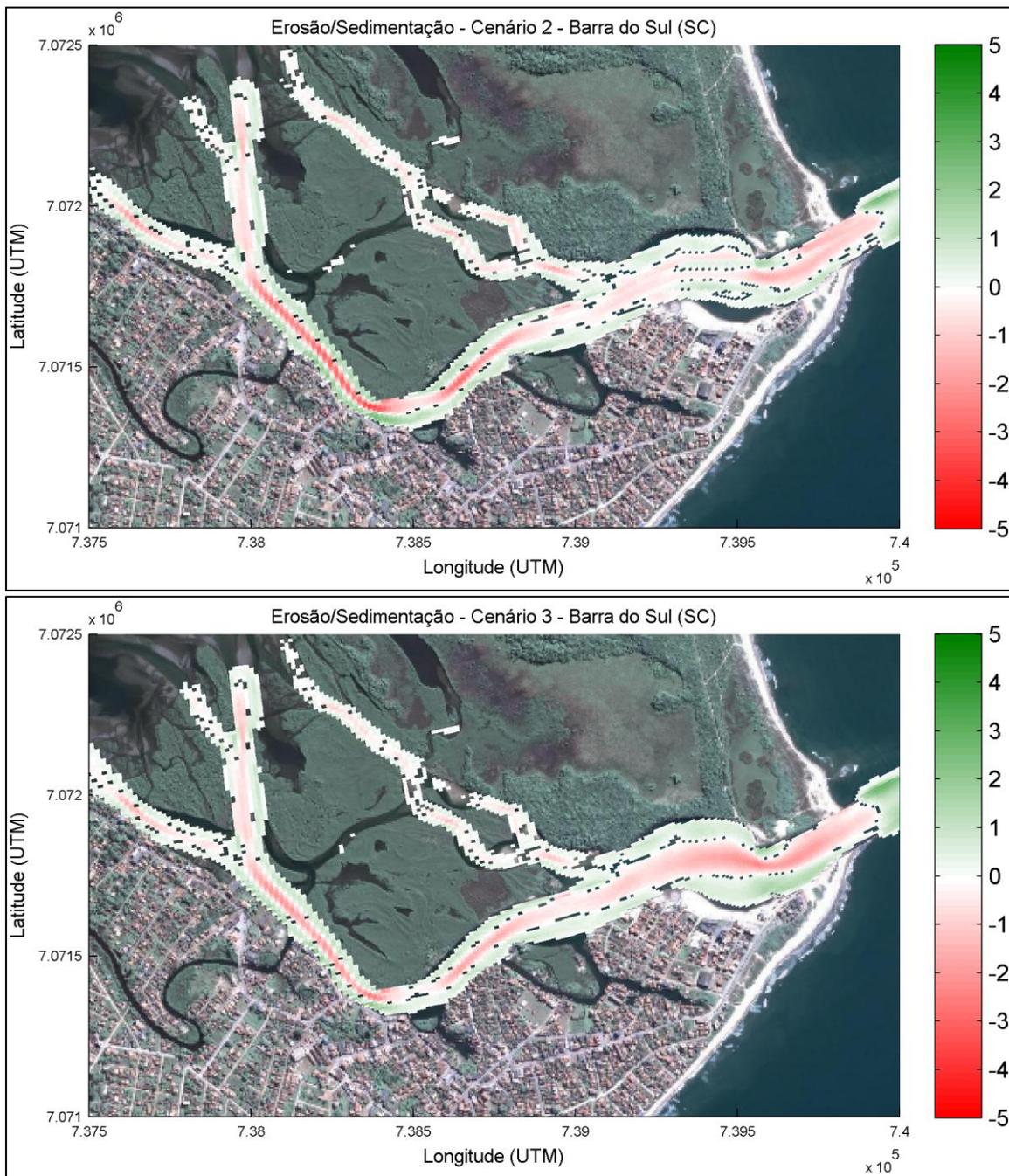


Figura 6-36: Mudança relativa dos valores de batimetria referente aos cenários 2 e 3, indicando o impacto na morfologia na desembocadura do Canal do Linguado, em decorrência da remoção do aterro sul que o separa da Baía da Babitonga. As simulações mostram que este ajuste ocorre em 6 meses após a abertura.

As alterações morfológicas mostradas nos gráficos de distribuição espacial são evidenciadas pela análise de cinco seções transversais distribuídas ao longo do Canal do Linguado (Figura 6-37). Esta abordagem mostra para os cenários 1, 2 e 3 as variações nas cotas batimétricas devido aos processos erosivos e sedimentares que são considerados no modelo numérico ao longo do tempo de simulação. Estas informações são apresentadas num intervalo de tempo igual a 1,5 meses.

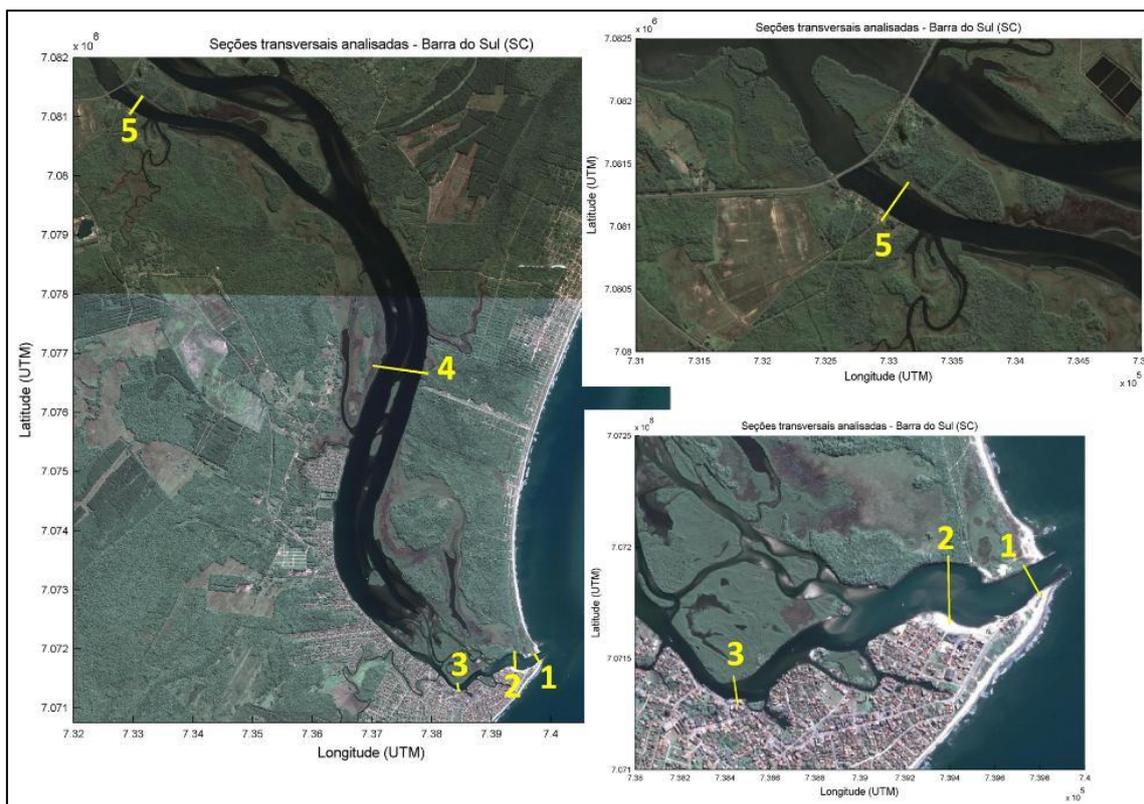


Figura 6-37: Localização das seções transversais ao longo do Canal do Linguado, determinadas para a realização da análise da variação temporal das cotas batimétricas ao longo de 6 meses de simulação para os cenários 1, 2 e 3.

A seção transversal 1 (Figura 6-38 à Figura 6-42), localizada a cerca de 0,26 km entre os molhes da desembocadura do canal, mostra que ao longo dos 6 meses de simulação ocorre uma variação nas cotas do batimétricas na ordem de 1 m para todos os cenários, sendo a maior modificação da posição e profundidade do talvegue ocorre nos primeiros 1,5 meses de simulação. Após este período, as cotas batimétricas ao longo desta seção transversal ficam praticamente estáveis.

A seção transversal 2 (Figura 6-43 à Figura 6-47), localizada a cerca de 0,55 km na área onde ocorre o alargamento da linha de costa e a presença de um delta de maré enchente, mostra que para o Cenário 1 (condição atual) ocorre uma pequena variação nas cotas batimétricas de cerca de 0,5 m, mas de maneira geral, o perfil apresenta-se estabilizado. Estas pequenas variações podem estar associadas a abordagem deste estudo, que não considerou o efeito das ondas marinhas no transporte de sedimentos nas simulações numéricas. O Cenário 2, que considera a retirada do aterro a montante e a construção de um canal com 2,5 m de profundidade nesta área, mostra alterações na morfologia nesta área formando um talvegue bem definido na forma de “U”. Cabe salientar que os canais aprofundados no entorno do atual delta de maré enchente foram preservados neste cenário e, os mesmos, mantiveram-se praticamente estáveis durante o período de simulação. O Cenário 3, que considera somente a retirada do aterro a montante, apresenta uma variação de 1,5 m de profundidade na parte central da seção transversal, atingindo uma altura de coluna de água de aproximadamente 2 m no talvegue do canal. Neste cenário, é possível visualizar um aprofundamento constante ao longo do tempo de

simulação (6 meses), sugerindo que este processo continue além do período simulado e que provavelmente atinja o seu equilíbrio a cerca de 2,5 m, considerando que esta cota apresentou-se praticamente constante no Cenário 2.

A seção transversal 3 (Figura 6-48 à Figura 6-52), localizada a cerca de 1,60 km da desembocadura numa região onde o canal principal tem uma inflexão de cerca de 90°, mostra estabilidade ao longo da seção transversal para o Cenário 1. Os Cenário 2 e 3 apresentam modificações na morfologia ao longo do tempo de simulação, evidenciadas pela mudança na posição do talvegue do canal para o sentido norte. O Cenário 2 apresentou acresção de sedimentos (redução das cotas batimétricas) na ordem de 1,2 m na margem sul e erosão na ordem de 1,2 m na margem norte. No Cenário 3, o padrão de erosão e sedimentação se repete, porém em menor intensidade (na ordem de 0,5 m para os dois processos).

A seção transversal 4 (Figura 6-53 à Figura 6-57), localizada a cerca de 7,85 km da desembocadura na região central do Canal do Linguado, mostra que para todos os cenários simulados ocorre estabilidade ao longo da seção transversal.nesta região.

A seção transversal 5 (Figura 6-58 à Figura 6-62), localizada a cerca de 15 km da desembocadura na região do aterro sul, mostra estabilidade em todos os cenário simulados, salientando-se um pequeno processo deposicional na ordem de 0,3 m na margem nordeste desta seção transversal para os cenários 2 e 3.

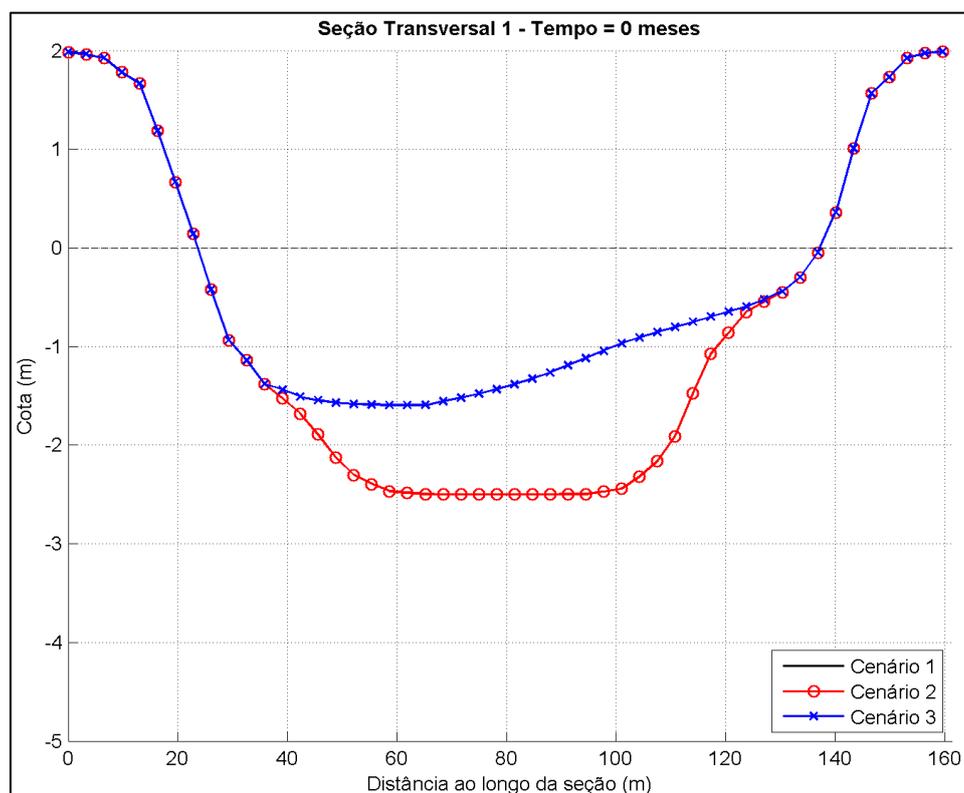


Figura 6-38: Cotas batimétricas ao longo da seção transversal 1, localizada a cerca de 0,26 km entre os molhes da desembocadura do canal, no início da simulação numérica.

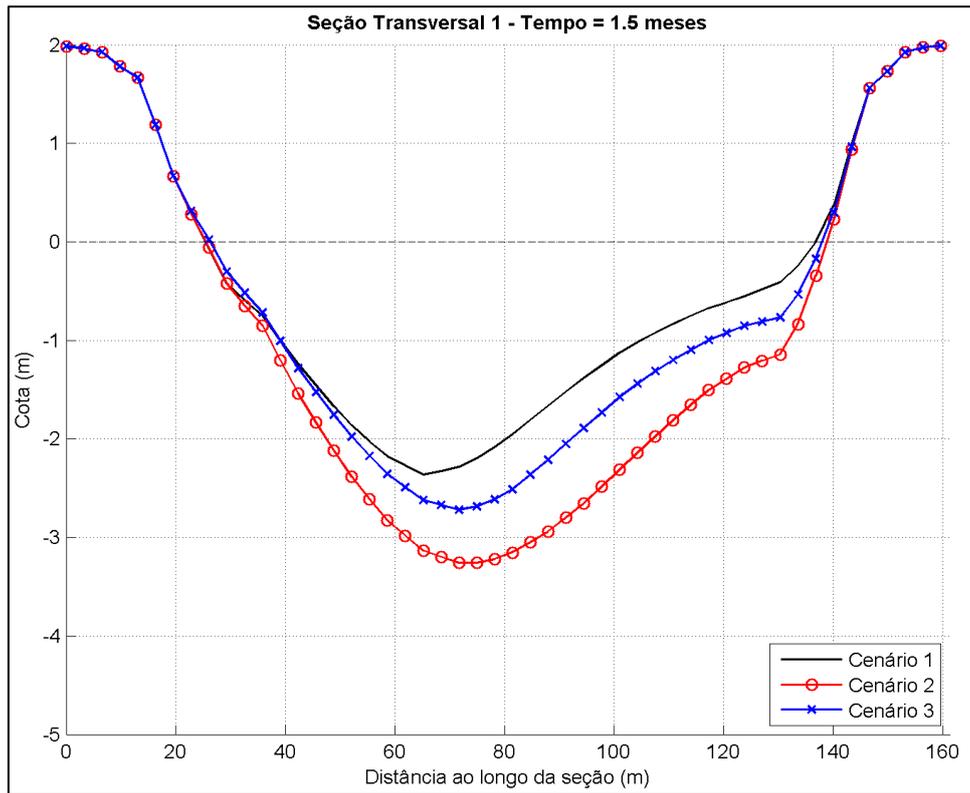


Figura 6-39: Cotas batimétricas ao longo da seção transversal 1, localizada a cerca de 0,26 km entre os molhes da desembocadura do canal, 1,5 meses após o início da simulação numérica.

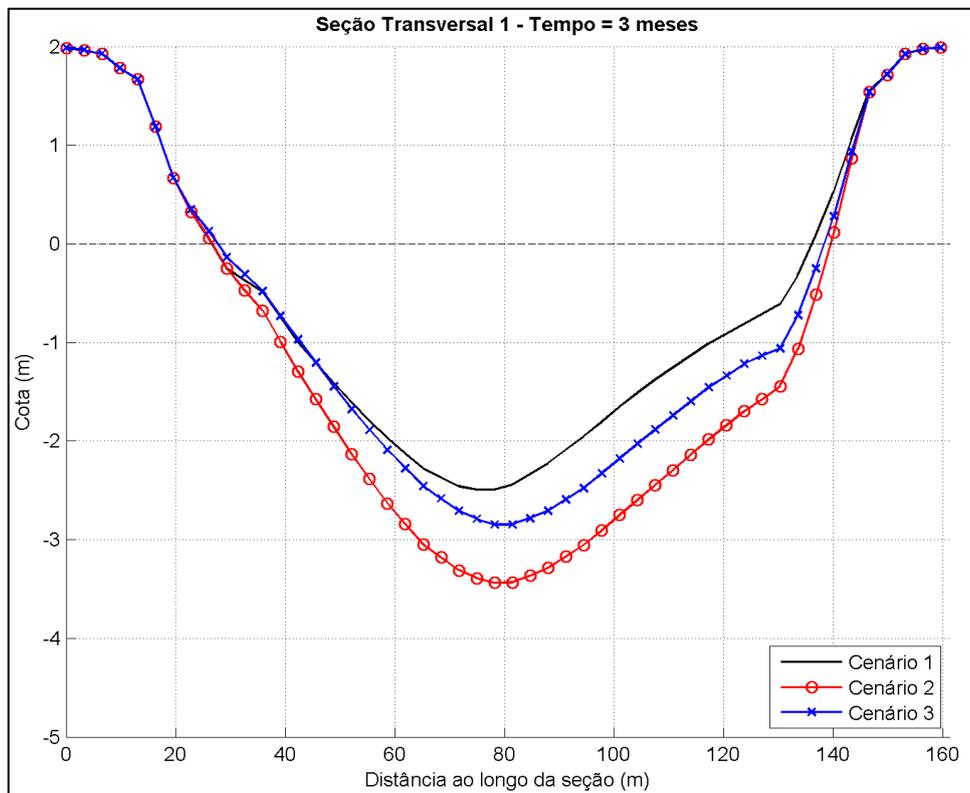


Figura 6-40: Cotas batimétricas ao longo da seção transversal 1, localizada a cerca de 0,26 km entre os molhes da desembocadura do canal, 3 meses após o início da simulação numérica.

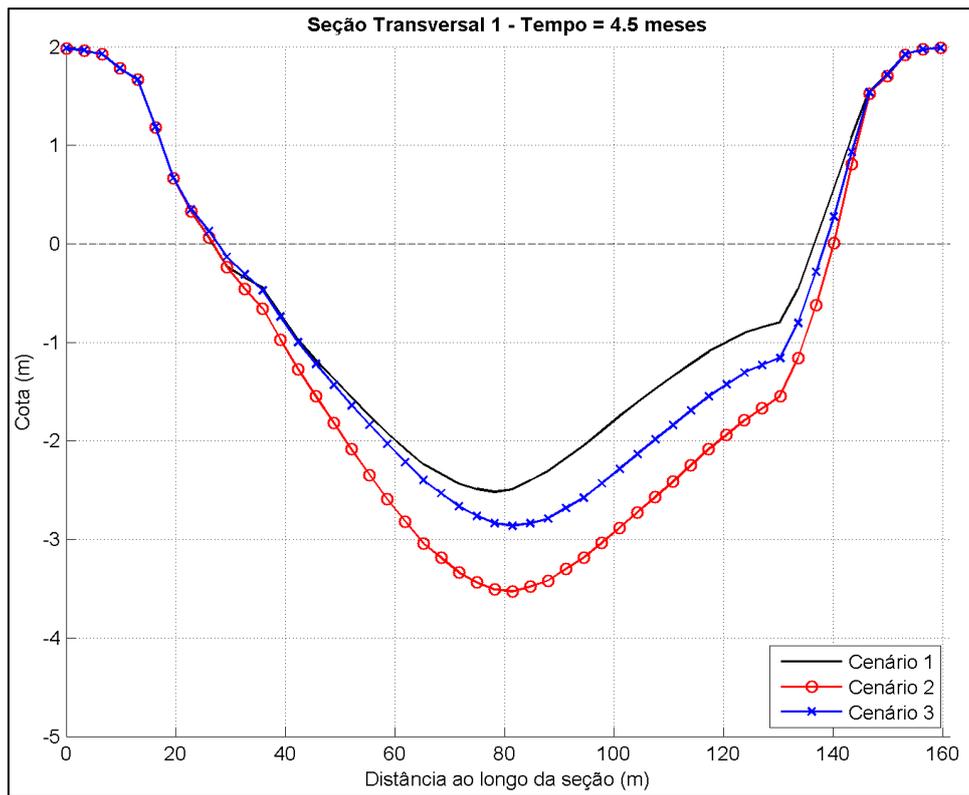


Figura 6-41: Cotas batimétricas ao longo da seção transversal 1, localizada a cerca de 0,26 km entre os molhes da desembocadura do canal, 4,5 meses após o início da simulação numérica.

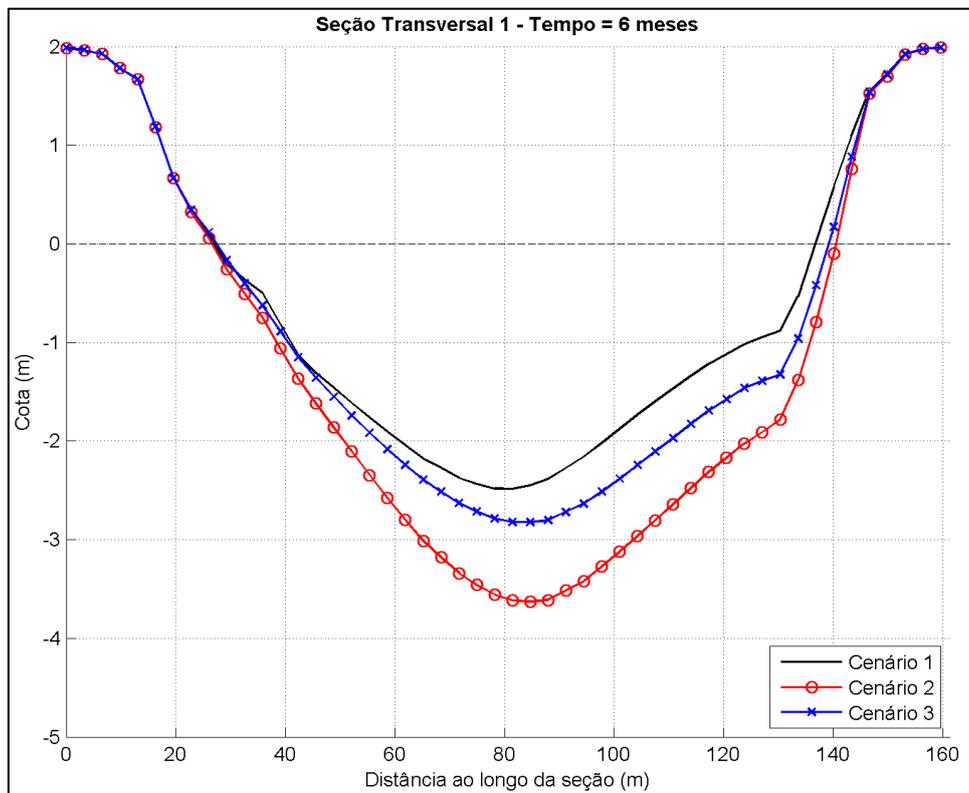


Figura 6-42: Cotas batimétricas ao longo da seção transversal 1, localizada a cerca de 0,26 km entre os molhes da desembocadura do canal, 6 meses após o início da simulação numérica.

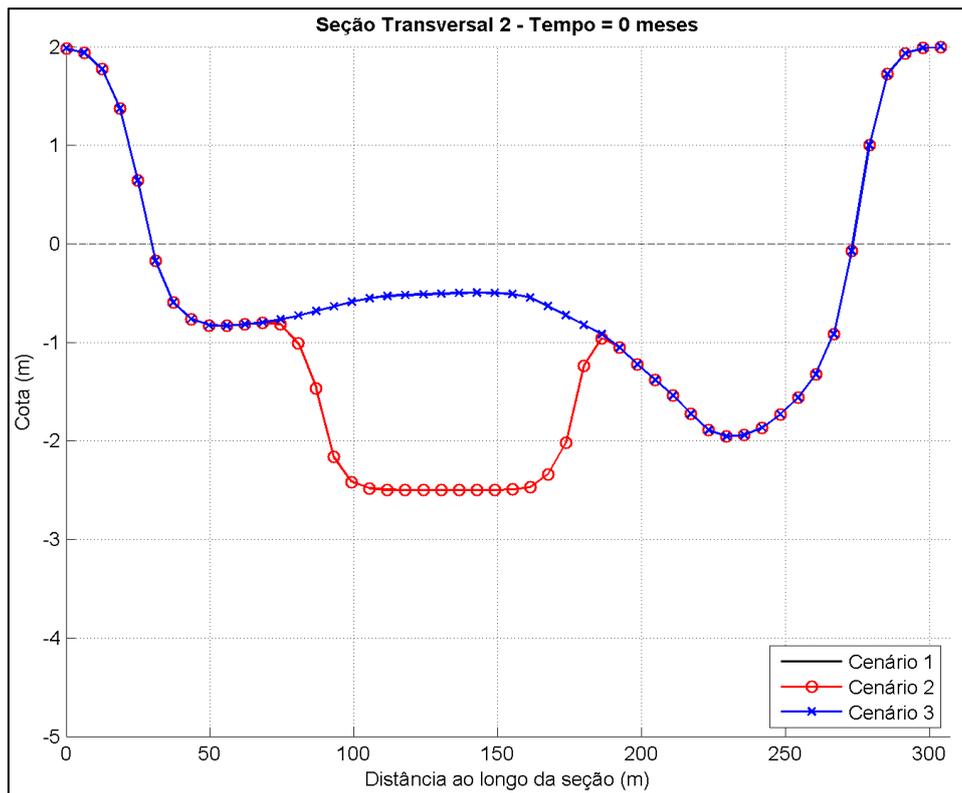


Figura 6-43: Cotas batimétricas ao longo da seção transversal 2, localizada a cerca de 0,55 km na área onde ocorre o alargamento da linha de costa e a presença de um delta de maré enchente, no início da simulação numérica.

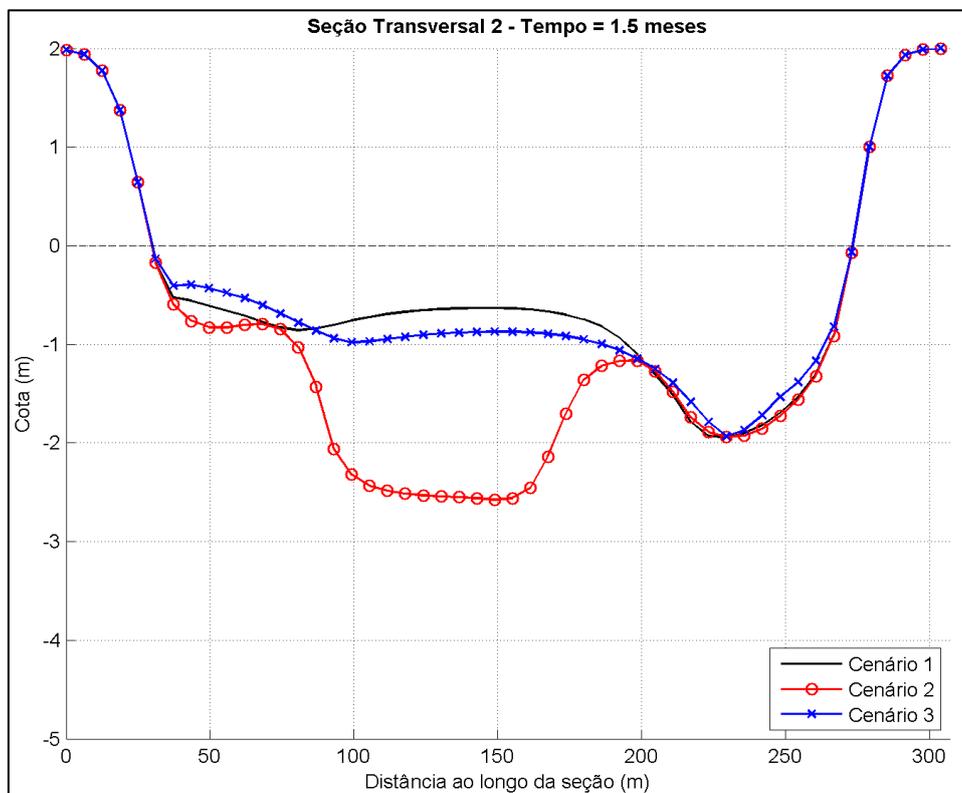


Figura 6-44: Cotas batimétricas ao longo da seção transversal 2, localizada a cerca de 0,55 km na área onde ocorre o alargamento da linha de costa e a presença de um delta de maré enchente, 1,5 meses após o início da simulação numérica.

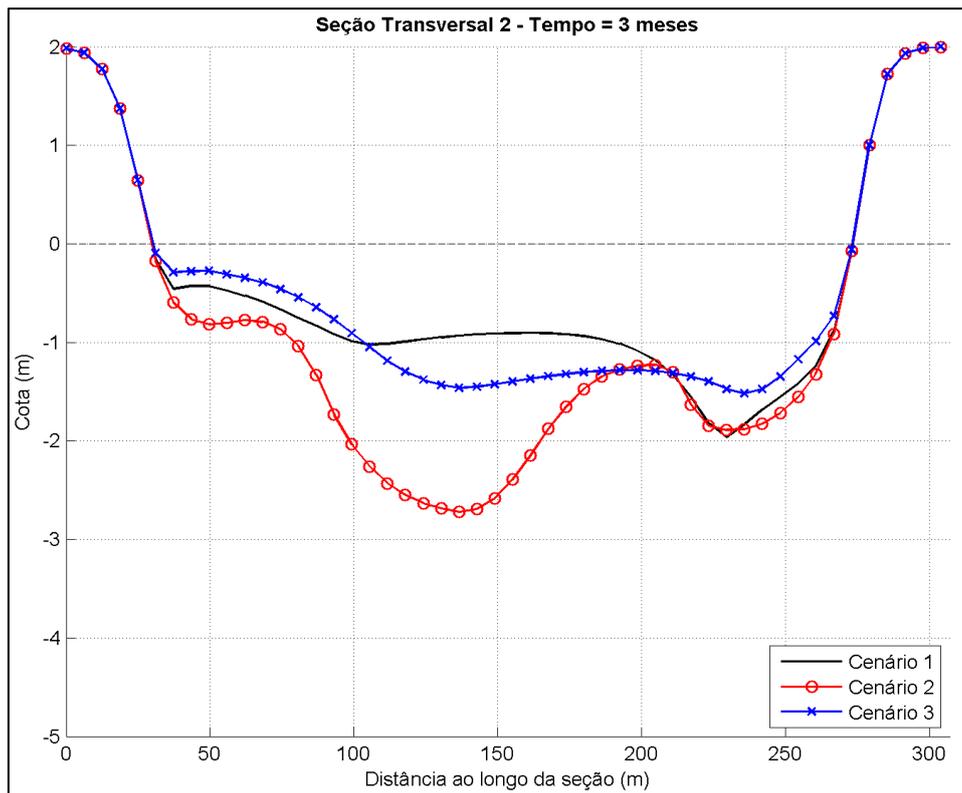


Figura 6-45: Cotas batimétricas ao longo da seção transversal 2, localizada a cerca de 0,55 km na área onde ocorre o alargamento da linha de costa e a presença de um delta de maré enchente, 3 meses após o início da simulação numérica.

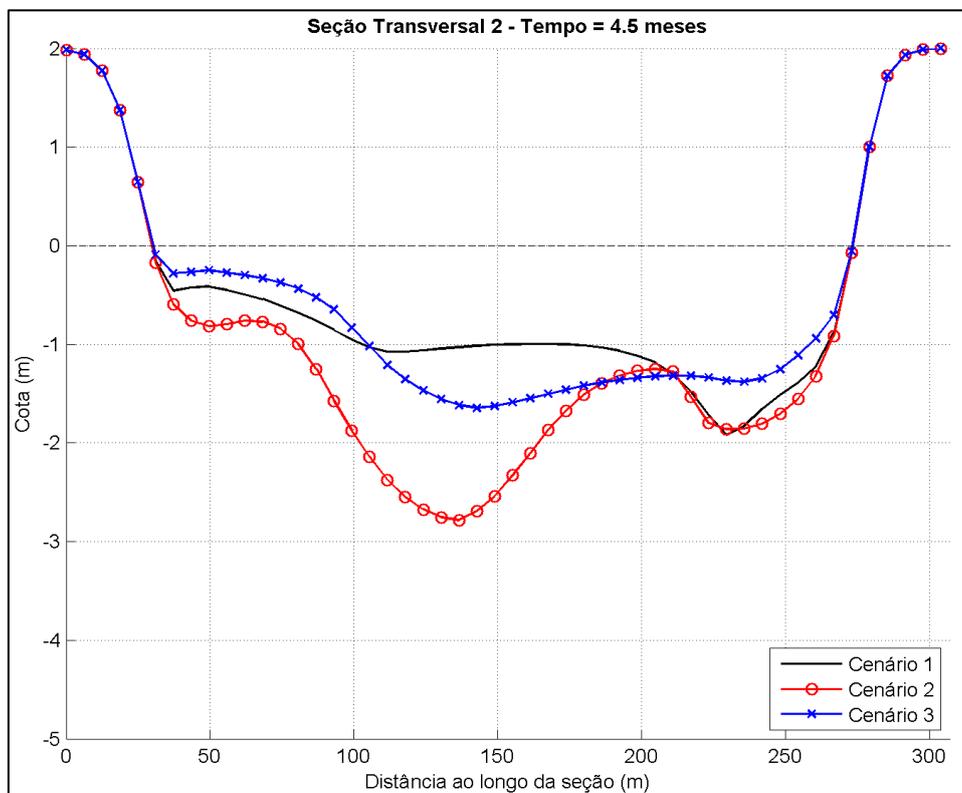


Figura 6-46: Cotas batimétricas ao longo da seção transversal 2, localizada a cerca de 0,55 km na área onde ocorre o alargamento da linha de costa e a presença de um delta de maré enchente, 4,5 meses após o início da simulação numérica.

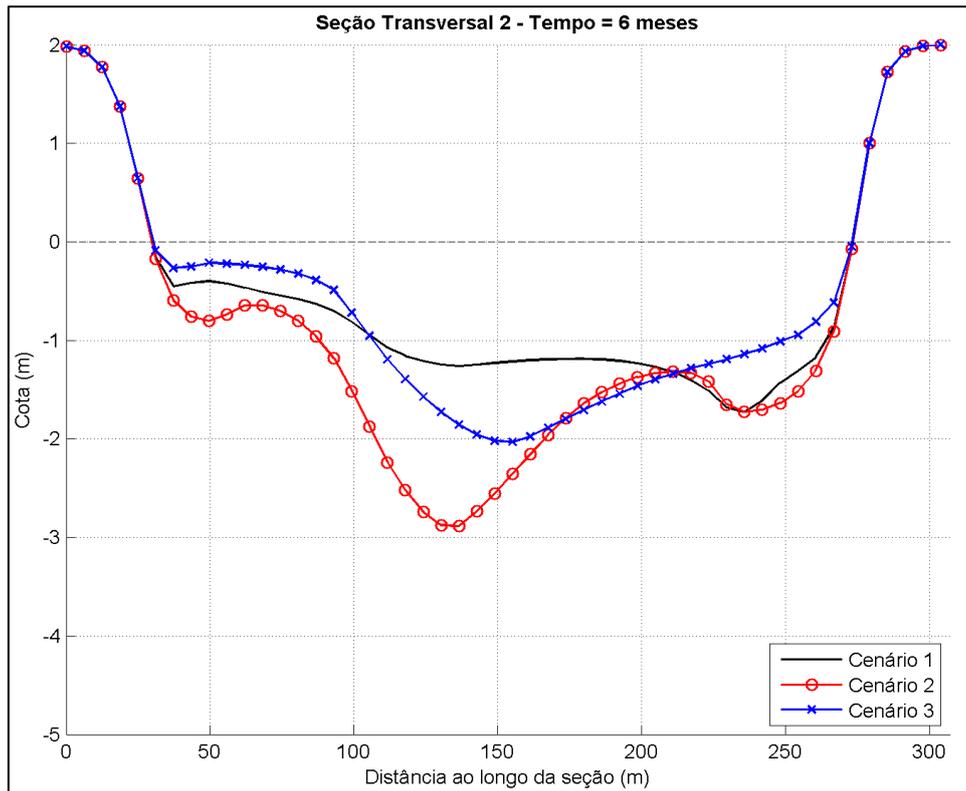


Figura 6-47: Cotas batimétricas ao longo da seção transversal 2, localizada a cerca de 0,55 km na área onde ocorre o alargamento da linha de costa e a presença de um delta de maré enchente, 6 meses após o início da simulação numérica.

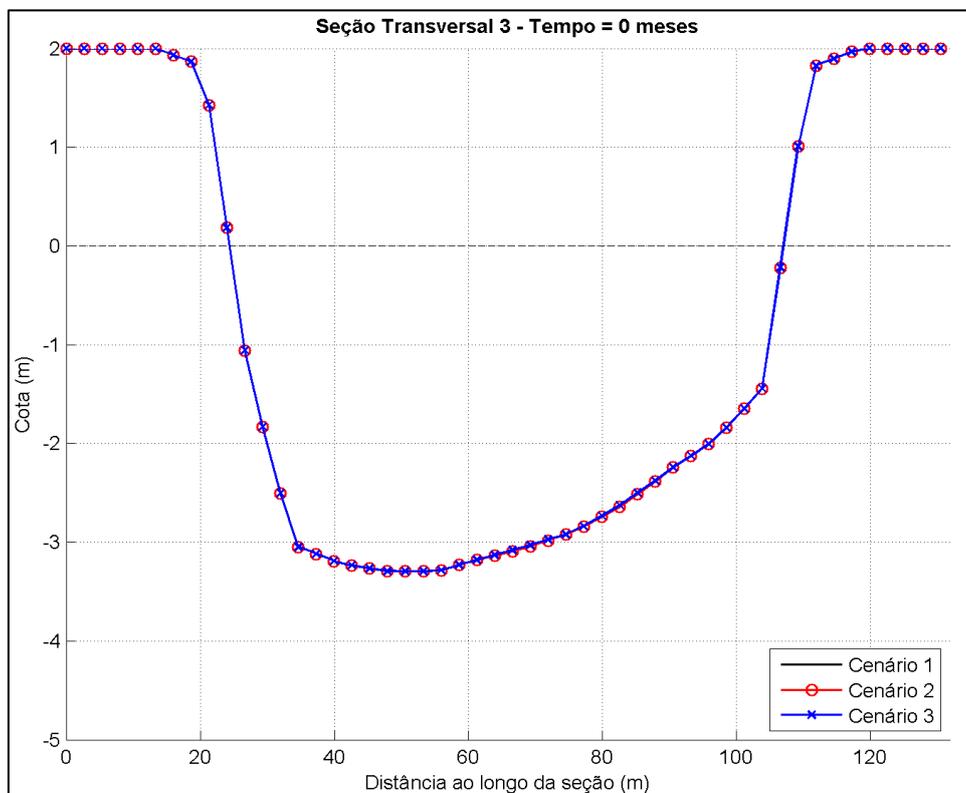


Figura 6-48: Cotas batimétricas ao longo da seção transversal 3, localizada a cerca de 1,60 km da desembocadura numa região onde o canal principal tem uma inflexão de cerca de 90°, no início da simulação numérica.

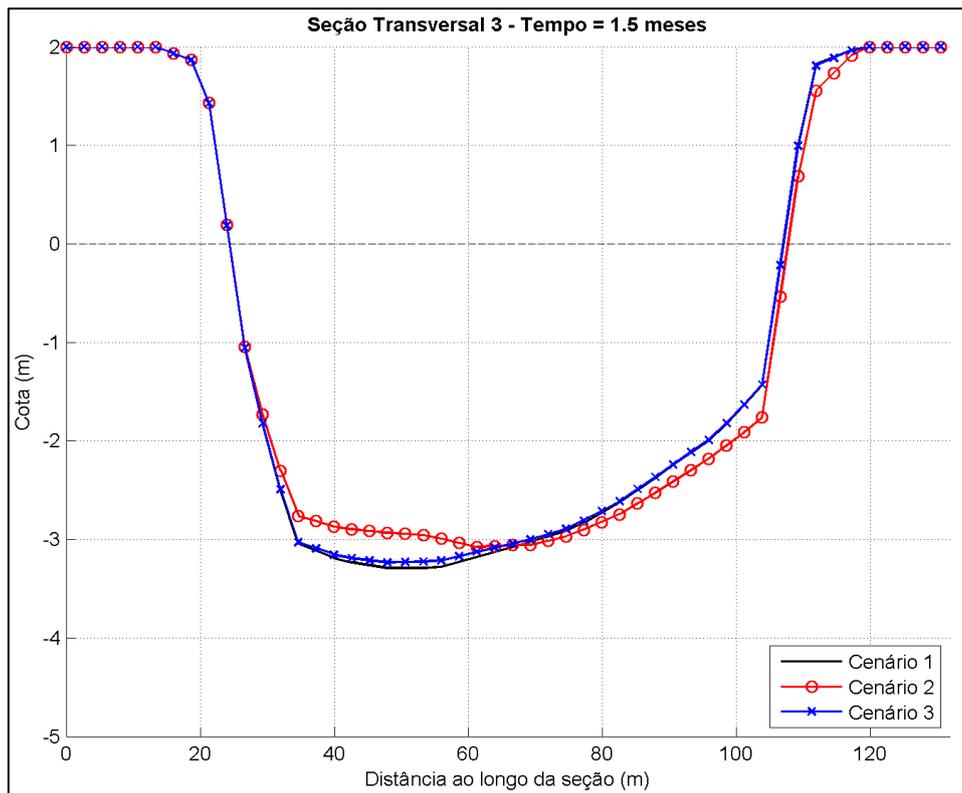


Figura 6-49: Cotas batimétricas ao longo da seção transversal 3, localizada a cerca de 1,60 km da desembocadura numa região onde o canal principal tem uma inflexão de cerca de 90°, 1,5 meses após o início da simulação numérica.

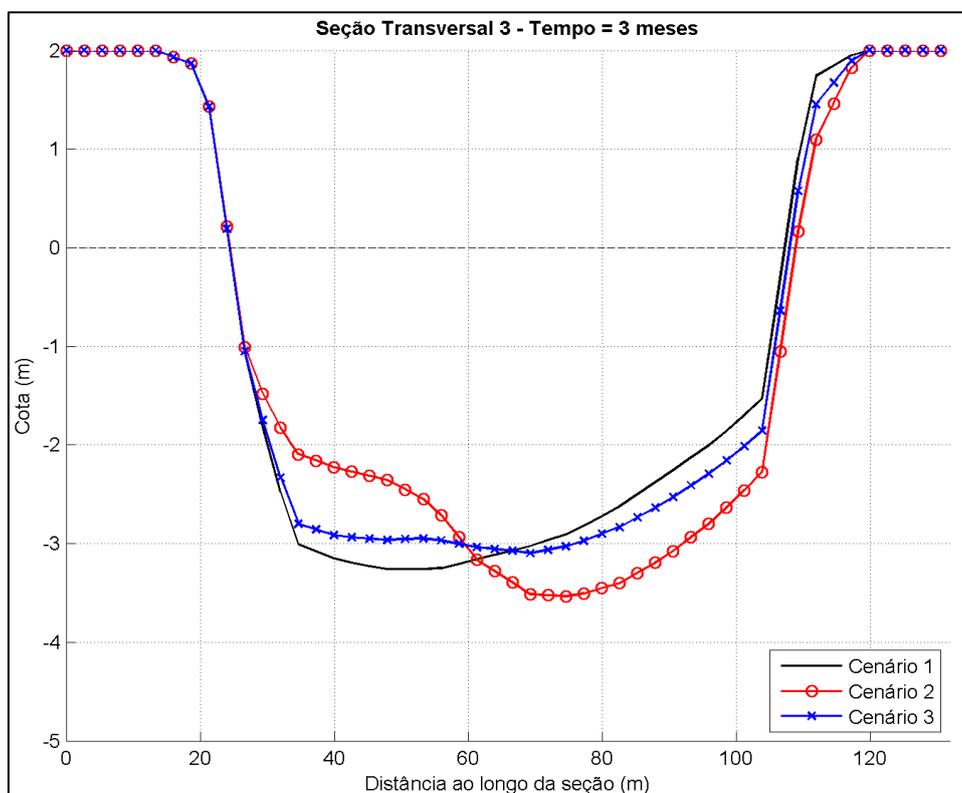


Figura 6-50: Cotas batimétricas ao longo da seção transversal 3, localizada a cerca de 1,60 km da desembocadura numa região onde o canal principal tem uma inflexão de cerca de 90°, 3 meses após o início da simulação numérica.

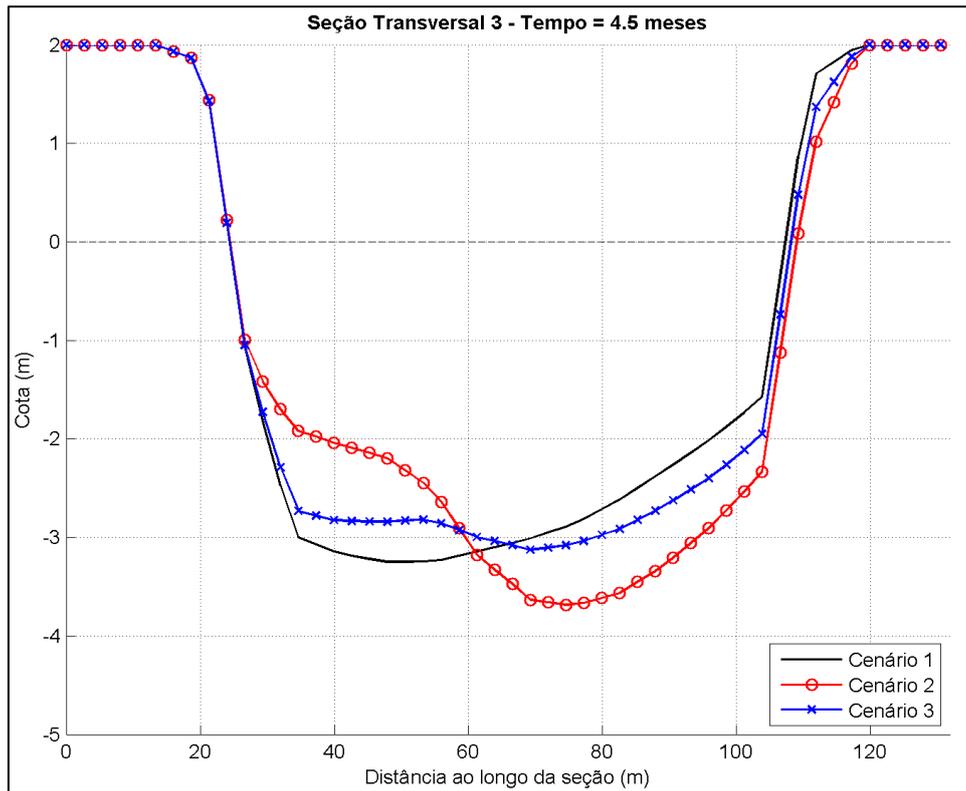


Figura 6-51: Cotas batimétricas ao longo da seção transversal 3, localizada a cerca de 1,60 km da desembocadura numa região onde o canal principal tem uma inflexão de cerca de 90°, 4,5 meses após o início da simulação numérica.

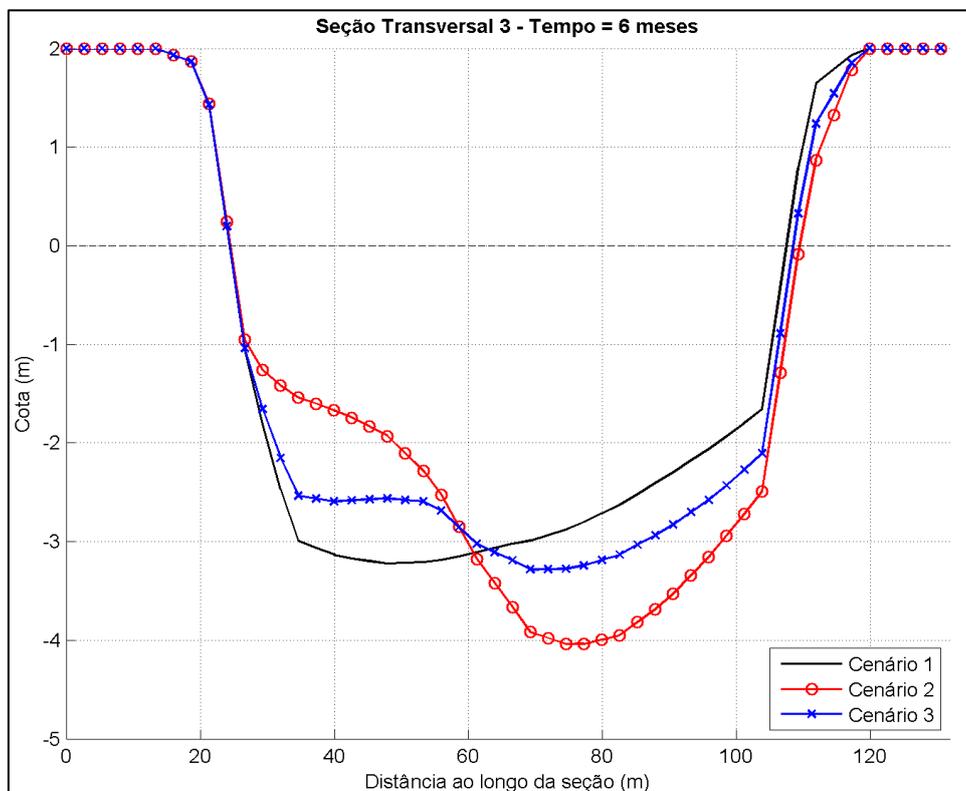


Figura 6-52: Cotas batimétricas ao longo da seção transversal 3, localizada a cerca de 1,60 km da desembocadura numa região onde o canal principal tem uma inflexão de cerca de 90°, 6 meses após o início da simulação numérica.

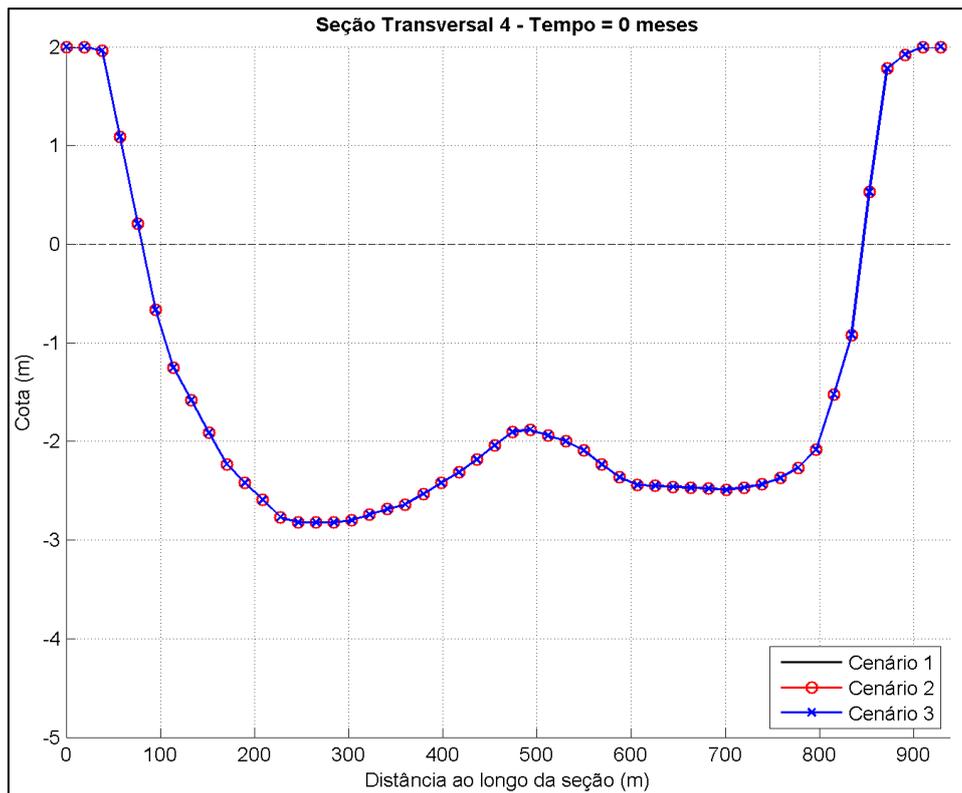


Figura 6-53: Cotas batimétricas ao longo da seção transversal 4, localizada a cerca de 7,85 km da desembocadura na região central do Canal do Linguado, no início da simulação numérica.

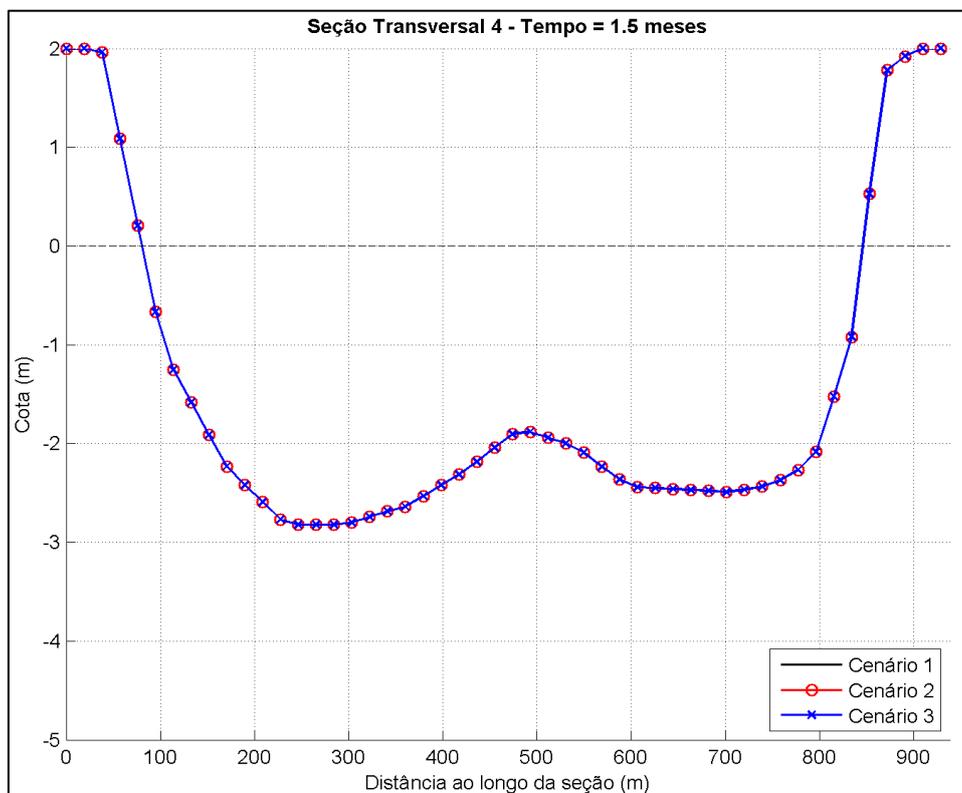


Figura 6-54: Cotas batimétricas ao longo da seção transversal 4, localizada a cerca de 7,85 km da desembocadura na região central do Canal do Linguado, 1,5 meses após o início da simulação numérica.

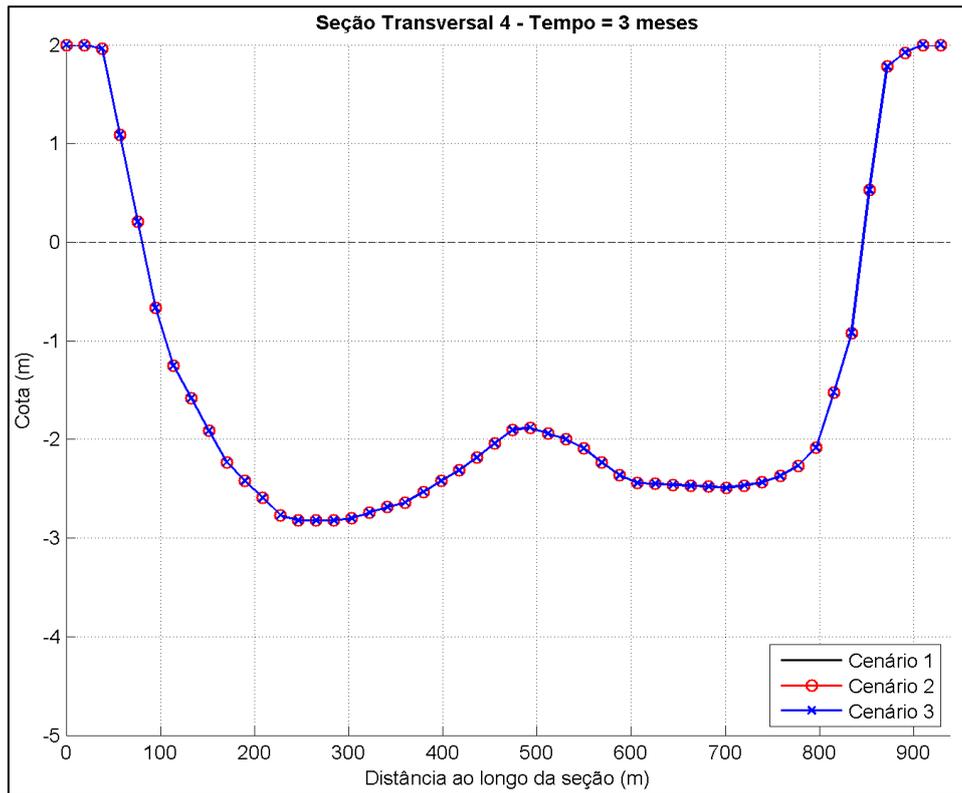


Figura 6-55: Cotas batimétricas ao longo da seção transversal 4, localizada a cerca de 7,85 km da desembocadura na região central do Canal do Linguado, 3 meses após o início da simulação numérica.

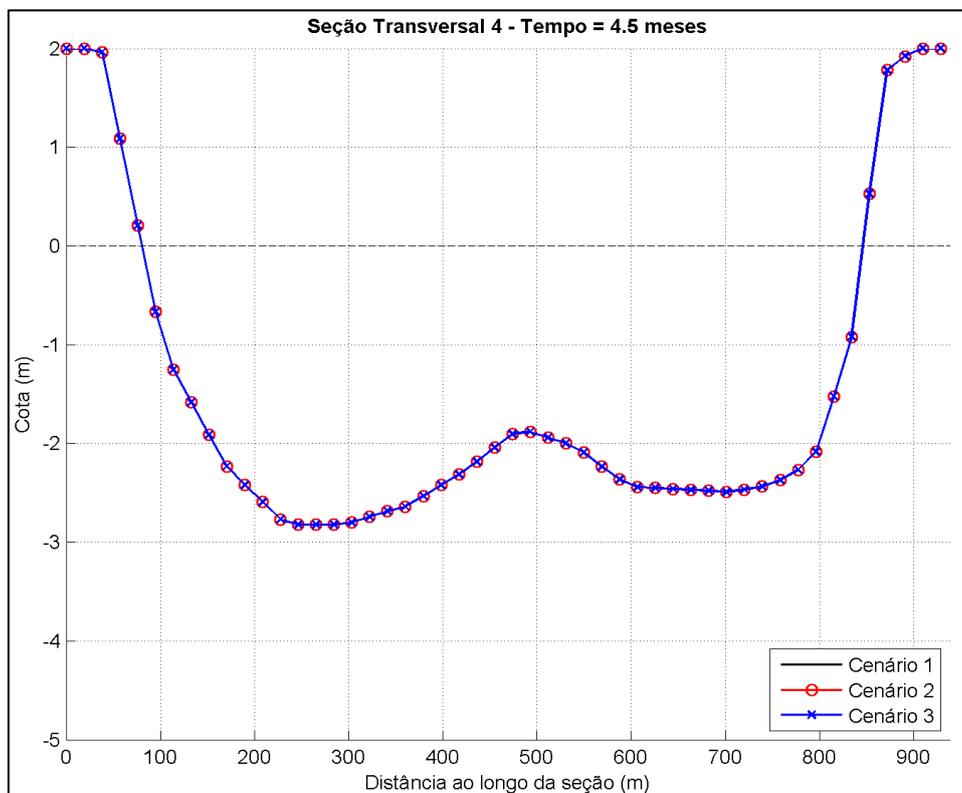


Figura 6-56: Cotas batimétricas ao longo da seção transversal 4, localizada a cerca de 7,85 km da desembocadura na região central do Canal do Linguado, 4,5 meses após o início da simulação numérica.

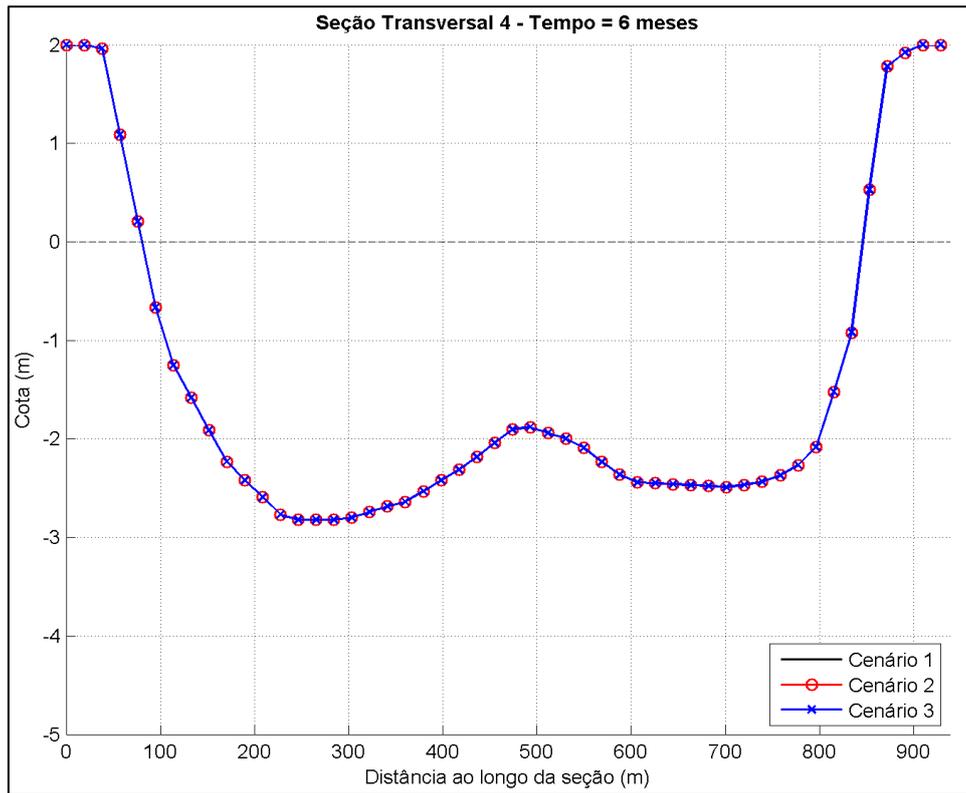


Figura 6-57: Cotas batimétricas ao longo da seção transversal 4, localizada a cerca de 7,85 km da desembocadura na região central do Canal do Linguado, 6 meses após o início da simulação numérica.

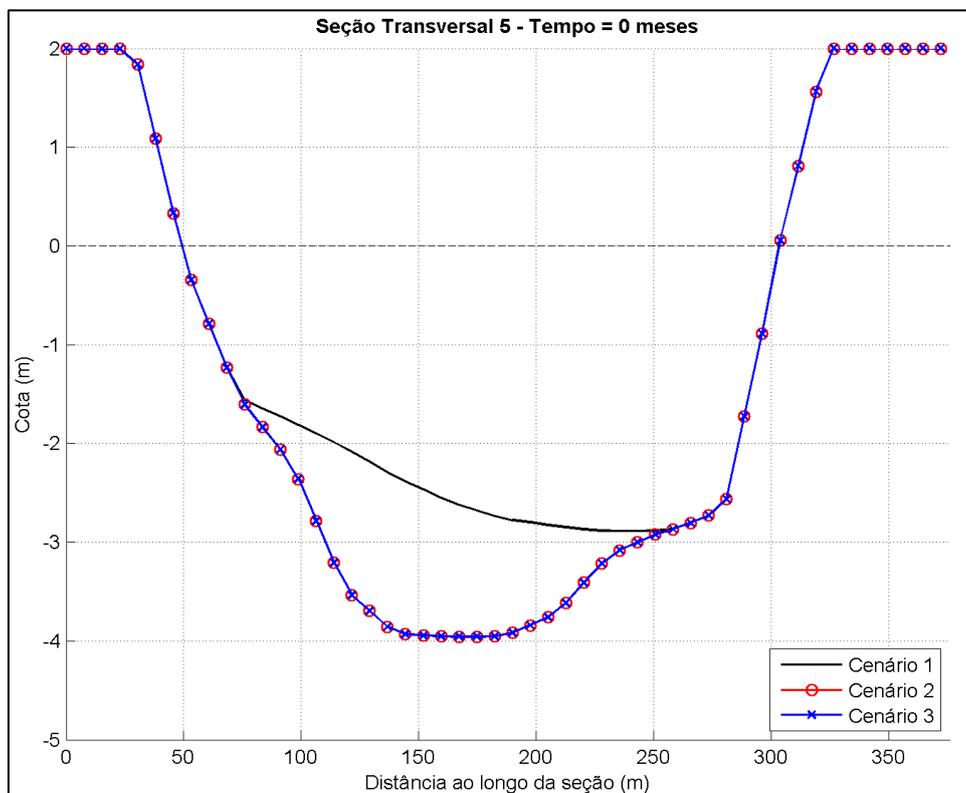


Figura 6-58: Cotas batimétricas ao longo da seção transversal 5, localizada a cerca de 15 km da desembocadura na região do aterro sul, no início da simulação numérica.

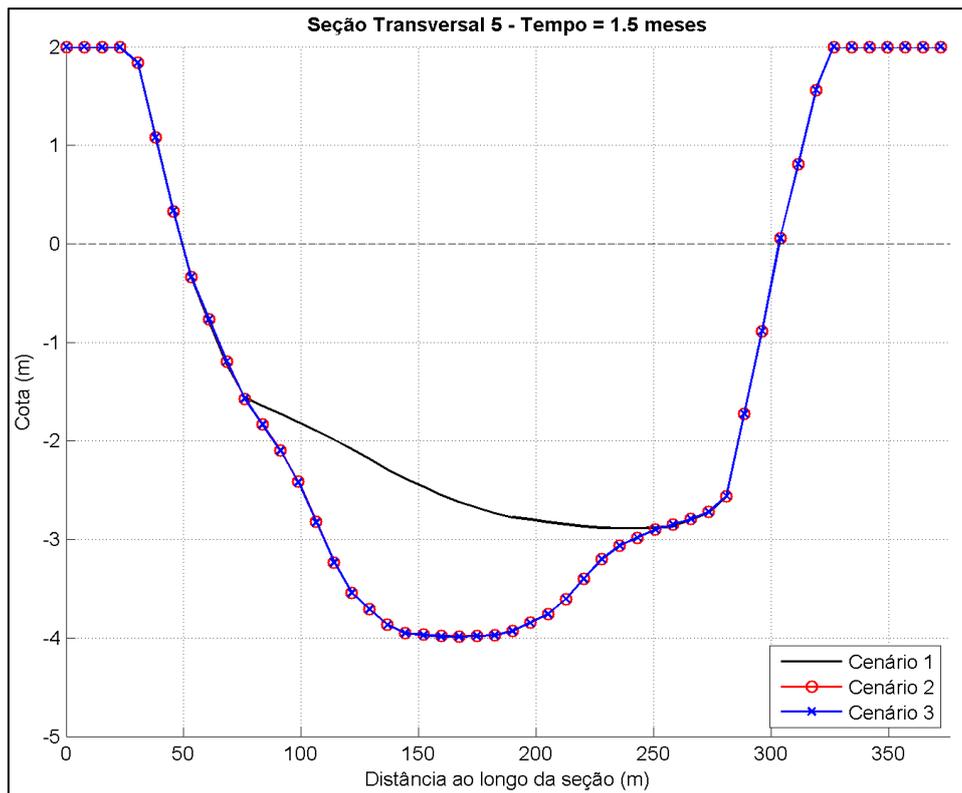


Figura 6-59: Cotas batimétricas ao longo da seção transversal 5, localizada a cerca de 15 km da desembocadura na região do aterro sul, 1.5 meses após o início da simulação numérica.

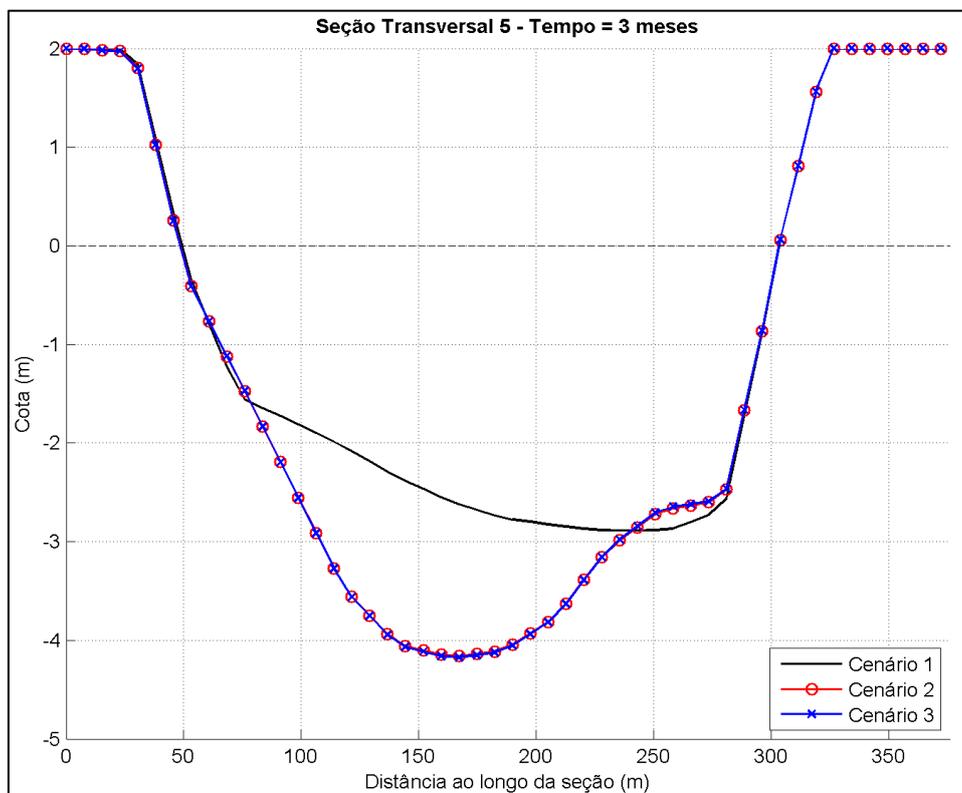


Figura 6-60: Cotas batimétricas ao longo da seção transversal 5, localizada a cerca de 15 km da desembocadura na região do aterro sul, 3 meses após o início da simulação numérica.

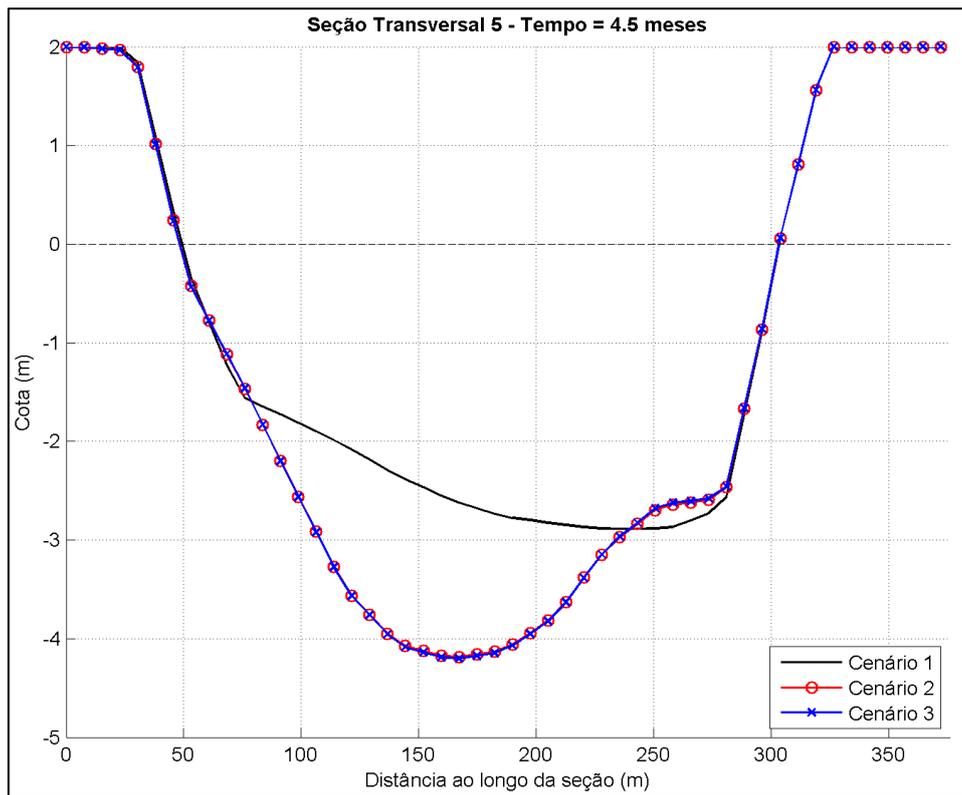


Figura 6-61: Cotas batimétricas ao longo da seção transversal 5, localizada a cerca de 15 km da desembocadura na região do aterro sul, 4.5 meses após o início da simulação numérica.

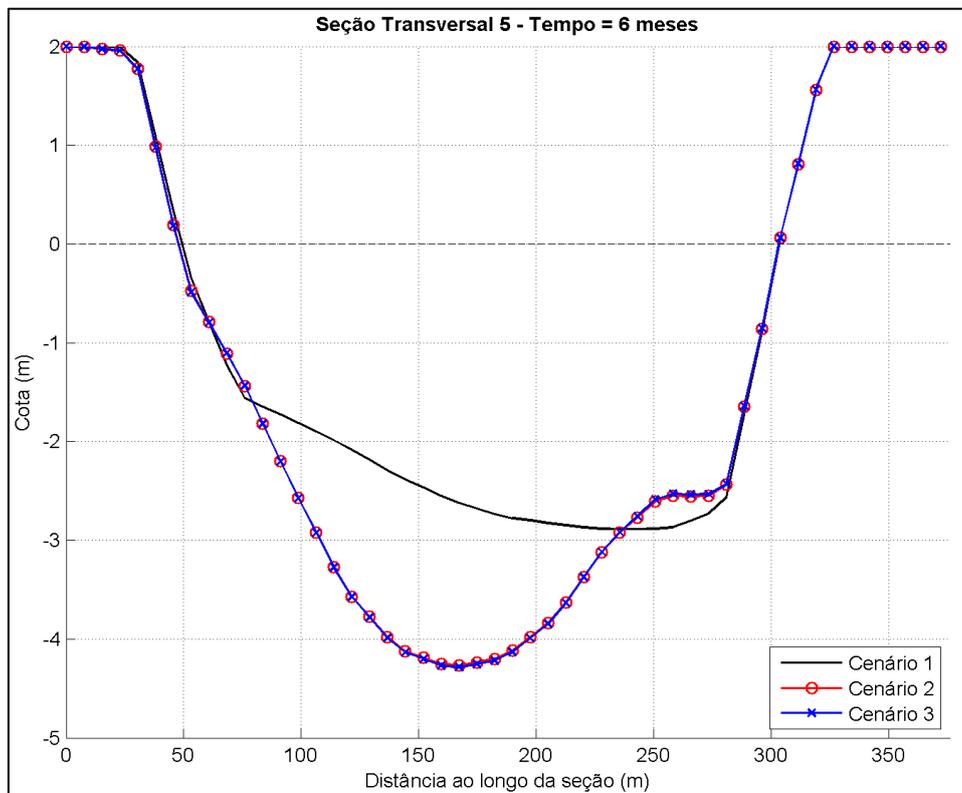


Figura 6-62: Cotas batimétricas ao longo da seção transversal 5, localizada a cerca de 15 km da desembocadura na região do aterro sul, 6 meses após o início da simulação numérica.

6.5. Conclusão

Os resultados das simulações hidrodinâmicas mostram a presença de velocidades de correntes baixas ao longo do Canal do Linguado, incluindo a área do aterro que o separa da Baía da Babitonga, sendo que os valores mais altos são evidenciados na região da desembocadura. Com a retirada do aterro sul ocorre um aumento significativo nas velocidades de corrente devido ao livre acesso da água a montante do Canal do Linguado. O restabelecimento do escoamento hidrodinâmico entre estes ambientes proporciona alterações nas características das correntes, sendo o impacto hidrodinâmico evidenciado na região dos aterros e na desembocadura do canal.

Na situação atual, as taxas de transporte de sedimentos nas proximidades do aterro são praticamente zero devido a ausência de fluxos hidrodinâmicos capazes de mobilizar os sedimentos do fundo e ocorrer apenas pequenos contribuintes fluviais nesta região. Com a retirada do aterro ocorre o aumento das taxas de transporte, principalmente nas cercanias dos aterros onde a distância entre as margens dos canal diminui (parte do canal mais estreita), o que proporciona valores de velocidades maiores e, por conseqüência, transporta mais sedimentos.

Os processos erosivos e de sedimentação ao longo do Canal do Linguado estão relacionados aos resultados obtidos com o modelo hidrodinâmico e de transporte de sedimentos. Na área dos aterros um canal aprofundado de cerca de 7 m de profundidade é formado entre o continente e a ilha onde o aterro foi removido, sendo esta característica visualizada para os Cenários 2 e 3.

Com a implementação do Cenário 2 ou Cenário 3 o impacto relacionado a erosão e sedimentação ocorre principalmente na área da desembocadura do Canal do Linguado e nos aterros que o separam da Baía da Babitonga. Na região intermediária entre estas áreas ocorre estabilidade quanto a estes processos.

Na área da desembocadura, a implementação do Cenário 2, que considera a construção de um canal aprofundado de cerca de 2,5 m desde o interior do Canal do Linguado até a desembocadura, mostra que este canal sofreu um aprofundamento, gerando profundidades de cerca de 7 m na parte interior e na área da desembocadura cerca de 3 m. Com a implementação do Cenário 3, que mantém as características atuais da barra nota-se a formação de um canal retilíneo de forma natural com as mesmas características que no Cenário 2, porém com profundidades ligeiramente menores. Assim, a remoção do aterro a montante considerando esta condição (Cenário 3) proporciona a formação de um canal naturalmente na área da desembocadura, sugerindo que estes processos naturais equivalem ao esforço de dragagem necessário para atingir esta cota batimétrica desejável.

7. Conclusão Geral

As isolinhas de batimetria ao largo da Ilha de São Francisco mostram-se de modo geral paralelas à linha de costa. Na baía da Babitonga as maiores profundidades foram observadas na desembocadura. A partir desta área até o interior da baía ocorre uma diminuição gradativa das profundidades, apresentando regiões com 3 m de profundidade em média interligadas com canais de aproximadamente 6 m de profundidade. As áreas próximas ao aterro do Canal do Linguado, considerando o lado da Baía da Babitonga, são caracterizadas por profundidades extremamente baixas que afloram durante marés baixas.

Na desembocadura do Canal do Linguado é possível observar a presença de um delta de maré enchente bem desenvolvido que chega a aflorar durante marés de sizígia extremas. Nesta área, observa-se um canal mais aprofundado com aproximadamente 3 m de profundidade em média com forma sinuosa que passa no entorno do delta de maré enchente unindo-se após esta feição formando um canal principal que beira o município de Barra do Sul. O canal ao norte do delta é ligeiramente mais profundo (média de 2,5 m) que o do sul (média de 1,8 m), sugerindo que, neste local, sua manutenção seja feita pelas correntes de marés vazante, devida sua posição. A presença do canal ao sul é mantida pelas correntes de marés enchentes que atuam livremente no local. À montante da desembocadura é caracterizada por um ambiente raso sujeito a presença de grandes bancos arenosos e pequenos canais. Nas proximidades do aterro do Canal do Linguado observam-se, em alguns pontos específicos, buracos com aproximadamente 10 m de profundidade. Este fato sugere uma cota batimétrica anterior a construção do aterro, já que esta área não está condicionada a características ambientais naturais ou ações antrópicas, como dragagem, que justifiquem a presença destes buracos.

A distribuição espacial das texturas sedimentares predominantes mostra o domínio de areias ao longo da desembocadura do Canal do Linguado. O delta de maré enchente é caracterizado pela presença de areias grossas, bem selecionadas, aproximadamente simétricas com distribuição mesocúrtica.

Os resultados apresentados mostram uma discrepância entre os valores de velocidade e direção dos ventos quando comparados entre as estações meteorológicas V1, V2 e V3. Estas diferenças sugerem uma variação no padrão dos ventos ao longo da área de estudo. As principais diferenças podem ser visualizadas na Estação Meteorológica V3, onde as características do relevo na área de amostragem influenciam neste parâmetro. Além de diferenças significativas na direção dos ventos, se comparado com a região oceânica, observa-se valores menores de velocidade neste local.

A interpretação das constantes harmônicas evidenciou que o principal forçante da circulação na baía é a maré astronômica, sendo as principais componentes semidiurnas, M2 e S2, somadas correspondem cerca de 60 % de toda a energia associada à maré, destacando seu forte caráter semidiurno da maré astronômica na Baía da Babitonga.

A defasagem da onda de maré no Canal do Linguado, definida entre as fases das estações maregráficas T7 (Iha dos Remédios) e T8 (Aterro_Linguado), foi de aproximadamente 156 minutos para M2 e 148 minutos para S2. O maior tempo de propagação da onda de maré entre a parte oceânica e o aterro do lado do Canal do Linguado pode ser justificado pelas obstruções físicas que ocorrem na desembocadura deste sistema costeiro, decorrentes da presença de um delta de maré de enchente bem desenvolvido no local.

A amplitude dos componentes semi-diurnos M2 e S2 apresentaram uma redução de aproximadamente 80% entre estas estações. Com exceção do componente M_{sf}, que sofreu um aumento de cerca de 22%, os restantes também apresentaram uma redução, implicando numa redução do sinal de maré no interior do Canal do Linguado. Este fato sugere que as pequenas áreas de seção transversal da desembocadura (preamar e baixamar), associada aos efeitos friccionais, devido às baixas profundidades, presença de bancos arenosos e ilhas no local, sejam a causa desta redução.

Na desembocadura da Baía da Babitonga, os dados de correntes mostraram um pico de velocidade instantânea de cerca de 1.76 m/s durante a maré vazante e valor médio de 0,46 m/s ao longo da coluna de água. A velocidade média no fundo (0,38 m/s) foi ligeiramente menor que o valor encontrado na superfície (0,49 m/s).

Em todas as profundidades de amostragem pode-se observar a tendência das correntes se dirigirem para ENE (vazantes) e OSO (enchente). Com exceção da superfície, a maior frequência é de correntes de maré enchentes com velocidades ligeiramente maiores que correntes de maré vazante. As velocidades menores, compreendidas entre 0,0 m/s e 0,5 m/s, representam em média na coluna de água 61,2% das ocorrências durante o período amostrado e as velocidades maiores, compreendidas entre 1,25 m/s e 1,75 m/s representam cerca de 1% das ocorrências.

A análise espectral de correntes mostrou um padrão bem comportado na faixa de frequência das marés astronômicas. O espectro total apresentou quatro faixas de frequências de oscilações observadas ao longo da coluna de água. A mais significativa em ordem de magnitude é referente a faixa de frequência das marés semidiurnas, seguido pela quarto-diurna, terc-diurna, e diurna. Contudo as amplitudes dessas faixas de frequências sofreram uma redução da superfície em relação ao fundo. Deste modo percebe-se os padrões de correntes são rígidos basicamente pela variação da maré astronômica.

As diferenças de elevação do nível de água entre o Canal do Linguado e Baía da Babitonga, na área dos aterros pode chegar a cerca de 1 m durante fases de preamares, sendo o valor médio igual a 0,35 m. Após a remoção do aterro (Cenário 2) estas diferenças não são perceptíveis, indicando alterações hidrodinâmicas expressivas, evidenciadas pelo aumento na velocidade das correntes neste local.

O padrão de circulação das águas no Canal do Linguado e Baía da Babitonga é fortemente influenciado pelas características das variações das marés, promovendo uma circulação hidrodinâmica com padrão bidirecional devido a subida e descida

das marés que, através dos gradientes hidrodinâmicos formados, são responsáveis pela movimentação das águas no interior destes ambientes. As velocidades de correntes mais fortes estão associadas aos estreitamentos entre as linhas de costa e às desembocaduras, sendo amplificadas ainda mais durante períodos de maré de sizígia e maior vazão fluvial.

Com a retirada do aterro ocorrem expressivas diferenças nas características hidrodinâmicas na desembocadura do Canal do Linguado, evidenciado pelos resultados das simulações numéricas que mostram um aumento na velocidade das correntes nesta área e alteração do escoamento hidrodinâmico residual. A situação atual mostra uma componente de velocidade residual entrando no canal nas margens do molhe norte e com a implementação do Cenário 2 este escoamento é todo para fora do canal, no sentido do mar aberto.

Na situação atual, as taxas de transporte de sedimentos nas proximidades do aterro são praticamente zero devido a ausência de fluxos hidrodinâmicos capazes de mobilizar os sedimentos do fundo e ocorrer apenas pequenos contribuintes fluviais nesta região. Com a retirada do aterro ocorre o aumento das taxas de transporte, principalmente nas cercanias dos aterros onde a distância entre as margens dos canal diminui (parte do canal mais estreita), o que proporciona valores de velocidades maiores e, por consequência, transporta mais sedimentos. Os processos erosivos e de sedimentação ao longo do Canal do Linguado estão relacionados aos resultados obtidos com o modelo hidrodinâmico e de transporte de sedimentos. Assim, a nova configuração da topografia do fundo proporcionará um ajuste dos fluxos hidrodinâmicos de acordo com o novo padrão morfológico.

A metodologia empregada neste estudo mostrou-se eficiente na solução das perguntas de pesquisa propostas no Capítulo 1, pois através das medições realizadas em campo foi possível caracterizar os aspectos relacionados a morfologia, meteorologia e hidrodinâmica da área de estudo, além de fornecer subsídios para a validação das simulações numéricas. A utilização de modelos numéricos em estudos ambientais são ferramentas fundamentais para auxiliar na gestão de ambientes passíveis de impactos ambientais, pois proporciona informações capazes de diagnosticar e prognosticar a dinâmica dos processos costeiros nos complexos sistemas ambientais. Assim, através das simulações numéricas realizadas foi possível entender o padrão de circulação atual das águas na área de estudo (diagnóstico) e verificar as principais alterações decorrentes da remoção do dique que separa o Canal do Linguado e a Baía da Babitonga (prognóstico), fornecendo, assim, subsídios para futuras tomadas de decisão quanto ao restabelecimento da comunicação entre estes ambientes.

8. Considerações Finais

O restabelecimento da comunicação entre o Canal do Linguado e Baía da Babitonga é foco de estudos desde a década de 80, quando parte da comunidade local e científica sugere que a retirada dos aterros que separam estes ambientes proporcionará uma diminuição do tempo de residência das águas no interior da Baía da Babitonga, aumentando a qualidade da água nesta região. Da mesma forma, a abertura proporcionaria uma maior estabilidade na área da desembocadura do Canal do Linguado e, por consequência, retomaria o crescimento do setor pesqueiro no local gerando mais empregos e qualidade de vida para esta comunidade.

É fato também, que o aumento das atividades industriais na região de Joinville proporcionou efeitos negativos quanto a qualidade da água e sedimentos nesta região e que o restabelecimento da comunicação entre estes ambientes seria positivo quanto a maior movimentação das águas no local. Já para os sedimentos depositados ao longo destes anos os efeitos ainda são imprevisíveis, pois uma análise mais aprofundada se faz necessário, já que o aumento do escoamento hidrodinâmico proporcionaria a remobilização destes sedimentos para a coluna de água e disponibilizaria possíveis contaminantes para a biota aquática, podendo causar efeitos negativos.

Cabe salientar ainda que desde a conclusão dos aterros em 1935 ocorreram diversas mudanças na paisagem em Barra do Sul, evidenciadas por fotografias aéreas históricas analisadas e publicadas em Bonhsack (2008). Com o passar dos anos fica evidente o avanço das construções do município de Barra do Sul sobre os campos de dunas e nas margens do Canal do Linguado. Ao longo do canal uma das modificações mais importantes é a diminuição das velocidades de corrente no local após 1935, fazendo com que gerações que viveram e vivem no local se adaptassem a este novo ambiente devido a presença águas mais calmas, que proporcionam áreas de lazer seguras para banhistas. Os fatos supramencionados são apenas alguns indicadores das modificações e adaptações das comunidades e atividades que ocorreram nesta região após a construção dos aterros.

No presente estudo foram apontados alguns aspectos positivos quanto ao restabelecimento da comunicação entre estes ambientes, principalmente no que se refere a estabilidade da seção transversal da desembocadura em Barra do Sul. Porém, é importante salientar que não foram contemplados estudos relacionados às obras de engenharia necessárias ao longo do canal visando a proteção de suas margens, hoje ocupada em grande parte pela cidade, inclusive por áreas públicas com praças, calçadas, trapiches e praias. Com o aumento das velocidades das correntes, evidenciadas neste estudo, estas áreas estariam sujeitas a grandes problemas decorrentes de processos de desmoronamentos nos taludes do canal e causariam solapamento das obras civis estabelecidas. Outro fator importante que não foi avaliado refere-se a possíveis áreas de alagamento devido a mudança no comportamento das marés ao longo do canal.

Apesar de concluído que os impactos decorrentes da retirada do aterro sul fiquem restritos as áreas dos aterros e desembocadura, salienta-se ainda que uma das

limitações deste estudo seja o fato dos efeitos das ondas de gravidade que ocorrem na parte marinha adjacente não terem sido considerados na resolução dos cálculos numéricos do modelo implementado. No ambiente praiado, as ondas associadas a correntes são os principais agentes geradores de transporte de sedimentos e, neste caso, quando este processo é negligenciado o resultado positivo pode estar superdimensionado, pois se espera que aja uma contribuição de sedimentos através da desembocadura devido a este parâmetro hidrodinâmico.

Outro fator a ser considerado é a presença marcante de depósitos eólicos nas cercanias da desembocadura que devem ter uma parcela de contribuição sedimentar importante na manutenção dos depósitos sedimentares no interior da desembocadura. Esta fonte de sedimentos não foi considerada nestes estudos.

Assim, sugere-se que sejam realizados novos estudos na região, visando melhorar o entendimento dos processos de transporte de sedimentos e seu efeito na morfodinâmica do Canal do Linguado antes da tomada de decisão da retirada do aterro sul que separa este ambiente da Baía da Babitonga.

9. Referencias Bibliográficas

APEL, J. R. 1999. **Principles of Ocean Physics**. International Geophysics Series. Vol. 38. Academic Press. 634p.

AUBREY, D.G. & SPEER, P.E. 1985. **A study of non-linear tidal propagation**. in shallow inlet/estuarine systems. Part I: Observations. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **21**:185-295.

BERNSTORFF, M. 1989 **Notas sobre a Baía da Babitonga e Porto de São Francisco do Sul, SC**. Prático da Barra e do Porto. Inédito. 46p.

BONETTI FILHO, J. & FURTADO, V.V. 1996. Modelo digital de Terreno aplicado ao estudo de feições costeiras submersas no litoral sul do estado de São Paulo. *Geociências*. 15(2) 367-380.

BONHSACK, M. **Análise da estabilidade quanto a posição da desembocadura do Canal do Linguado, município de Balneário Barra do Sul, Santa Catarina, Brasil**. Itajaí, SC, 2008. Monografia apresentada a Universidade do Vale do Itajaí - Univali. 83p.

BOON, J. D. 1975. Tidal asymmetry in a salt march drainage system. *Limnology and Oceanography*. 20 (1).

BOOTHROYD, J.C. 1985. **Tidal Inlets and tidal deltas**. In: R. A. JR. DAVIS. Coastal Sedimentary Environments. 2ed. New York, Berlin Heidelberg Tokyo. Springer- Verlag.

BORDERES DE OLIVEIRA, D. & CARVALHO, J. L. 2003. Histórico da problemática do Canal do Linguado, São Francisco do Sul, SC. II SIMPÓSIO NACIONAL DE OCEANOGRAFIA. Universidade de São Paulo (USP). São Paulo, SP.

BRUNN, P. & GERRITSEN, F. 1961. **Stability of Coastal Inlets**. *Proceedings of the Seventh Conference on Coastal Engineering*, The Hague, Netherlands, J. W. Johnson, ed., Council on Wave Research, University of California, Berkeley. pp386-417.

BRUUN, P. 1966. **Tidal Inlets and Littoral Drift: stability of coastal inlets**. (Vol. 2). Universitetsforlaget, Oslo, Norway. 193p.

BRUUN, P. 1978. Stability of Coastal Inlets-Theory and Engineering. Amsterdam, Elsevier. 510p.

CARVALHO, J. L. B. **Modelagem e Análise do Lançamento de Efluentes Através de Emissários Submarinos**. Rio de Janeiro, 2003. 180p. Tese de Doutorado apresentada à Universidade Federal do Rio de Janeiro – RJ., COPPE.

COASTAL ENGINEERING MANUAL. 2002. Department of the Army, U.S. Army Corps of Engineers, Washington, DC. EM 1110-2-1100.

COWELL, P. J. & THOM, B. G. 1997. **Morphodynamics of coastal evolutions**. In: R.W.G. CARTER, & C. D. WOODROFFE. Coastal Evolution Cambridge University Press. P33-86.

DAVIES, J. L. 1964. **A morphogenic approach to world shoreline**. Zeitschrift fur Geomorphologie, 8: 127-142.

DAVIS, R. A. JR. 1996. **The envolving coast**. United States of America. Scientific American Library.

DOMINGUEZ, J. M. L. 1983. **Evolução Quaternária da Planície Costeira Associada à Foz do Rio Jequitinhonha (BA): Influência das variações do nível do mar e da deriva litorânea de sedimentos**. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia, Salvador. 147p.

DRONKERS, J. 1986. **Tidal asymmetry and estuarine morphology**. *Netherlands Journal of Sea Research*. **20(2/3)**: 117-131.

DYER, K. R. **Estuaries: A Physical Introduction**. 2. Ed., Chichester: Wiley, 1997. 195 p.

ESCOFFIER, F. F. 1940. **The stability of tidal inlets**. Shoreand Beach, Vol. 8, No. 4.

FEMAR. 2000. Catálogo de Estações Maregráficas Brasileiras. Fundação de Estudos do Mar. Rio de Janeiro, RJ. 281pp.

FITZGERALD, D. M. 1996. **Geomorphic variability and morphologic and sedimentologic controls on tidal inlets**. *Journal of Coastal Research*. Fort Lauderdale, Florida. SI, 23, p.47-71.

FOFONOFF, N. P. **Spectral characteristics of internal waves in the ocean**. *Deep-Sea Research Suppl*, 1969.16, 59-71.

GAPLAN. Atlas de Santa Catarina. Florianópolis - SC.1986. 173p.

GONELLA, J. **A rotary-component method for analyzing meteorological and oceanographic vector time series**. *Deep-Sea Research*, vol.19. , 1972. 833-846 p.

GOODWIN, P. 1996. Predicting the stability of tidal inlets for wetland and estuary management. **Journal of Coastal Research**. Fort Lauderdale, Florida. SI, 23, p.83-101.

HAYES, M. O. 1969. **Coastal Environments: NE Massachusstts and New Hampshire, Eastern Section**. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Field Trip Guidebook. 462p.

HAYES, M. O. 1979. **Barrier island morphology as a function of tidal and wave regime.** In Leatherman, S. P. (ed) *Barrier Island From the Gulf of Mexico*. New York. Academic Press. p. 3-22.

HICKS, D. M. & HUME, T. M. 1996. Morphology and size of Ebb Tidal Delta at natural inlets on open-sea and pocket-bay coasts, North Island, New Zealand. **Journal of Coastal Research**. Fort Lauderdale, Florida. 12, 1, p.47-63,

HICKS, D. M. & HUME, T. M. 1997. Determining sand volumes and bathymetric change on an ebb-tidal delta. *Journal of Coastal Research*, 13(2), 407-416.

INPH (INSTITUTO DE PESQUISAS HIDROVIÁRIAS). Comportamento hidráulico e sedimentológico do estuário do rio Itajaí-Açu – SC. Relatório Técnico INPH 74/85. Código: Itajaí-700/03, 1985. 34p.

JARRET, J. T. 1976. **Tidal prism-inlet area relationships.** GITI Report N°3, U.S. Army Corps of Engineers, Waterways Experiment Station, Vicksburg, Mississippi, 54p.

KINAK, L.. **Morfologia e Sedimentologia do Canal da Baía da Babitonga, São Francisco do Sul, Santa Catarina.** Florianópolis, 2000. Tese M. SC., UFSC.

KOMAR, P. D. 1986. Tidal-Inlet processes and morphology related to the transport of sediments. **Journal of Coastal Research**. Fort Lauderdale, Florida. SI, 23, p.23-45,

KUNDU, P. K. 1990. **Fluid Mechanics.** Academic Press Limited. San Diego, California. 638p.

LESSA, G. L. 1991. Dinâmica de maré e transporte de sedimentos no Canal de Itajuru – Laguna de Araruama (RJ). *Revista Brasileira de Geociências*. 21(4): 378-386.

LESSER, G. R.; Roelvink, J. A.; van Kester, J. A. T. M.; Stelling, G. S. 2004. Development and validation of a three-dimensional morphological model. *Coastal Engineering*. Vol. 51. P. 883-915.

LESSER, G.R., 2009. An approach to medium-term coastal morphological modelling. TU Delft. PhD Thesis.

MASSEL, S. R. 1996. **Ocean Surface Waves: Their Physics and Prediction.** Advanced Series on Ocean Engineering. Vol. 11. World Scientific. 491p.

MELO, E. 1998. Considerações sobre a hidráulica de canais de fluviais e de canais de maré. *RBRH – Revista Brasileira de Recursos Hídricos*. Vol. 3. nº 2. pp.95-107.

MENDONÇA, M. Uma cidade numa Ilha. Florianópolis – SC. Insular. 1995. 2ed.

MIRANDA, L. B; Castro, B. M; Kjerfve, B. **Princípios de Oceanografia Física em Estuários.** São Paulo : Editora da Universidade de São Paulo, 2002.

MOOERS, C. N. K. A technique for the cross spectrum analysis of pairs of complex-valued time series, with emphasis on properties of polarized components and rotational invariants. Deep-See Research, Vol.20, 1973. 1129-1141 p.

NICHOLS, M. M. & BIGGS, R. B. 1985. **Estuaries**. In: R. A. Davis (ed), Coastal Sedimentary Environments. Springer Verlag, New York. p77-186.

NIMER, E. Climatologia do Brasil. São Paulo- SP. IBGE.1989.195-314p.

O'BRIEN, M. P. 1969. **Equilibrium areas of inlets on sandycoasts**. Journal of the Waterways and Harbors Division, ASCE Vol.95, No.WW1, February, pp 43-52.

OERTEL, G. F. 1982. **Inlets, Marine-Lagoonal and Marine Fluvial**. *The Encyclopedia of Beaches and Coastal Environments*, M. L. Schwartz, ed., Hutchinson Ross Publishing Company, Straudsborg, PA, p 489.

ORSELLI, L.. **Proposta da classificação climática aplicada ao estado de Santa Catarina**. São Paulo, 1983. 130 p. Dissertação de Doutorado. Universidade de São Paulo – SP (USP).

PARTHENIADES, E., 1965. "Erosion and Deposition of Cohesive Soils." Journal of the Hydraulics Division, ASCE 91 (HY 1): 105-139.

PEDLOSKY, J. 1987. **Geophysical Fluid Dynamics**. 2^o ed. Springer-Verlang. New York.

PUGH D. T. 1987. **Tides, surges and mean sea-level**. John Wiley & Sons. Chichester, UK, 472p.

ROSMAN, P. C. & CUNHA, C. L. N. Sobre Cheias em Joinville devido às Marés na Baía da Babitonga. In: XII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos. 1997, Vitória - ES. **Anais...** Vitória - ES: SBRH, 1997.

ROSMAN, P. C. C. 1992. Solução Conjunta dos Problemas de Erosão na Praia de Ipanema-Leblon e Qualidade de Água na Lagoa Rodrigo de Freitas. Projeto COPPETEC-ET-170173. Relatório Final. Universidade Federal do Rio de Janeiro.

ROSMAN, P.C.C. & CALIXTO, R.J. 1991. **Estabilidade de Canais de Maré O Caso da Lagoa Rodrigo de Freitas**. V Simpósio Luso-Brasileiro de Recursos Hídricos, 11/91, Rio de Janeiro.

SIEGLE, E.; KLEIN, A. H. F.; TOLDO, E. E.; ABREU, J. G. 1998. **Morphology and stability of the Camboriú River inlet, Santa Catarina, Brazil**. Journal of Coastal Research. Fort Lauderdale, Florida. SI, 26, p.94-100.

SKOU, A. 1990. **On the Geometry of Cross-Section Areas in Tidal Inlets**. Institute of Hydrodynamics and Hydraulic Engineering. Technical University of Denmark, DK-2800 Lyngby Denmark.

SUGUIO, K. 1973. Introdução à sedimentologia. Ed. Edgerd Blücher Ltda. São Paulo-SP.

TRUCCOLO, E.C. & SCHETTINI, C.A.F. **Marés astronômicas na Baía da Babitonga, SC.** Notas Técnicas Facimar. Itajaí, Vol.3, 1999. 57-66 p.

TRUCCOLO, E.C., **Maré meteorológica e forçantes atmosféricas locais em São Francisco do Sul, SC.** Tese Mestrado.m CTC - PPGEA, UFSC, 100 p. Florianópolis, SC. 1998.

UNITERMOS, 2000. **Programa de recuperação ambiental da Baía da Babitonga.** FUNDEMA. Joinville, Santa Catarina.

VAN RIJN. L.C., 1993. Principles of sediment transport in Rivers, estuaries and coastal seas. Aqua Publications, Holanda.

WL | Delft Hydraulics, 2007. Delft3D-RGFGRID – Generation and manipulation of curvilinear grids for FLOW and WAVE. Deltares, Holanda.

WRIGHT, L. D. & SONU, C. J. 1975. **Processes of Sediment Transport and Tidal Delta Development in a Stratified Tidal Inlet.** *Estuarine Research*, Vol 2, L. E. Cronin, ed., Academic Press, New York, pp 63-76.

WRIGHT, L. D. & THOM, B. G. 1977. **Coastal depositional landforms: a morphodynamic approach.** *Progress in Physical Geography*, 1: 412-459.