



UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO
CENTRO TECNOLÓGICO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA AMBIENTAL

ANÁLISE DA ESTRATIFICAÇÃO NO CANAL DE ACESSO AO PORTO DE
VITÓRIA E NA BAÍA DE VITÓRIA-ES

GABRIELA MACHADO LOBO

VITÓRIA

2020

GABRIELA MACHADO LOBO

ANÁLISE DA ESTRATIFICAÇÃO NO CANAL DE ACESSO AO PORTO DE
VITÓRIA E NA BAÍA DE VITÓRIA-ES

Dissertação de Mestrado apresentada ao
Programa de Pós-Graduação em Engenharia
Ambiental da Universidade Federal do Espírito
Santo.

Área de Concentração: Recursos Hídricos.

Orientador: Julio Tomás Aquije Chacaltana.

Vitória

2020

GABRIELA MACHADO LOBO

ANÁLISE DA ESTRATIFICAÇÃO NO CANAL DE ACESSO AO PORTO DE
VITÓRIA E NA BAÍA DE VITÓRIA-ES

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental do Centro Tecnológico da Universidade Federal do Espírito Santo, como requisito parcial da obtenção do Grau de Mestre em Ciências em Engenharia Ambiental na Área de Concentração Recursos Hídricos.

Aprovada em X de 2020.

COMISSÃO EXAMINADORA

Prof. Dr. Julio Tomás Aquije Chacaltana
Universidade Federal do Espírito Santo
Orientador

Prof. Dr. José Antônio Tosta dos Reis
Universidade Federal do Espírito Santo
Examinador Interno

Prof. D.Sc. Marcos Nicolás Gallo
Universidade Federal do Rio de Janeiro
Examinador Externo

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus por todas as maravilhas na minha vida. Toda honra e toda a glória se deve a Ele. Não teria chegado aonde estou se não fosse por Ele. Agradeço pela família que me deu, que me apoiou em todas as etapas da minha vida, em especial pelos meus pais, Rita de Cássia e Luiz Cláudio, pelo meu irmão, Felipe, e pelas minhas avós, Etelvina e Albertina (*in memoriam*). Agradeço pelo meu namorado, Thiago, que me apoiou muito, embarcando comigo nessa jornada de virar mestre. Agradeço por todos os meus amigos (do ensino fundamental, do ensino médio, da graduação, do intercâmbio, do Grupo de Jovens Dom Bosco e da pós-graduação), fisicamente próximos ou não, que contribuíram na minha formação pessoal e profissional, sempre agregando muito.

Agradeço pela oportunidade de realizar um Mestrado em Engenharia Ambiental. Agradeço pelo meu professor orientador, Julio Tomás Aquije Chacaltana, que me encaminhou no desenvolvimento da dissertação, sempre com bons conselhos e de forma profissional. Agradeço aos professores que fizeram parte da minha banca examinadora, sempre com valorosas observações e contribuições para este trabalho. Agradeço pela disponibilidade da bolsa de estudo fornecida pela CAPES.

Por tudo isso dou glórias ao Pai, ao Filho e ao Espírito Santo. Amém!

“Por isso eu vos declaro: ninguém, falando sob a ação divina, pode dizer: Jesus seja maldito e ninguém pode dizer: Jesus é o Senhor, senão sob a ação do Espírito Santo.” Coríntios 12, 3.

RESUMO

A modelagem matemática é usada em diversas áreas da engenharia. Em específico na Engenharia Ambiental, em corpos de água com superfície, essa modelagem é utilizada para o entendimento da hidrodinâmica de um estuário. O objetivo do presente trabalho é investigar a estratificação no canal de acesso ao Porto de Vitória e na Baía de Vitória-ES usando a metodologia da fluidodinâmica computacional. Para a obtenção da hidrodinâmica, foram utilizadas as equações tridimensionais de Navier-Stokes para fluido incompressível. E para o cálculo do transporte da temperatura e da salinidade, foi utilizada uma equação de advecção-difusão. Na dinâmica do movimento são consideradas as aproximações de onda longa e de Boussinesq, além da equação de estado para calcular a massa específica. O modelo Delft3D-FLOW foi a ferramenta utilizada para obter a hidrodinâmica, a salinidade e a temperatura. Parâmetros estatísticos foram calculados para analisar a resposta hidrodinâmica do modelo. Dois cenários, que diferem apenas na consideração das forçantes barotrópica e baroclínica, foram analisados e obtiveram boa resposta. Uma comparação entre os parâmetros estatísticos dos diferentes cenários foi feita. Tendo em vista que o cenário baroclínico consegue representar a variação da massa específica, e que a resposta dos dois modelos foi parecida e satisfatória, o cenário que foi usado para a análise da estratificação foi o baroclínico. A respeito da estratificação, o número de Richardson (Ri) foi calculado em duas seções transversais: uma na Baía de Vitória (seção A); e outra no canal de acesso ao Porto de Vitória (seção B). Os resultados mostram que em ambas as seções houve predominância de valores do número de Richardson menores que 0,25 durante a sizígia, e que no período de quadratura houve uma predominância de valores maiores que 0,25. Portanto, os resultados do número de Richardson no canal de acesso ao Porto de Vitória e na Baía de Vitória-ES apontam que durante e quadratura a lâmina de água é estratificada, e durante a sizígia a lâmina de água é parcialmente misturada.

Palavras-chave: hidrodinâmica, estratificação, mecânica dos fluidos computacional, efeito baroclínico, estuário, Baía de Vitória, canal de acesso ao Porto de Vitória Delft3D-FLOW.

ABSTRACT

Mathematical modeling is used in several engineering subjects. Particularly in Environmental Engineering, considering bodies of water with a surface, this modeling is used to understand the estuary's hydrodynamics. The present work aims to investigate the stratification at the Port of Vitória access channel and at Vitória Bay-ES using computational fluid dynamics methodology. To obtain the hydrodynamics, three-dimensional Navier-Stokes equations for incompressible fluid were used. In parallel, to calculate temperature and salinity transport, an advection-diffusion equation was used. In the dynamics of movement, long wave and Boussinesq approximations were considered, as well as the equation of state to calculate specific mass. The tool used to obtain hydrodynamics, salinity and temperature was Delft3D-FLOW model. Statistical parameters were calculated to analyze the model's hydrodynamics response. Two scenarios, which differ only in the consideration of barotropic and baroclinic forcing, were analyzed and both obtained a good response. A comparison between the statistical parameters of the different scenarios was made. Bearing in mind that the baroclinic scenario is able to represent the specific mass variation, and that the response of both scenarios was similar and satisfactory, the scenario that was used for the stratification analysis was the baroclinic. Regarding stratification, the Richardson number (Ri) was calculated in two cross sections: one at Vitória Bay (section A); and another at Port of Vitória access channel (section B). The results show that, in both sections, there was a predominance of Richardson number values below 0,25 during spring tide, and during neap tide there was a predominance of values greater than 0,25. Therefore, the Richardson number results at the Port of Vitória access channel and at Vitória Bay-ES indicate that during neap tide the water column is stratified, and during spring tide the water column is partially mixed.

Keywords: hydrodynamics, stratification, computational fluid mechanics, baroclinic effect, estuary, Vitória Bay, Port of Vitória access channel, Delft3D-FLOW.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Ilustração de um estuário do tipo bem misturado, apresentando a distribuição da velocidade e de salinidade na vertical e horizontal. Fonte: Garção (2007).	30
Figura 2: Figura esquemática do zoneamento do estuário conforme definido por Dionne (1963). Fonte: Garção (2007).	30
Figura 3: Mapa mostrando a localização do SEIV no mapa do Brasil com diversas escalas, além de mostrar a localização dos pontos de referência e das seções transversais a serem analisadas.	52
Figura 4: Batimetria da região de estudo. Fonte: Lacerda (2016).	53
Figura 5: Transformação de coordenada “z” (esquerda) para coordenada sigma (direita). Fonte: Adaptado de Pandoe (2004).	58
Figura 6: Sistema referenciado na vertical com variáveis verticais. Fonte: Adaptado de Deltares (2019).	59
Figura 7: Sistema de grades aninhadas da modelagem hidrodinâmica (L1, L2, L3 e L4 – SEIV). Fonte: Curbani (2016) e Lacerda (2016).	73
Figura 8: Localização das estações em que os dados de elevação (Porto de Tubarão), corrente (Terceira Ponte), salinidade e temperatura (pontos de 1 até 23 – P1 até P23) foram medidos. Fonte: Adaptado de Lacerda (2016).	81
Figura 9: Localização das seções transversais no domínio.	85
Figura 10: Geometria e discretização da grade da seção transversal A.	85
Figura 11: Geometria e discretização da grade da seção transversal B.	86
Figura 12: Salinidade em momento de preamar, na sizígia. Vista de cima do domínio SEIV.	87
Figura 13: Salinidade em momento de baixa-mar, na sizígia. Vista de cima do domínio SEIV.	87
Figura 14: Temperatura em momento de preamar, na sizígia. Vista de cima do domínio SEIV.	88
Figura 15: Temperatura em momento de baixa-mar, na sizígia. Vista de cima do domínio SEIV.	88
Figura 16: Elevação da lâmina d’água simulada, em estação próxima a seção A, com a indicação dos momentos de maré a serem apresentados nos resultados (em preto estão os momentos na quadratura, em vermelho, os na sizígia).	90

Figura 17: Elevação da lâmina d'água simulada, em estação próxima a seção B, com a indicação dos momentos de maré a serem apresentados nos resultados (em preto estão os momentos na quadratura, em vermelho os na sizígia).	91
Figura 18: Magnitude da velocidade na Terceira Ponte medida (em azul), simulada (em vermelho, cenário BC-DAV). Na parte superior encontra-se a elevação modelada para o mesmo período, em preto.	96
Figura 19: Elevação da lâmina d'água medida (em vermelho), simulada (BC tracejado em azul, e BT pontilhado em preto) na estação do Porto de Tubarão.	98
Figura 20: Comparação entre os dados de salinidade medidos e simulados para cada um dos vinte e três pontos de amostragem. Medições feitas entre os dias 9 e 11 de outubro de 2012.	100
Figura 21: Comparação entre os dados de temperatura medidos e simulados para cada um dos vinte e três pontos de amostragem. Medições feitas entre os dias 9 e 11 de outubro de 2012.	100
Figura 22: Variável salinidade, ao longo da seção transversal A, durante a quadratura, para diferentes instantes: a) meio da enchente (QME-A); b) preamar (QP-A).	103
Figura 23: Variável salinidade, ao longo da seção transversal A, durante a quadratura, para diferentes instantes: c) meio da vazante (QMV-A); d) baixa-mar (QB-A).	103
Figura 24: Variável salinidade, ao longo da seção transversal A, durante a sizígia, para diferentes instantes: a) meio da enchente (SME-A); b) preamar (SP-A).	104
Figura 25: Variável salinidade, ao longo da seção transversal A, durante a sizígia, para diferentes instantes: c) meio da vazante (SMV-A); d) baixa-mar (SB-A).	104
Figura 26: Variável temperatura, ao longo da seção transversal A, durante a quadratura, para diferentes instantes: a) meio da enchente (QME-A); b) preamar (QP-A).	105
Figura 27: Variável temperatura, ao longo da seção transversal A, durante a quadratura, para diferentes instantes: c) meio da vazante (QMV-A); d) baixa-mar (QB-A).	106

Figura 28: Variável temperatura, ao longo da seção transversal A, durante a sizígia, para diferentes instantes: a) meio da enchente (SME-A); b) preamar (SP-A).....	106
Figura 29: Variável temperatura, ao longo da seção transversal A, durante a sizígia, para diferentes instantes: c) meio da vazante (SMV-A); d) baixa-mar (SB-A).....	107
Figura 30: Variável velocidade horizontal (componente normal), ao longo da seção transversal A, durante a quadratura, para diferentes instantes: a) meio da enchente (QME-A); b) preamar (QP-A).....	109
Figura 31: Variável velocidade horizontal (componente normal), ao longo da seção transversal A, durante a quadratura, para diferentes instantes: c) meio da vazante (QMV-A); d) baixa-mar (QB-A).	109
Figura 32: Variável velocidade horizontal (componente normal), ao longo da seção transversal A, durante a sizígia, para diferentes instantes: a) meio da enchente (SME-A); b) preamar (SP-A).....	110
Figura 33: Variável velocidade horizontal (componente normal), ao longo da seção transversal A, durante a sizígia, para diferentes instantes: c) meio da vazante (SMV-A); d) baixa-mar (SB-A).	110
Figura 34: Variável número de Richardson, ao longo da seção transversal A, durante a quadratura, para diferentes instantes: a) meio da enchente (QME-A); b) preamar (QP-A).....	112
Figura 35: Variável número de Richardson, ao longo da seção transversal A, durante a quadratura, para diferentes instantes: c) meio da vazante (QMV-A); d) baixa-mar (QB-A).	113
Figura 36: Variável número de Richardson, ao longo da seção transversal A, durante a sizígia, para diferentes instantes: a) meio da enchente (SME-A); b) preamar (SP-A).	113
Figura 37: Variável número de Richardson, ao longo da seção transversal A, durante a sizígia, para diferentes instantes: c) meio da vazante (SMV-A); d) baixa-mar (SB-A).....	114
Figura 38: Variável salinidade, ao longo da seção transversal B, durante a quadratura, para diferentes instantes: a) meio da enchente (QME-B); b) preamar (QP-B).	116

Figura 39: Variável salinidade, ao longo da seção transversal B, durante a quadratura, para diferentes instantes: c) meio da vazante (QMV-B); d) baixa-mar (QB-B).	117
Figura 40: Variável salinidade, ao longo da seção transversal B, durante a sizígia, para diferentes instantes: a) meio da enchente (SME-B); b) preamar (SP-B).	118
Figura 41: Variável salinidade, ao longo da seção transversal B, durante a sizígia, para diferentes instantes: c) meio da vazante (SMV-B); d) baixa-mar (SB-B).	119
Figura 42: Variável temperatura, ao longo da seção transversal B, durante a quadratura, para diferentes instantes: a) meio da enchente (QME-B); b) preamar (QP-B).	120
Figura 43: Variável temperatura, ao longo da seção transversal B, durante a quadratura, para diferentes instantes: c) meio da vazante (QMV-B); d) baixa-mar (QB-B).	121
Figura 44: Variável temperatura, ao longo da seção transversal B, durante a sizígia, para diferentes instantes: a) meio da enchente (SME-B); b) preamar (SP-B).	122
Figura 45: Variável temperatura, ao longo da seção transversal B, durante a sizígia, para diferentes instantes: c) meio da vazante (SMV-B); d) baixa-mar (SB-B).	123
Figura 46: Variável velocidade horizontal (componente normal), ao longo da seção transversal B, durante a quadratura, para diferentes instantes: a) meio da enchente (QME-B); b) preamar (QP-B).	125
Figura 47: Variável velocidade horizontal (componente normal), ao longo da seção transversal B, durante a quadratura, para diferentes instantes: c) meio da vazante (QMV-B); d) baixa-mar (QB-B).	126
Figura 48: Variável velocidade horizontal (componente normal), ao longo da seção transversal B, durante a sizígia, para diferentes instantes: a) meio da enchente (SME-B); b) preamar (SP-B).	127
Figura 49: Variável velocidade horizontal (componente normal), ao longo da seção transversal B, durante a sizígia, para diferentes instantes: c) meio da vazante (SMV-B); d) baixa-mar (SB-B).	128

Figura 50: Variável número de Richardson, ao longo da seção transversal B, durante a quadratura, para diferentes instantes: a) meio da enchente (QME-B); b) preamar (QP-B).....	130
Figura 51: Variável número de Richardson, ao longo da seção transversal B, durante a quadratura, para diferentes instantes: c) meio da vazante (QMV-B); d) baixa-mar (QB-B).	131
Figura 52: Variável número de Richardson, ao longo da seção transversal B, durante a sizígia, para diferentes instantes: a) meio da enchente (SME-B); b) preamar (SP-B).	132
Figura 53: Variável número de Richardson, ao longo da seção transversal B, durante a sizígia, para diferentes instantes: c) meio da vazante (SMV-B); d) baixa-mar (SB-B).....	133

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Características do sistema de grades aninhadas. Fonte: Curbaní (2016) e Lacerda (2016).....	73
Tabela 2: Vazão residual (~12,5h de medida) dos tributários da Baía de Vitória. Os valores foram obtidos ao longo de um ciclo de maré de sizígia. Fonte: Lacerda (2016).....	77
Tabela 3: Descrição das simulações realizadas.....	79
Tabela 4: Fórmulas e seus respectivos nomes dos parâmetros estatísticos utilizados para comparação entre dados medidos e simulados.	83
Tabela 5: Experimentos e suas correspondentes siglas, realizados nas seções A e B.....	89
Tabela 6: Resultado dos parâmetros estatísticos para análise da resposta hidrodinâmica das simulações baroclínica (BC) e barotrópica (BT). DAV=média na profundidade; e 5ª camada=comparado com dado simulado na quinta camada sigma (meia água). Período de análise de resposta do dia 03/04, ao dia 18/04 de 1999.	93

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ADCIRC - *Advanced Circulation*

ADCIRC 3D - *Advanced Circulation* no modo tridimensional

ANA - Agência Nacional de Águas

BES - Baía do Espírito Santo

BC – Simulação no modo baroclínico

BT – Simulação no modo barotrópico

BV - Baía de Vitória

CD – Coeficiente de arrasto

CM – Conservação da Massa

d – Índice de concordância de Willmott

DAV – *Depth Averaged Velocity*

DHN - Diretoria de Hidrografia e Navegação da Marinha do Brasil

DIVAST - *Depth Integrated Velocities And Solute Transport*

ECOMSED – *Estuarine, Coastal Ocean Model with Sediment Transport*

FES – *Finite Element Solution*

FVCOM – *Finite Volume Community Ocean Model*

GEBCO – *General Bathymetric Chart of the Oceans*

GFS - *Global Forecast System*

HYCOM - *HYbrid Coordinate Ocean Model*

IST – Instituto Superior Técnico da Universidade de Lisboa

IEMA - Instituto Estadual de Meio Ambiente e Recursos Hídricos

LABESUL - Laboratório de Simulação de Escoamento com Superfície Livre

MAE – *Mean absolute error* ou erro médio absoluto

MPS – Material Particulado em Suspensão

NCEP - *National Centers for Environmental Prediction*

NCODA - *Navy Coupled Ocean Data Assimilation*

POM – *Princeton Ocean Model*

r – Índice de correlação de Pearson

RMGV – Região Metropolitana da Grande Vitória

RMSE – *Root mean square error* ou raiz do erro quadrático médio

ROMS – *Regional Ocean Modelling System*

QB- A – Momento de resultados da variável em questão, durante a quadratura, na baixa-mar, na seção transversal A.

QB-B - Momento de resultados da variável em questão, durante a quadratura, na baixa-mar, na seção transversal B.

QP-A – Momento de resultados da variável em questão, durante a quadratura, na preamar, na seção transversal A.

QP-B – Momento de resultados da variável em questão, durante a quadratura, na preamar, na seção transversal B.

QME-A – Momento de resultados da variável em questão, durante a quadratura, no meio da enchente, na seção transversal A.

QME-B – Momento de resultados da variável em questão, durante a quadratura, no meio da enchente, na seção transversal B.

QMV-A – Momento de resultados da variável em questão, durante a quadratura, no meio da vazante, na seção transversal A.

QMV-B – Momento de resultados da variável em questão, durante a quadratura, no meio da vazante, na seção transversal B.

SB- A – Momento de resultados da variável em questão, durante a sizígia, na baixa-mar, na seção transversal A.

SB-B - Momento de resultados da variável em questão, durante a sizígia, na baixa-mar, na seção transversal B.

SP-A – Momento de resultados da variável em questão, durante a sizígia, na preamar, na seção transversal A.

SP-B – Momento de resultados da variável em questão, durante a sizígia, na preamar, na seção transversal B.

SME-A – Momento de resultados da variável em questão, durante a sizígia, no meio da enchente, na seção transversal A.

SME-B – Momento de resultados da variável em questão, durante a sizígia, no meio da enchente, na seção transversal B.

SMV-A – Momento de resultados da variável em questão, durante a sizígia, no meio da vazante, na seção transversal A.

SMV-B – Momento de resultados da variável em questão, durante a sizígia, no meio da vazante, na seção transversal B.

SEIV - Sistema Estuarino da Ilha de Vitória

S.I. – Unidade de medida referente a variável em questão utilizada pelo Sistema Internacional de Unidades.

SisBaHiA - Sistema Base de Hidrodinâmica Ambiental

SWAN - *Simulating WAves Nearshore*

TPXO – TOPEX/POSEIDO *Global Tide Model*

UNESCO – *Nations Scientific, Education and Cultural Organization*

WRF - *Weather Research and Forecasting Model*

WW3 – WAVEWATCH III

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	22
2. OBJETIVOS.....	27
2.1. OBJETIVOS ESPECÍFICOS	27
3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	28
3.1. Hidrodinâmica e estratificação em estuários.....	28
3.1.1. Número de Richardson.....	34
3.2. ESTUDOS RELACIONADOS A HIDRODINÂMICA ESTUARINA DE FORMA GERAL.....	37
3.2.1. Realizados fora do SEIV.....	37
3.2.2. Realizados no SEIV	42
3.3. RESUMOS E DESCOBERTAS DE ESTUDOS RELACIONADOS AO EFEITO BAROCLÍNICO OU A ANÁLISE DE ESTRATIFICAÇÃO.....	45
3.3.1. Realizados fora do SEIV.....	45
3.3.2. Realizados no SEIV	48
4. METODOLOGIA	51
4.1. ÁREA DE ESTUDO.....	51
4.2. MODELAGEM HIDRODINÂMICA E DE TRANSPORTE	55
4.2.1. Modelo matemático hidrodinâmico e de Transporte 3D	55
4.2.2. O modelo Delft3D	57
4.2.2.1. Modelagem Hidrodinâmica.....	59
4.2.2.2. Modelagem da salinidade e temperatura	63
4.2.2.3. Equação de Estado	65
4.2.2.4. Condição de contorno	65
4.2.2.4.1. Condição de contorno vertical	66
4.2.2.4.2. Condição de contorno lateral.....	70
4.2.2.4.3. Condição de contorno vertical e lateral para a equação de transporte de substância (advecção-difusão)	70

4.3.	NÚMERO DE RICHARDSON	72
4.4.	DESCRIÇÃO DA IMPLEMENTAÇÃO DO MODELO NUMÉRICO.....	72
4.4.1.	Condições iniciais e de contorno	74
4.4.2.	Demais implementações	78
4.5.	AVALIAÇÃO DA INFLUÊNCIA DA FORÇANTE BAROCLÍNICA NA HIDRODINÂMICA DO ESTUÁRIO	78
4.6.	VALIDAÇÃO INDIRETA DA RESPOSTA DAS SIMULAÇÕES COM RELAÇÃO AOS DADOS MEDIDOS DE SALINIDADE E TEMPERATURA .	82
4.7.	PARÂMETROS ESTATÍSTICOS	83
4.8.	ANÁLISE DA ESTRATIFICAÇÃO AO LONGO DA BAÍA DE VITÓRIA E DO CANAL DE ACESSO AO PORTO DE VITÓRIA.....	84
5.	RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	92
5.1.	AVALIAÇÃO DA INFLUÊNCIA DA FORÇANTE BAROCLÍNICA NA HIDRODINÂMICA DO ESTUÁRIO E VALIDAÇÃO INDIRETA DA SIMULAÇÃO COM RELAÇÃO AOS DADOS MEDIDOS DE SALINIDADE E TEMPERATURA.....	92
5.1.1.	Avaliação da influência da forçante baroclínica na hidrodinâmica do estuário	93
5.1.1.1.	Verificação da hidrodinâmica	93
5.1.1.2.	Comparação entre os parâmetros estatísticos obtidos com as simulações baroclínica e barotrópica	97
5.1.2.	Validação indireta da resposta das simulações com relação aos dados medidos de salinidade e temperatura	99
5.2.	ANÁLISE DA ESTRATIFICAÇÃO AO LONGO DA BAÍA DE VITÓRIA E DO CANAL DE ACESSO AO PORTO DE VITÓRIA.....	101
5.2.1.	Seção transversal A.....	102
5.2.2.	Seção transversal B.....	115
5.2.3.	Discussões gerais acerca da estratificação	134
6.	CONCLUSÃO	139

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	142
-------------------------------------	-----

1. INTRODUÇÃO

Normalmente, as correntes nos oceanos são regidas por uma combinação entre condições barotrópicas e baroclínicas. Essa combinação de condições também está presente em estuários, porém, tem mais relevância e predominância em oceanos. Uma condição barotrópica ocorre quando as superfícies isobáricas (superfície de pressão constante ao longo dela) são paralelas às superfícies isopícnais (superfícies de massa específica constante). Nesse tipo de condição, a velocidade em toda a coluna de água do oceano é igual e a massa específica depende somente da profundidade em que se encontra, e não da localização horizontal. Porém, quando há um cruzamento entre as superfícies isobáricas e isopícnais, devido a um cisalhamento da velocidade ao longo da coluna de água, há a ocorrência da condição baroclínica (BROWN et al., 2001).

O litoral brasileiro é conhecido por abrigar diversos estuários. Esses locais servem de *habitat* para inúmeras espécies marinhas, pois providenciam refúgio a elas, destacando a importância do conhecimento do sistema estuarino para posterior preservação e gerenciamento do local. Ademais, estuários também servem para melhorar a qualidade da água, pois atuam como zona repositória de contaminantes e nutrientes quando em calmaria, e quando em tempestades há uma ressuspensão dos mesmos causando sua reciclagem. Em adição, é possível destacar sua atuação como amortecedor da energia, pois atenua a energia das ondas de gravidade, tal como a agitação ocasionada pela ressaca, ondas com período de poucos segundos (10 – 15 s) (DUNN et al., 2015; ROY et al., 2001; DEB e FERREIRA, 2017).

Como o estuário é um ambiente complexo, existem diversas definições adequadas. Uma definição clássica é que estuário é um corpo d'água costeiro semifechado, estendendo-se até o limite efetivo da influência da maré, sendo que a água do mar, ou de qualquer outro corpo costeiro salino, entra por uma ou mais conexões com o oceano aberto, e é diluída significativamente com a água fluvial proveniente da drenagem continental (PERILLO, 1996). A partir desta definição parte a importância da água marinha no estuário, pois ao misturar-se com água doce, proporciona uma distribuição de salinidade ao longo do corpo d'água. Logo, a circulação da água no

ecossistema estuarino é de grande importância, uma vez que esta condiciona a distribuição e o transporte de materiais no sistema, como a salinidade, temperatura, sedimentos e nutrientes.

O conhecimento da hidrodinâmica desses corpos d'água é um dos vieses que se pode aprofundar para conhecer melhor um estuário. E como um ambiente aquático transitório e dinâmico que um estuário é, sua hidrodinâmica possui algumas particularidades. Em seu interior ocorrem interações entre diversos processos físicos os quais resultam na complexidade que é a circulação da água no seu interior, que realiza o transporte de energia e massa de diversos constituintes. Por isso é importante o estudo da dinâmica das diversas forçantes no local de interesse. Segundo Le Hir *et al.* (2000) e Hu *et al.* (2009) as principais forçantes em um sistema costeiro são a maré, o vento, a drenagem superficial, o gradiente de massa específica (que provoca a ocorrência de um gradiente de pressão baroclínico e determina a estratificação do corpo d'água), as correntes oceânicas e as ondas.

Uma das variáveis que influencia diretamente a estratificação de um estuário é a salinidade. A distribuição da salinidade tem um papel importante na distribuição de variáveis biológicas, químicas (nutrientes e poluentes conservativos) e possui influência sobre a qualidade da água (CHEN, 2004). Grandes discrepâncias na salinidade da água podem se comportar como barreiras para o transporte de massa. A temperatura também influi na estratificação da massa específica do corpo d'água e possui um papel parecido com o da salinidade, como descrito acima (JI, 2008). Analisar a distribuição da salinidade e da temperatura em estuários permite entender melhor o comportamento do corpo d'água e correlacionar sua atuação na hidrodinâmica. Portanto, a análise do movimento das águas em regiões estuarinas é essencial, principalmente para instalações de portos e indústrias às suas margens, como também para avaliar a dispersão de contaminantes provenientes de lançamentos de esgotos industriais, esgotos domésticos e da descarga fluvial, posto que esses corpos d'água são usados como destinação final.

Os modelos hidrodinâmicos são utilizados como ferramentas que servem para representar a hidrodinâmica de um estuário de maneira mais aproximada possível às

suas particularidades (MACIEL, 2004; SIQUEIRA, 2007). Modelos hidrodinâmicos devidamente validados são instrumentos essenciais na gestão de ambientes estuarinos, como por exemplo o Sistema Estuarina da Ilha de Vitória (SEIV). O uso correto dessas ferramentas pode acarretar na otimização de custos de monitoramento e medições por meio da integração de informações espacialmente dispersas (DO AMARAL, ROSMAN e DE AZEVEDO, 2003). E, uma informação mais detalhada das correntes no estuário é fornecida pela utilização de uma modelagem que represente a hidrodinâmica de modo tridimensional, e não bidimensional (modelos integrados na vertical) (DO NASCIMENTO, 2013; VAZ, DIAS e LEITÃO, 2009; MARTINS *et al.*, 2001). Isso ocorre, pois modelos bidimensionais integrados na vertical não seriam capazes de captar aonde (no perfil vertical de velocidade) se encontra a velocidade máxima, nem mudanças no perfil de velocidade horizontal. Para estuários estratificados e parcialmente misturados recomenda-se a utilização de um modelo tridimensional, porém, para estuários bem misturados pode-se utilizar um modelo bidimensional. Tendo em vista que o estado de estratificação que um estuário se encontra é transitório, é necessário o uso de um modelo 3D. Além disso, para uma análise da estratificação de um corpo d'água, é necessário o uso de modelos numéricos tridimensionais, pois, desse modo, é possível obter resultados de diferentes variáveis com variação na vertical para poder discuti-los (DELTARES, 2019).

Ademais, modelos hidrodinâmicos também são utilizados para a previsão da dispersão de compostos presentes no corpo d'água. Simulações hidrodinâmicas e de transporte de salinidade bem calibradas ajudam a entender, por exemplo, o movimento de organismos larvais, o crescimento de algas marinhas e a dinâmica de nutrientes em estuários (SHENG *et al.*, 2001; SHEN, BOON e KUO, 1999).

O transporte vertical e a circulação gravitacional nos estuários são influenciados pela estratificação e pela mistura turbulenta. Além disso, a mistura da água doce com a água salgada ocorre através de processos de advecção e difusão, sendo a difusão turbulenta fator de suma importância para os padrões de circulação estuarina (PETERS, 1999; PETERS e BOKHORST, 2000). Portanto, a análise da estratificação

(variação da massa específica na vertical) em um estuário é essencial para o melhor conhecimento da hidrodinâmica de um estuário.

O número de Richardson por gradiente (que será chamado neste trabalho apenas de número de Richardson, ou Ri) é um ótimo indicador da estratificação da lâmina de água. Seu cálculo envolve a comparação das forças estabilizantes da estratificação da massa específica com as influências desestabilizadoras da velocidade de cisalhamento (DYER, 1997). Após diversas investigações laboratoriais, foi constatado que a transição do regime laminar para o regime turbulento geralmente ocorre quando $Ri = 0,25$. Ademais, também se chegou à conclusão de que estuários estratificados apresentam valores de número de Richardson maiores que 0,25, enquanto estuários parcialmente misturados apresentam valores de número de Richardson menores que 0,25 (DYER, 1997).

A principal finalidade desse trabalho é de analisar a estratificação (através da análise das variáveis salinidade, temperatura, velocidade horizontal e número de Richardson) na Baía de Vitória (BV) e no canal de acesso ao Porto de Vitória utilizando as equações tridimensionais de Navier-Stokes para fluido incompressível, e uma equação de advecção-difusão para o cálculo do transporte da temperatura e da salinidade. Um indício de estratificação do canal de acesso ao Porto de Vitória foi apontada por Garonce e Quaresma (2014) que, além disso, encontraram uma forte relação momentânea entre os fluxos de material particulado em suspensão (MPS) e sal. Na dinâmica do movimento são consideradas as aproximações de onda longa e de Boussinesq, além da equação de estado para o cálculo da massa específica.

O estudo propõe uma análise da estratificação do corpo d'água, influenciada pela variação vertical da velocidade, temperatura e salinidade, usando o modelo numérico tridimensional Delft3D, aliado ao uso de dados pretéritos de campo. Para uma compreensão da variação temporal e espacial da estratificação do estuário, o número adimensional de Richardson foi calculado em duas seções transversais ao longo do estuário.

A organização deste trabalho é a seguinte: no Capítulo 2 são apresentados os objetivos do trabalho; no Capítulo 3 é apresentada a revisão bibliográfica com informações básicas para entendimento deste estudo e uma apresentação sobre como se encontra o estado da arte com relação a esse assunto; no Capítulo 4 é apresentada a metodologia empregada no trabalho, que contém a área de estudo, a ferramenta utilizada, e o seu emprego; no Capítulo 5 são apresentados os resultados obtidos a partir da metodologia explicada; e no Capítulo 6 são apresentadas conclusões do trabalho.

2. OBJETIVOS

O objetivo principal dessa dissertação é a análise da estratificação na Baía de Vitória e no canal de acesso ao Porto de Vitória.

2.1. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Avaliar a influência da forçante baroclínica na hidrodinâmica do estuário próximo as estações de medição do Porto de Tubarão e da Terceira Ponte;
- Verificar a resposta do modelo hidrodinâmico baroclínico em representar o transporte de salinidade e temperatura (e demais fatores que contribuem no cálculo dessas variáveis);
- Avaliar a variação temporal e espacial da estratificação do estuário.

3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Neste capítulo encontra-se a teoria básica sobre estratificação, e seus efeitos na hidrodinâmica estuarina (circulação estuarina). Além disso, contém uma relação de estudos que investigam a hidrodinâmica estuarina no geral, realizados dentro do Sistema Estuarino da Ilha de Vitória (SEIV) e fora dele, e estudos que investigam assuntos relacionados ao objetivo deste trabalho (realizados no SEIV e fora do SEIV).

3.1. HIDRODINÂMICA E ESTRATIFICAÇÃO EM ESTUÁRIOS

Como sugerido por Dyer (1997), estuários podem ser classificados de acordo com a intrusão salina por meio da análise do perfil longitudinal do canal. Dentre as classes, pode-se ressaltar os estuários de cunha salina (ou estratificados), os estuários parcialmente misturados e os estuários bem misturados.

Nos estuários de cunha salina (ou estratificados) a salinidade da água superficial é bem menor que a salinidade das águas do fundo, contendo uma diferença significativa no perfil vertical de salinidade, e uma interface entre a água salina e doce se faz presente (haloclina). Para que uma estratificação como essa ocorra, é necessário que as velocidades e a energia no estuário sejam baixas. Ou seja, ocorrem geralmente quando existe pouco movimento devido a maré. Por causa do gradiente estável, as massas de água não se misturam rapidamente. No entanto, se a camada superficial tem uma velocidade suficientemente alta, o cisalhamento pode criar ondas interfaciais na haloclina. A eventual quebra dessas ondas ejeta água salgada na camada superior da água (água doce) em um processo chamado de entranhamento (DYER, 1996). No caso de estuários estratificados, a maré é normalmente uma micro maré (amplitude menor que 1 m) (DAVIES, 1964).

Em contrapartida, nos estuários parcialmente misturados, o aumento de salinidade acontece de maneira gradativa tanto na escala horizontal como na vertical, o que impossibilita a identificação física da cunha salina. Nesse tipo de estuário há um aumento na amplitude da maré, tal que toda a massa de água se move para dentro e para fora do estuário de acordo com a periodicidade da maré. A fricção da água com

o fundo gera turbulência, a qual mistura a coluna de água de forma mais efetiva que o entranhamento, causando menor diferença de salinidade na haloclina e reduzindo o cisalhamento nessa interface. Nesse tipo de estuário ocorre um processo chamado circulação gravitacional vertical. Esse é o nome que se dá a circulação de água em que a água salina do fundo se mistura a água superficial, mais doce, portanto a descarga de água superficial, do estuário no oceano, é maior que a descarga do afluente ao desaguar no estuário, pois há uma quantidade de água salina que foi adicionada a camada superficial ao longo do estuário. Camada superficial a qual era composta apenas de água doce na cabeça do estuário. Como há um aumento de descarga superficial do estuário no oceano, também deve haver um maior fluxo em direção a cabeça do estuário na camada inferior, obedecendo os princípios de conservação (DYER, 1996). Nos estuários parcialmente misturados geralmente a maré é meso maré (amplitude maior que 1 m e menor que 2 m) (DAVIES, 1964).

Já os estuários bem misturados apresentam o perfil vertical de salinidade homogêneo, logo, a salinidade da água superficial é igual à salinidade das águas do fundo. Portanto, há energia suficiente para que haja turbulência que misture completamente a lâmina de água. A salinidade da água muda apenas longitudinalmente, se encontrando mais alta na região da sua boca e mais baixa próxima a sua cabeça (Figura 1) (DYER, 1996). Esse tipo de estuário é encontrado quando a amplitude da maré é grande em relação a profundidade da coluna de água, principalmente quando o estuário é de macro maré (amplitude maior que 2 m e menor que 3 m) (DAVIES, 1964).

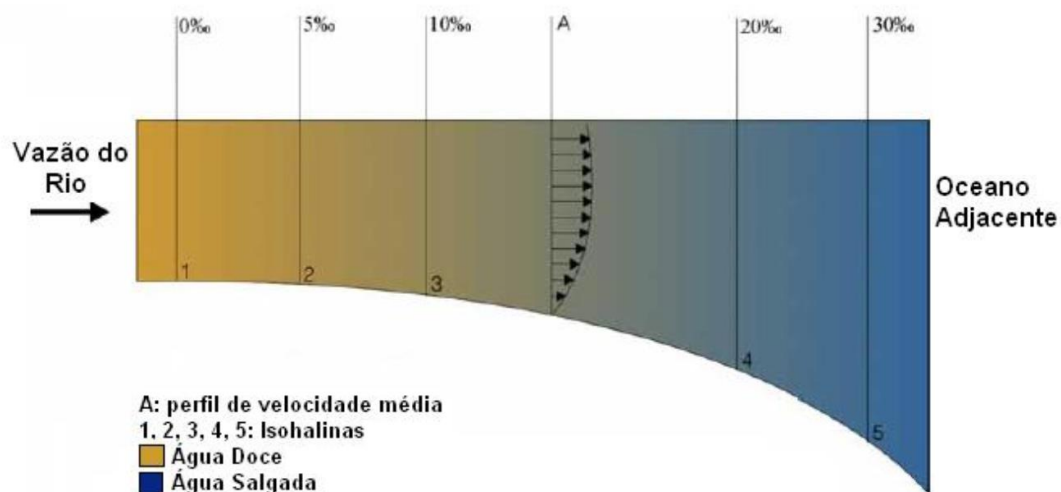


Figura 1: Ilustração de um estuário do tipo bem misturado, apresentando a distribuição da velocidade e de salinidade na vertical e horizontal. Fonte: Garção (2007).

Existe uma outra classificação de estuários que provém da sua definição dada por Dionne (1963), a qual traz um zoneamento do estuário (Figura 2), e assegura que um “estuário é uma reentrância do mar, que atinge o vale de um rio até o limite de influência da maré, sendo geralmente subdividido em três setores: a) estuário inferior ou marinho, com ligação livre com o oceano aberto; b) estuário médio, sujeito à intensa mistura da água do mar com a água fluvial; e c) estuário superior ou fluvial, caracterizado pela presença de água doce, mas sujeito à influência diária da maré”.

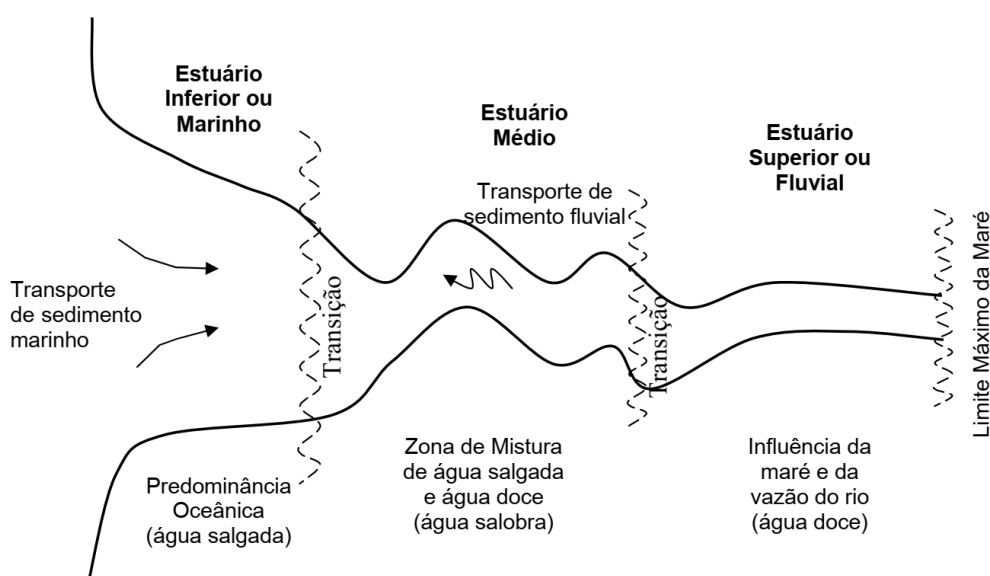


Figura 2: Figura esquemática do zoneamento do estuário conforme definido por Dionne (1963). Fonte: Garção (2007).

Segundo da Silva *et al.* (2004), quando os efeitos de maré regem predominantemente a hidrodinâmica do estuário, este pode ser classificado como bem misturado (Figura 1). Nesse caso, a variação da salinidade ocorre somente ao longo do perfil longitudinal do corpo d'água, da zona fluvial a zona costeira do estuário. Consequentemente, no perfil vertical a salinidade é praticamente homogênea (DO AMARAL, ROSMAN e DE AZEVEDO, 2003; DA SILVA *et al.*, 2004). Entretanto, há eventualidades em que a influência da maré pode ser diminuída. Logo, um mesmo estuário pode apresentar comportamentos distintos de circulação, causando uma distribuição de salinidade diferente da média (DA SILVA *et al.*, 2004).

Como forma de ressaltar a importância da estratificação no conhecimento da hidrodinâmica de estuários, Santiago (2004) afirma que o transporte e a mistura de constituintes nesses ambientes podem ser influenciados por variações de maré, vazão fluvial, estratificações de massa específica e pelo vento.

A presença de água mais densa (salinidade elevada) na foz do rio, faz do estuário um sistema que bombeia constantemente salinidade em direção a sua cabeça. A massa de água estuarina consiste da mistura de água doce e salgada em magnitudes que variam de um ponto a outro. Devido ao aumento da salinidade ao chegar perto de sua boca, o gradiente horizontal de massa específica gera o componente baroclínico do gradiente de pressão. O componente barotrópico forçado pela maré, associado ao componente baroclínico e à descarga de água doce, intensifica os movimentos do estuário, agitando ciclicamente a massa de água e criando os processos de mistura (MIRANDA, CASTRO e KJERFVE, 2002).

É possível explicar de forma distinta o processo de mistura de uma pluma de um componente dissolvido que é lançado num estuário. Tem-se que a mistura se dá por meio da ocorrência de vários processos físicos simultâneos: a advecção, a difusão e a dispersão. O transporte por meio da advecção do constituinte ocorre devido aos efeitos da corrente líquida, tal como as correntes geradas em função do efeito das marés em estuários. A difusão inclui o espalhamento do constituinte pelo movimento molecular e turbulento das partículas do fluido receptor. A dispersão, distinta da

difusão, é o processo de espalhamento devido a ação conjunta da advecção e da difusão (FALCONER, 1993).

É possível relacionar a massa específica da água como dependente das variáveis temperatura, salinidade, e concentração de sedimentos. Como a estratificação da massa específica pode inibir a mistura vertical, o conhecimento dessa variável é importante para o conhecimento da hidrodinâmica e da qualidade da água (JI, 2008).

Alguns estudos são capazes de encontrar uma formulação em que é possível calcular o valor da massa específica em função de suas variáveis, formulações chamadas de equação de estado. Uma dessas equações é dada pela UNESCO (1981), a qual é capaz de calcular essa variável em função da salinidade (s) e da temperatura (T). A formulação é apresentada na Equação 1:

$$\rho = \rho_0 + As + Bs^{3/2} + Cs^2 \quad (1)$$

Onde a temperatura e a salinidade podem variar em um espectro específico:

$$0 < T < 40 \text{ } ^\circ\text{C}, \quad 0,5 < s < 43 \text{ ppt}$$

Onde ppt significa partes por mil. E as demais variáveis são dadas pelas seguintes equações:

$$\begin{aligned} \rho_0 = & 999,842594 + 6,793952 \times 10^{-2}T - 9,095290 \times 10^{-3}T^2 \\ & + 1,001685 \times 10^{-4}T^3 - 1,120083 \times 10^{-6}T^4 \\ & + 6,536332 \times 10^{-9}T^5 \end{aligned} \quad (2)$$

$$\begin{aligned} A = & 8,24493 \times 10^{-1} - 4,0899 \times 10^{-3}T + 7,6438 \times 10^{-5}T^2 \\ & - 8,2467 \times 10^{-7}T^3 + 5,3875 \times 10^{-9}T^4 \end{aligned} \quad (3)$$

$$B = -5,72466 \times 10^{-3} + 1,0227 \times 10^{-4}T - 1,6546 \times 10^{-6}T^2 \quad (4)$$

$$C = 4,8314 \times 10^{-4} \quad (5)$$

A formulação da UNESCO é utilizada como padrão internacional. Além disso, essa formulação apresenta a temperatura correta da água doce quando ela alcança a sua

massa específica máxima (4 graus Celsius). Não obstante, é importante salientar a limitação desta formulação, pois são fundamentadas em propriedades gerais da água do mar misturada com água doce.

Como já dito, a hidrodinâmica estuarina é governada por suas principais forçantes. As principais forçantes são: descarga fluvial, marés, ondas, ventos e forçantes meteorológicas (NICHOLS e BIGGS, 1985). Além disso, o comportamento das variáveis hidrodinâmicas também é função da geometria do estuário, o qual tem grande influência (MIRANDA, CASTRO e KJERFVE, 2002).

Como a água doce é menos densa que a água do mar, aquela tende a flutuar, gerando uma estratificação vertical. Quando a descarga fluvial é forte o suficiente para desfazer a estratificação, ocorre o chamado entranhamento, o qual o sal tende a mover em direção à água mais doce, através de um processo advectivo. Como sempre há uma fonte de sal na camada inferior que compensa a perda para a camada superior (fonte proveniente do oceano), é esta mistura de água salina com doce que promove a distribuição da salinidade, regendo a circulação estuarina (NICHOLS e BIGGS, 1985). Quando a maré torna-se mais imponente que a descarga fluvial, uma tensão de cisalhamento irá surgir no fundo e a mistura passa de advectiva para turbulenta, desestratificando a coluna d'água de forma sucessiva, onde o aumento da amplitude da maré dá origem a uma corrente bidirecional, originando os estuários parcialmente e bem misturados (WELLS, 1996; DYER, 1997). Desta forma, quando há um aumento da descarga fluvial, uma diminuição da maré, uma diminuição da extensão e aumento da profundidade do canal, a circulação estuarina tende a passar de bem misturada para uma cunha salina (NICHOLS e BIGGS, 1985).

O vento também é responsável por gerar uma tensão superficial possibilitando a desestratificação do perfil vertical da coluna d'água, ou mesmo a geração de ondas e correntes em estuários de maior área superficial, intensificando a mistura (MIRANDA, CASTRO e KJERFVE, 2002). Ademais, o vento pode causar mudanças no nível da água e correntes de deriva modificando também o transporte de sedimentos em suspensão. Também é afirmado por Nichols e Biggs (1985) que ventos fortes em

direção ao continente, eventualmente originam mudanças na direção da corrente superficial, gerando uma resultante na direção da cabeça do estuário.

A geomorfologia pode agir alterando a onda de maré e causando sua assimetria. Quando o estuário possui ampla região de planície de alagamento com manguezais, as correntes, nos momentos de marés baixas, apresentam maior velocidade, já que podem fluir livremente nos canais principais. Quando a maré está cheia, a água fica retida nas árvores do manguezal, evitando o livre escoamento e atrasando o seu movimento (RIGO, 2004).

3.1.1. Número de Richardson

Essa competição entre, se há estratificação ou mistura em um estuário, produz um papel crucial na dinâmica estuarina, pois quando o fluido é estratificado, o gradiente de massa específica resiste a troca de *momentum* pela turbulência, e uma maior velocidade de cisalhamento é necessária para levá-lo a mistura. O número de Richardson por gradiente (que será chamado neste trabalho apenas de número de Richardson, ou Ri) é uma comparação das forças estabilizantes da estratificação da massa específica com as influências desestabilizadoras da velocidade de cisalhamento, e pode ser definida por (DYER, 1997):

$$Ri = \frac{-g\partial\rho/\partial z}{\rho(\partial u/\partial z)^2} \quad (6)$$

Onde g é a aceleração da gravidade (m/s^2); e ρ é a massa específica da água (kg/m^3), u é a componente x da velocidade (m/s) no sistema de coordenadas cartesianas; e z é a coordenada vertical no sistema de coordenadas cartesianas. Essa formulação considera que não há velocidade na direção y ($v = 0$). Para $Ri > 0$, a estratificação é estável; para $Ri = 0$, é neutra; e para $Ri < 0$, é instável. Quando a estratificação excede um certo valor a turbulência é amortecida e a mistura é limitada, sendo que o fluxo será essencialmente laminar, mesmo que seja turbulento nas camadas homogêneas de cima e de baixo. Após diversas investigações laboratoriais sobre o mecanismo da formação e crescimento das instabilidades na interface

estratificada, a transição do regime laminar para o regime turbulento, sob condições de escoamento uniforme, geralmente ocorre quando $Ri = 0,25$ (DYER, 1997).

Apesar do escoamento em estuários não ser uniforme, nem ter regime permanente, alguns princípios provenientes de escoamentos laboratoriais (geralmente uniformes e com regime permanente) podem ser aplicados a estuários. Vale salientar que escoamento uniforme é um escoamento em que a velocidade não varia no espaço, e regime permanente é um regime em que as propriedades não variam no tempo. Um desses princípios que podem ser aplicados a estuários é o número de Richardson, mencionado acima (DYER, 1997).

A mistura entre água salobra e doce se dá pela combinação entre a turbulência gerada pelo cisalhamento no fundo do estuário e a turbulência gerada pelo cisalhamento na haloclina. Tem-se que haloclina é a camada onde se observa um acentuado gradiente vertical de salinidade na coluna de água, região de interface entre água salobra e água doce. Dependendo da magnitude do número de Richardson, ele também pode indicar qual processo de mistura impera no interior da lâmina de água, aonde se encontra a haloclina, no caso de estuários estratificados ou parcialmente misturados (DYER,1997).

Para valores de Ri maiores que 0,25, o processo de entranhamento é mais relevante na mistura da haloclina. Em contraste, para valores de Ri menores que 0,25 a difusão turbulenta é mais relevante para a mistura na haloclina. A principal diferença entre o entranhamento e difusão turbulenta é o grau de turbulência encontrado nas duas camadas, a de água salobra (inferior) e a de água doce (superior). Se há turbulência nas duas camadas, o entranhamento é pequeno e a mistura se dá, principalmente, pela difusão turbulenta. Se a camada inferior for estática, então não terá difusão turbulenta na interface das camadas e a mistura se dará pelo entranhamento. No entanto, por conta de a natureza do estuário não ser de regime permanente, pode haver pequenos picos de intensa mistura turbulenta durante períodos em que o entranhamento predomina (DYER,1997).

Como estuários são, em sua grande parte, estratificados e turbulentos, a mistura é exercida por ambos os processos de entranhamento e de difusão turbulenta. O entranhamento será mais ativo em altos valores de Ri , e a difusão turbulenta para baixos valores de Ri . Consequentemente, estuários estratificados são dominados pelo entranhamento, enquanto estuários parcialmente misturados são dominados pela difusão turbulenta (DYER, 1997).

Como já afirmado na introdução, modelos numéricos adequados (devidamente validados, e supridos com dados de entrada satisfatórios), são importantes ferramentas que levam a melhor compreensão da hidrodinâmica estuarina. Porém, apenas são de grande valia quando se mantém em vista que seu entendimento apresenta grandes dificuldades, motivadas pela presença de diversas variáveis envolvidas na sua dinâmica. Apesar dos modelos numéricos se mostrarem adequados, estudos que normalmente analisam a estratificação de corpos d'água, por meio da investigação do comportamento das variáveis salinidade, temperatura, e velocidade horizontal, o fazem por meio de medição de parâmetros *in situ*. Trabalhos como o de Garonce e Quaresma (2014), Genz (2006), Mantovanelli *et al.* (2004), Pereira *et al.* (2010), Schettini e Carvalho (1999), Schettini e de Miranda (2010) são exemplos desses estudos.

Além disso, é importante ressaltar a presença de um único estudo realizado no SEIV (Sistema Estuarino da Ilha de Vitória) que analisou sua estratificação pelo uso do programa de modelagem computacional DIVAST (*Depth Integrated Velocities And Solute Transport*). No entanto, esse estudo conduzido por Garção (2007) considerou apenas os canais principais do estuário, e as forçantes maré astronômica e vazão fluvial. Na Seção 3.3.2 esse trabalho será melhor exposto.

Sendo assim, o presente trabalho visa facilitar e aprimorar a análise da estratificação (através da análise das variáveis salinidade, temperatura, velocidade horizontal e número de Richardson) no SEIV por meio do uso de modelagem computacional. Isso será realizado sem necessitar medir os parâmetros a serem analisados, na seção transversal em que eles foram requeridos (como a maioria dos estudos similares fazem). Além disso, a presente modelagem considera mais forçantes e características

do estuário, em comparação com as forçantes e características que Garção (2007) considerou.

Como forma de apresentar o estado da arte que se encontra a representação hidrodinâmica por meio de modelos numéricos, a seguir serão apresentados alguns estudos que investigam a hidrodinâmica estuarina no geral (realizados no SEIV e fora do SEIV) e estudos que investigam assuntos relacionados ao objetivo deste trabalho (realizados no SEIV e fora do SEIV).

3.2. ESTUDOS RELACIONADOS A HIDRODINÂMICA ESTUARINA DE FORMA GERAL

3.2.1. Realizados fora do SEIV

Existe uma variedade de modelos numéricos gerados nas últimas décadas que são capazes de simular ondas, correntes, e transporte de constituintes conservativos e não conservativos em áreas estuarinas. Desses modelos, obtém destaque: os modelos POM (BLUMBERG e MELLOR, 1987) e FVCOM (CHEN, LIU e BEARDSLEY, 2003) para circulação estuarina; o modelo ECOMSED (BLUMBERG, 2002) para transporte de sedimento; o modelo SWAN (*Simulating WAVes Nearshore*) (BOOIJ *et al.*, 1996) para propagação de ondas em águas rasas; e alguns sistemas de modelos, como o ROMS (SHCHEPETKIN e MCWILLIAMS, 2005), o MIKE 3, desenvolvido pelo DHI *Water and Environment*, o MOHID, desenvolvido pelo IST, e o Delft3D desenvolvido pela *WL|Delft Hydraulics* em cooperação com a *Delft University of Technology*.

Entre tantos modelos, houve um estudo, desenvolvido por Baptistelli (2008), que fez uma avaliação da utilização da modelagem numérica na dispersão de contaminantes utilizando três modelos distintos para a simulação da hidrodinâmica no Sistema Estuarino de Santos – São Vicente. Comparando os resultados gerados por meio da simulação numérica que utilizou o MIKE 21, o POM e o Delft3D, os melhores resultados foram alcançados a partir da simulação do modelo Delft3D, apresentando um coeficiente de correlação de 0,8, ao passo que os outros modelos apresentaram um valor de 0,63 e 0,7. Portanto, esses resultados indicam que o Delft3D é uma boa

opção de escolha para modelagem hidrodinâmica de ambientes estuarinos. Ademais, esse modelo apresenta a conveniência de agregar diversos módulos disponíveis para empregar conjuntamente, como o de transporte de sedimentos e o de qualidade da água.

Com relação a maré, é amplamente sabido que ela provém da resultante das forças gravitacionais do Sol e da Lua que, associadas à aceleração centrífuga, age nas massas de água da Terra. Essa maré, ao encontrar um estuário, se propaga em direção a sua cabeça como uma onda de águas rasas, já que seu comprimento é bem maior em relação à profundidade local. Pode-se afirmar então que os movimentos horizontais ocasionados por essa oscilação de maré são chamados de correntes de maré (DYER, 1997).

Em uma dissertação desenvolvida por Gonçalves (2016), é utilizado o modelo hidrodinâmico ADCIRC (*ADvanced CIRCulation*) para completar séries temporais de três marégrafos com o objetivo de determinar a sobre-elevação da superfície do mar durante tempestades mais severas, identificadas por Pinotes (2014). Para isso foram consideradas tanto as forçantes da maré astronômica quanto as da maré meteorológica. Resultados do trabalho constatarem a importância da consideração das tensões de radiação devido à rebentação das ondas e a morfologia do fundo do mar para a previsão da elevação da coluna de água em tempestades, pois nessas condições as ondas de gravidade são mais altas e consideráveis. Outro fator importante encontrado nos resultados foi que existe uma transferência de energia entre as marés meteorológica e astronômica quando se simula as duas em conjunto no ADCIRC. Isso se deve ao fato de que ao se comparar as três diferentes simulações realizadas - apenas com a forçante meteorológica, apenas com a forçante astronômica e com as duas forçantes modeladas em conjunto – concluiu-se que o melhor resultado foi obtido quando se simulou as duas forçantes em conjunto, e que para obter o resíduo meteorológico se fez a subtração da maré astronômica do resultado das duas forçantes.

Ao longo de sua trajetória estuário acima, ocorre uma interação entre a maré e a morfologia, o que provoca variações na amplitude da maré e na intensidade das

correntes. Outras alterações que também podem ocorrer numa maré que se propaga num estuário é o bloqueio ocasionado pela descarga fluvial e a dissipação de energia devido o atrito de fundo e das margens. Por esses motivos as correntes de maré podem ser deformadas, o que acarreta na diferença dos períodos de duração da vazante e da enchente. Essa diferença entre esses períodos é a chamada assimetria da onda de maré (DYER, 1997).

Ao utilizar um modelo matemático hidrodinâmico e de transporte de sedimentos, no Córrego do Coral, em Missionary Bay, na Austrália, Wolanski, Jones e Bunt (1980) concluíram que estuários que possuem em sua grande parte uma região tomada por mangues, a vegetação incide resistência ao movimento das águas devido ao atrito. Isso implica que a representação dessa vegetação influi no padrão de circulação residual. Além disso, foi verificado que esse arrasto é responsável por uma assimetria nas velocidades dos canais de maré, em que a velocidade máxima de vazante foi de 20% a 50% maior que a velocidade máxima de enchente. Esse estudo utilizou o modelo numérico bidimensional integrado na profundidade, HYDRO, onde a área do mangue foi considerada como um espaço de armazenamento local, e que a altura da lâmina d'água foi assumida como sendo a mesma da célula do canal de maré que se encontra logo na fronteira do canal.

Utilizando um modelo matemático bidimensional integrado na profundidade, Wu, Falconer e Struve (2001) modelaram a influência do mangue no escoamento de uma seção transversal, experimentalmente. Neste trabalho, constatou-se que a força de arrasto induzida pela vegetação de mangue e os efeitos de bloqueio nos fluxos de massa através do manguezal foram essenciais quando a porosidade das árvores do manguezal foi considerada menor que 0,8.

Alguns autores pesquisaram e obtiveram resultados importantes em relação a influência do mangue na hidrodinâmica de estuários. Um desses trabalhos foi realizado por Mazda *et al.* (1997) que afirmaram que as árvores de mangue, juntamente com suas raízes, são capazes de inibir as correntes de maré em planícies inundáveis. Essa relação de inibição e densidade de vegetação foi capaz de interferir na transferência de massa, na sedimentação e nos processos biológicos. Em adição,

Wu, Falconer e Struve (2001) articularam que a presença dessas árvores influenciou no aumento da velocidade no canal principal. Paralelamente, Struve, Falconer e Wu (2003) assertaram que os fatores que mais causaram o aumento da velocidade no canal principal foram a densidade e o diâmetro da vegetação.

Em um estudo feito com o objetivo de avaliar os efeitos da degradação do mangue de Sundarbans, em Bangladesh, Deb e Ferreira (2017) criaram dois cenários hipotéticos nesse estuário: o tratamento do mangue como um pântano bem arborizado; e o caso em que o mangue foi completamente degradado e convertido em pastagem. Foram simuladas tempestades para avaliar a atenuação dos efeitos gerados pelas tempestades nos diferentes mangues. Para as simulações se utilizou o acoplamento dos modelos ADCIRC e SWAN. Uma detalhada representação do mangue utilizou-se de parâmetros espacialmente variáveis: arraste devido a fricção de fundo (*Manning's n*); efeito de bloqueio da transferência de *momentum* do vento na coluna d'água pela vegetação (*surface canopy*); e a rugosidade do fundo devido a vegetação que pode impedir o fluxo e a tensão superficial que o vento aplica na água (comprimento de rugosidade do fundo, *land roughness length*). Resultados ressaltaram a importância do mangue em reduzir a elevação da água, reduzir a velocidade, reduzir a penetração da inundação e reduzir a área inundada, fato que aponta para a proteção que o mangue proporciona a áreas suscetíveis a ocorrência de tempestades.

Testes laboratoriais com diferentes tipos de plantas, tamanhos, densidades e espécies foram realizados por Freeman, Rahmeyer e Copeland (2000). Nesses testes, a sensibilidade de vários fatores, sendo o principal deles a profundidade de escoamento, foi avaliada. Portanto, foi desenvolvida uma metodologia para definir a resistência da vegetação. Para realizar a verificação da metodologia e do sistema de equações feitas em laboratório, testes em campo foram efetivados. Resultados apontam uma dependência do coeficiente de arrasto em um apanhado de variáveis: número de Reynolds (Re); profundidade do escoamento; tipos de plantas; altura média da planta não flexionada; número de plantas por m^2 ; e flexibilidade da planta. Um fato observado pelos autores foi que a rugosidade de fundo não teve atuação nenhuma na resistência da vegetação.

Ao verificar os efeitos da variabilidade e intensidade da descarga fluvial na hidrodinâmica e na qualidade da água (dispersão de poluentes) no estuário do Douro (Portugal), Azevedo, Bordalo e Duarte (2010) fizeram essa avaliação para três regimes de corrente e magnitudes diferentes. Os mesmos autores chegaram à conclusão que a descarga é de suma importância na dispersão de contaminantes, principalmente quando o escoamento é estável. Além disso, constatou-se que há uma relação não linear entre a magnitude do escoamento e a variabilidade da descarga fluvial quando se trata da dispersão de poluentes a ser calculada. Azevedo, Bordalo e Duarte (2010) ainda afirmam que alterações na descarga fluvial podem ser capazes de alterar a estratificação do corpo d'água, o tempo de residência, a hidrodinâmica e, por consequência, os materiais particulados e dissolvidos.

Na dissertação de Siqueira (2007) é realizada uma avaliação dos mecanismos de alagamento e secamento virtual e real disponíveis no modelo computacional SisBaHiA (Sistema Base de Hidrodinâmica Ambiental) em um canal idealizado que representa um estreito canal de maré circundado por uma grande planície de maré. Esse modelo que faz uso do método de elementos finitos, foi utilizado como ferramenta para realização desse estudo. Com o mecanismo de alagamento e secamento real, o SisBaHiA compreende como se os contornos fossem impermeáveis, por isso o domínio deve contemplar áreas extensas que permanecem secas durante a baixa-mar e alagadas durante a preamar (domínio fixo). Já com o mecanismo de alagamento e secamento virtual, o SisBaHiA como se os contornos fossem permeáveis, em que se determina uma cota na beira da planície de maré (no seu começo) e quando há uma ultrapassagem dessa cota, o modelo considera uma planície de maré virtual para calcular o volume de água alagado. Os resultados apontaram que, enquanto a técnica de alagamento e secamento real do SisBaHiA não apresentou resultados satisfatórios, a técnica de alagamento e secamento virtual apresentou. É importante ressaltar que após a comparação entre as duas técnicas (real e virtual), foi feita uma comparação da técnica virtual do modelo com um experimento numérico, os quais apresentaram boa concordância. Além disso, utilizando o mecanismo virtual, constatou-se que a interação entre a maré e a morfologia complexa das planícies de maré provocam assimetria da onda de maré ao longo da trajetória da onda em direção a cabeça do canal.

3.2.2. Realizados no SEIV

Em outro estudo, Chacaltana *et al.* (2003) compararam a hidrodinâmica da Ilha de Vitória considerando e não considerando o alagamento do manguezal na região. Para isso, utilizaram o modelo numérico DIVAST (*Depth Integrated Velocities And Solute Transport*). Ao fazer a comparação, verificou-se que o escoamento estuarino é bastante influenciado pelo mangue, acarretando em uma assimetria na elevação do nível d'água e um aumento de até 45% na magnitude das velocidades durante a maré vazante, ao considerar o alagamento da região.

Na pesquisa de Maciel (2004), buscou-se uma avaliação da influência da vegetação de mangue na hidrodinâmica da região do Canal da Passagem (na Baía de Vitória) utilizando o modelo numérico DIVAST. Três diferentes malhas foram testadas nesse estudo. O mangue e a sua influência foram representados pelo coeficiente de rugosidade de Manning. Resultados apontaram para a grande influência do mangue na hidrodinâmica do Canal da Passagem.

No trabalho de do Nascimento (2013) foi feito um estudo utilizando-se o MOHID como modelo hidrodinâmico, para maior compreensão da hidrodinâmica induzida pela onda de maré ao longo da Baía de Vitória (BV) e para identificar o grau de influência da vazão do Rio Santa Maria da Vitória no estuário. A simulação realizada usou um modelo barotrópico e tridimensional, e foi forçada pela maré e pela vazão do rio. O mangue foi bem representado com a condição de contorno de fundo variando de acordo com o local, sendo que a variável que representou o mangue foi o comprimento de rugosidade equivalente de fundo. A conclusão retirada desse trabalho foi que: as componentes de maré M_2 e S_2 têm uma conduta distinta ao caminharem para a cabeça do estuário; no período de alta descarga fluvial, há uma deformação na onda de maré e um bloqueio da maré (há um desaparecimento da influência de, no mínimo, 11 harmônicos) pela descarga fluvial; e que a intensidade da descarga fluvial pode influenciar diretamente na qualidade da água do estuário. Além disso, foi averiguado que na maior parte do tempo o comportamento da velocidade horizontal é quase constante ao longo do tempo se uma seção transversal for colocada em análise, porém, existem períodos durante a baixa-mar que as velocidades máximas se

encontram na subsuperfície. Por esse motivo é destacada a importância de uma análise tridimensional na região.

Ainda na BV, foi constatada a presença do fenômeno chamado Tombo da Maré no trabalho de Rigo, Sarmento e Guimarães (1993). Ademais, foi determinada a localização do fenômeno no interior do Canal da Passagem. Segundo estes autores, o fenômeno ocorre devido ao alcance da maré em direção a cabeça da BV, que percorre dois caminhos diferentes, um entra pelo acesso do Canal da Passagem e outro entra pelo acesso ao Porto de Vitória. Esse fenômeno, localizado por Rigo, Sarmento e Guimarães (1993), apresenta uma convergência de velocidades durante a maré de enchente. Durante a maré vazante há uma inversão das correntes e o local que possuía gradientes nulos se move para o norte do canal.

Um outro estudo importante realizado no SEIV e desenvolvido por Colaço *et al.* (2017), utilizou o modelo hidrodinâmico ADCIRC. O trabalho se resume no desenvolvimento de um sistema de previsão operacional hidrodinâmico e de ondas que será implementado no Porto de Tubarão assim que finalizado. Esse sistema prevê o fornecimento diário do estado de mar em alta resolução como forma de subsídio para as atividades portuárias. É utilizado o modelo de onda global WAVEWATCH III (WW3) e o modelo de onda costeiro *Simulating WAVes Nearshore* (SWAN) para providenciar valores de condições de contorno de ondas para o modelo hidrodinâmico costeiro ADCIRC. Importante destacar que foi realizado o acoplamento do SWAN com o ADCIRC. Além disso, o TOPEX/POSEIDON *Global Tide Model* (TPXO) fornece valores para a forçante maré astronômica, também na condição de contorno. Ademais o modelo hidrodinâmico recebe o *input* de dados de vento, sobre todo o seu domínio, dos programas *Global Forecast System* (GFS) e do *Weather Research and Forecasting Model* (WRF). É constatado que ainda há necessidade da realização de calibrações em todos os programas, tanto individualmente como em conjunto, apesar de já obterem respostas iniciais de mesma ordem de grandeza do que é observado na natureza.

Em seu estudo, Rigo e Chacaltana (2006) implementaram e calibraram o modelo computacional hidrodinâmico DIVAST na BV para avaliar a influência do alagamento

do mangue na hidrodinâmica local. Esse modelo possui como método para resolver as equações governantes o método das diferenças finitas e a grade é composta de células retangulares, o que pode representar uma limitação para a descrição de geometrias complexas. Os próprios autores apontam a necessidade de uma melhor representação do domínio nas áreas de manguezal. Outro ponto a ser destacado pelos autores foi que a assimetria de maré provém, em parte, do processo de alagamento e secamento das planícies de maré. Isso ocorre devido a fricção adicionada por essas planícies de maré.

Importante salientar também o resultado de Barros Filho (2002). Nesse estudo foi utilizado o modelo hidrodinâmico DIVAST para conhecer os processos físicos que influem na hidrodinâmica do SEIV. Seus resultados apontaram para a constatação da dominância da maré vazante, além de uma assimetria de maré no Canal da Passagem.

Em seu estudo, Rigo (2004) implementou o modelo hidrodinâmico bidimensional DIVAST (sem o efeito da vegetação) para investigar a influência da representação do mangue no escoamento da BV. A conclusão dele aponta que o mangue é o principal causador do efeito da deformação da onda de maré, a qual acarreta em uma dominância das correntes de vazante. Ademais, também é constatado que o fator decisivo para essa dominância é o volume de água armazenado pelo manguezal.

Ao implantar o modelo numérico Delft no SEIV para avaliar os processos físicos e bioquímicos que governam a qualidade da água e sua relação com as forçantes hidrodinâmicas do local, Curbani (2016) obteve alguns resultados importantes a serem ressaltados. Essa análise abrangeu os seguintes compostos: NH_4^+ , NH_3 , NO_3^- , DBO5 e OD. Os resultados mostraram que o principal processo que introduziu OD ao sistema foi a reaeração. Em contrapartida, os principais processos que contribuíram para a perda de OD foi a mineralização, seguida da nitrificação. Ademais, observou-se que os níveis de OD foram maiores durante a sizígia, comparados com o período de quadratura, esse fato ocorreu devido ao maior volume de água e a maior velocidade das correntes encontrados durante a sizígia. Instantes críticos para a concentração dos constituintes foram observados durante o momento de estofa de vazante em

período de quadratura, quando houve uma menor diluição associada à diminuição da velocidade das correntes e menor volume de água.

3.3. RESUMOS E DESCOBERTAS DE ESTUDOS RELACIONADOS AO EFEITO BAROCLÍNICO OU A ANÁLISE DE ESTRATIFICAÇÃO

3.3.1. Realizados fora do SEIV

Na tese de Pandoe (2004), foi feita uma observação e identificação dos padrões de circulação da água e do transporte de sedimentos em zonas costeiras e estuarinas, o que proporciona um melhor entendimento das características de variabilidade temporal e espacial das correntes. Para calcular a circulação da água foi utilizado um modelo em desenvolvimento, que é baseado no ADCIRC 3D (*ADvanced CIRCulation*, no modo tridimensional), o qual se adicionou um módulo para o cálculo do transporte de sedimentos e, como diferencial de outros estudos, foi adicionado o efeito da forçante baroclínica. O modelo é baseado no método de elementos finitos presente em malhas não estruturadas. Resultados mostram que o modelo proporcionou um erro de conservação de massa teórica, para o material suspenso, erodido e sedimentado, de menos de 6%. A inclusão do termo baroclínico se mostrou de extrema importância para o transporte de sedimentos. Apesar dos bons resultados alcançados com esse modelo adaptado do ADCIRC 3D, o autor afirma que é necessário realizar uma prévia calibração do modelo com dados de campo antes de aplicá-lo em ambientes naturais.

No trabalho de Chen (2004), foi analisada a hidrodinâmica e a distribuição de salinidade ao longo do perfil longitudinal do rio Alafia (por 24 km), na Flórida, utilizando a modelagem computacional. Dados observados em campo foram utilizados para incluir condições de contorno e calibrarem o modelo. Com este estudo foi feita uma relação entre a posição da interface água doce-água salgada e a média diária da vazão do rio. Encontrou-se, com essa relação, que a posição desta interface, é inversamente proporcional ao logaritmo da vazão total diária.

Ao estudar a variabilidade e distribuição das propriedades termohalinas e a circulação tridimensional do estuário do rio Curimataú com o uso do modelo numérico Delft3D-

Flow, Andutta (2006) utilizou duas grades numéricas: uma com a forçante barotrópica e outra com a forçante baroclínica. Os resultados obtidos com a simulação barotrópica (comparando resultados de salinidade) foram levemente melhores do que os resultados obtidos no modo baroclínico. Além disso, no modo baroclínico, Andutta (2006) conseguiu classificar a região inferior do estuário como parcialmente misturada.

Também por meio do uso do Delft3D-Flow, Andutta (2011) estudou a distribuição e variabilidade de propriedades termohalinas, além da circulação tridimensional do sistema estuarino dos rios Caravelas e Peruípe-SERCP, que possui duas desembocaduras interligadas internamente por dois canais principais estreitos. Resultados mostraram que o efeito baroclínico nesse sistema foi mais visível nos instantes de baixa-mar. Além disso, Andutta (2011) verificou que a maior vazão do rio Peruípe causou a formação de gradientes verticais e longitudinais de salinidade mais intensos do que os gradientes no canal estuarino de Caravelas.

Em seu trabalho, Genz (2006) teve como objetivo caracterizar a hidrodinâmica do estuário do Rio Paraguaçu e avaliar o impacto da construção da Barragem Pedra do Cavalo no padrão de circulação estuarino. Para isso foi feita uma avaliação das alterações hidrológicas decorrentes da construção da barragem, caracterização da dinâmica estuarina com o auxílio de medidas *in situ* e modelagem numérica, além de se propor uma estratégia de gerenciamento da liberação das vazões da barragem de acordo com o regime hidrológico habitual e com as características estuarinas. Os resultados mostraram que na sizígia o perfil vertical médio de salinidade foi homogêneo, ao passo que na quadratura houve a aparição de um pequeno gradiente. Com o intuito de minimizar os efeitos das novas descargas pela Usina Hidrelétrica Pedra do Cavalo (UHE Pedra do Cavalo), e considerando o regime hidrológico natural (considerando as características da penetração de sal), é proposto pelo estudo que a operação da UHE utilize apenas duas turbinas durante a ocorrência de cheias e que condicione a vazão a ser liberada com a vazão afluente ao reservatório quando uma turbina estiver trabalhando.

Na pesquisa de Mantovanelli *et al.* (2004), o transporte líquido de água, sal e de material particulado em suspensão (MPS) foi apresentado para uma seção transversal em frente ao Porto de Paranaguá (na Baía de Paranaguá, Brasil) em oito ciclos de maré distintos. Medidas foram realizadas durante a sizígia e a quadratura, em períodos chuvoso e seco. Resultados mostraram que o transporte advectivo foi dominante quando houve estratificação moderada a alta, e baixas magnitudes de correntes (quadratura). Paralelamente, processos de mistura dominaram quando houve condições de boa mistura geradas por correntes de alta magnitude (sizígia) e pouca descarga de água doce pelos afluentes. Em condições de mistura parcial, tanto o transporte advectivo como a mistura foram importantes. A circulação residual induzida pela maré ditou a magnitude e direção das correntes residuais e transporte líquido de água e sal, porém não ditou o transporte de MPS. A dinâmica do MPS foi intrinsecamente relacionada aos processos cíclicos de erosão, ressuspensão e deposição ditadas pelas correntes de maré.

O objetivo do estudo de Pereira *et al.* (2010) foi caracterizar a hidrodinâmica e o transporte de MPS no estuário de Caravelas em diversas condições de maré e vazão fluvial. Para isso, quatro campanhas hidrográficas foram feitas durante ciclos completos de maré (condições de sizígia e quadratura) durante períodos seco e chuvoso. Foram obtidos dados de elevação do nível da água, velocidade e direção das correntes, salinidade, temperatura, e turbidez em uma estação fixa próxima a desembocadura do estuário. Com os dados em mãos foi feito o cálculo dos transportes residuais de MPS e dos mecanismos de transporte. Em condição de maré de quadratura o transporte resultante de MPS foi estuário acima. Durante a sizígia, o estuário foi caracterizado por correntes mais intensas e assimétricas, com dominância de vazante. Maiores concentrações médias de MPS ocorreram durante a sizígia, quando o estuário atuou como importador ou exportador de MPS. O estuário do Rio Caravelas foi classificado como fracamente estratificado. Sua hidrografia e balanço sedimentar são modulados principalmente pela altura da maré, em que o aporte de água doce é irrelevante.

No trabalho de Schettini e Carvalho (1999), há uma apresentação da caracterização da hidrodinâmica do estuários do Rio Cubatão, fundamentada sobre dados

hidrográficos obtidos durante campanha de treze horas (ciclo completo) em condições de maré de sizígia. Em região próxima a desembocadura do estuário, à 1,5 m abaixo da superfície, dados de velocidade e direção da corrente, salinidade temperatura, e turbidez foram obtidos com o fundeio de um correntógrafo acústico. Perfis verticais de salinidade e temperatura foram realizados próximo ao fundeio, com um CTD. Resultados apontam que o estuário do Rio Cubatão é verticalmente homogêneo com períodos breves de estratificação durante a vazante. O regime de maré apresenta uma assimetria acentuada, com correntes de vazante mais intensas que as de enchente.

Outra pesquisa sobre a circulação e o transporte de MPS foi realizada no Estuário de Caravelas, agora por Schettini e de Miranda (2010). Dados de correntes e de MPS quase-sinóticos e hidrográficos foram medidos em intervalos horários durante um ciclo semi-diurno de maré de sizígia, ao longo de duas seções transversais: uma na Boca do Tomba e outra na Barra Vermelha. Esses dados também foram coletados ao longo de uma seção longitudinal na baixa-mar e na preamar. Devido à grande intensidade das correntes de maré, a salinidade mostrou-se fracamente estratificada, em ambas seções transversais. De acordo com o Diagrama Estratificação-circulação as seções foram classificadas como do Tipo 2a (parcialmente misturada e fraca estratificação vertical) e como do Tipo 1a (bem misturada). A concentração de MPS apresentou-se fortemente relacionada a variação da maré, decrescendo estuário acima de $50 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$ (boca do estuário) para $10 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$ a uma distância de 9 km na baixa-mar, e de 16 km na preamar. O transporte residual de MPS encontrado neste trabalho foi estuário abaixo a uma taxa de -18 t por ciclo de maré.

3.3.2. Realizados no SEIV

O trabalho realizado por Lacerda (2016) investiga possíveis impactos do aprofundamento do canal do Porto de Vitória tendo como ferramenta o modelo numérico hidrodinâmico e de transporte de sedimentos Delft3D que foi forçado pela maré (astronômica e meteorológica), vento, pressão atmosférica e gradientes termohalinos. Ao avaliar a sensibilidade do modelo hidrodinâmico em face das diferentes forçantes e considerações, constata-se que a forçante de maior influência na velocidade das correntes e na elevação dentro da BV é a maré astronômica. Em

seguida vem a maré meteorológica que, ao ser bem representada, reduziu o erro da elevação calculada em 31% e da velocidade da corrente em 3%. Já no caso da boa representação do vento e da pressão atmosférica local houve uma redução em 0,5% do erro da elevação da água. Enquanto isso, uma boa representação dos gradientes termohalinos melhorou em 0,8% os valores da magnitude da velocidade. Outra comparação feita foi a da simulação tridimensional com a bidimensional integrada na vertical. A simulação tridimensional apresentou uma melhoria nos resultados da elevação de 2%, e da magnitude das correntes de 5%. É importante destacar que o autor menciona a importância do efeito do alagamento e secamento na região de manguezal na hidrodinâmica da BV. Quanto ao impacto do aprofundamento do canal, verificou-se uma redução média de 20% na magnitude das velocidades e um impacto na ordem de milímetros na elevação da lâmina d'água. Além disso, foi afirmado que ocorre uma redução na taxa de erosão na parte entre a desembocadura da BV e o Porto de Vitória.

Estudando a circulação da água e a distribuição de salinidade no ecossistema estuarino da BV, o trabalho de Garção (2007) avaliou o padrão de escoamento e a distribuição de salinidade do local levando em consideração apenas as forçantes maré astronômica e vazão do Rio Santa Maria da Vitória e não considerou a área de manguezal nas simulações. O autor utilizou o modelo hidrodinâmico DIVAST para suas simulações. A distribuição de salinidade obtida com o modelo mostrou que a variável acompanhou a variação da maré, apresentando que estava em fase com a onda de maré.

Em uma dissertação dirigida por Garonce (2012), medidas de salinidade, temperatura e corrente feitas na BV, foram realizadas em momentos de sizígia e quadratura, tanto em período chuvoso (verão), quanto em período seco (inverno), ou seja, durante quatro ciclos de maré. Essas medidas colaboraram para o conhecimento da hidrodinâmica e fluxos de propriedades (material particulado em suspensão, chamado de MPS, e sal) na desembocadura do estuário em questão. Seus resultados apresentaram uma classificação para o estuário, segundo o diagrama de Hansen e Hattray (1966), como tipo 1a nos períodos de sizígia (seco e chuvoso), 2a no período de quadratura seco e 2b no período de quadratura chuvoso. Esse resultado vai de

acordo com o número de Richardson em camada, em que seus maiores valores foram observados no período chuvoso em momento de quadratura, o qual indica maior estratificação. Além disso, também constatou que o fator que mais influenciou os processos hidrodinâmicos no estuário foi a maré e não o fato de estar em período chuvoso ou seco. Ou seja, houve maior diferença de resultados quando se comparou uma quadratura com uma sizígia (em um mesmo período, chuvoso ou seco), do que quando comparou-se um período chuvoso com um seco (em um mesmo momento, sizígia ou quadratura). No que concerne os fluxos de sal e MPS, houve predominância de importação, exceto em período chuvoso, durante a sizígia.

Em um artigo, Garonce e Quaresma (2014) promoveram um estudo para investigar o fluxo de sal e material particulado na boca do estuário da BV. Para essa finalidade, o estudo levou a uma compreensão da variação da salinidade, temperatura e correntes de maré ao longo da coluna de água em uma seção transversal do canal. Resultados na boca do estuário apresentaram lâmina de água parcialmente misturada em período de quadratura e bem misturada em período de sizígia, quando houve turbulência suficiente para gerar mistura. Foi constatado que houve pouca influência no padrão de circulação pela descarga fluvial em relação a influência da maré (principal forçante). Além disso, resultados apontaram uma grande relação momentânea entre os fluxos de sal e de MSP. Também se verificou que houve um padrão de importação de material na boca do estuário.

4. METODOLOGIA

4.1. ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo em questão está inserida dentro do chamado Sistema Estuarino da Ilha de Vitória (SEIV) (20°27' S; 40°27' W), o qual está ligado ao Rio Santa Maria da Vitória (a cabeça do SEIV). O SEIV é formado pelo Canal da Passagem, pelo canal de acesso ao Porto de Vitória e por duas baías: a Baía de Vitória (BV) e a Baía do Espírito Santo (BES). O Rio Santa Maria da Vitória deságua na Baía de Vitória, e a BV se conecta com a BES através do Canal da Passagem e pelo canal de acesso ao Porto de Vitória. De forma que a Ilha de Vitória fica rodeada pelas duas baías e pelos dois canais. O SEIV se encontra na Região Metropolitana da Grande Vitória (RMGV), Espírito Santo, Brasil. Portanto, sofre impacto direto das atividades antrópicas dos municípios que o rodeia (Vitória, Cariacica e Vila Velha). Alguns pontos de referência se destacam nesta região, como por exemplo o Porto de Tubarão, o Canal da Passagem, o Porto de Vitória, e o canal de acesso ao Porto de Vitória. Esses pontos de referência, entre outros, são apresentados na Figura 3, a qual também apresenta a localização do SEIV no Brasil em diversas escalas, assim como a localização das seções transversais usadas na análise da estratificação, na Seção 5.2.

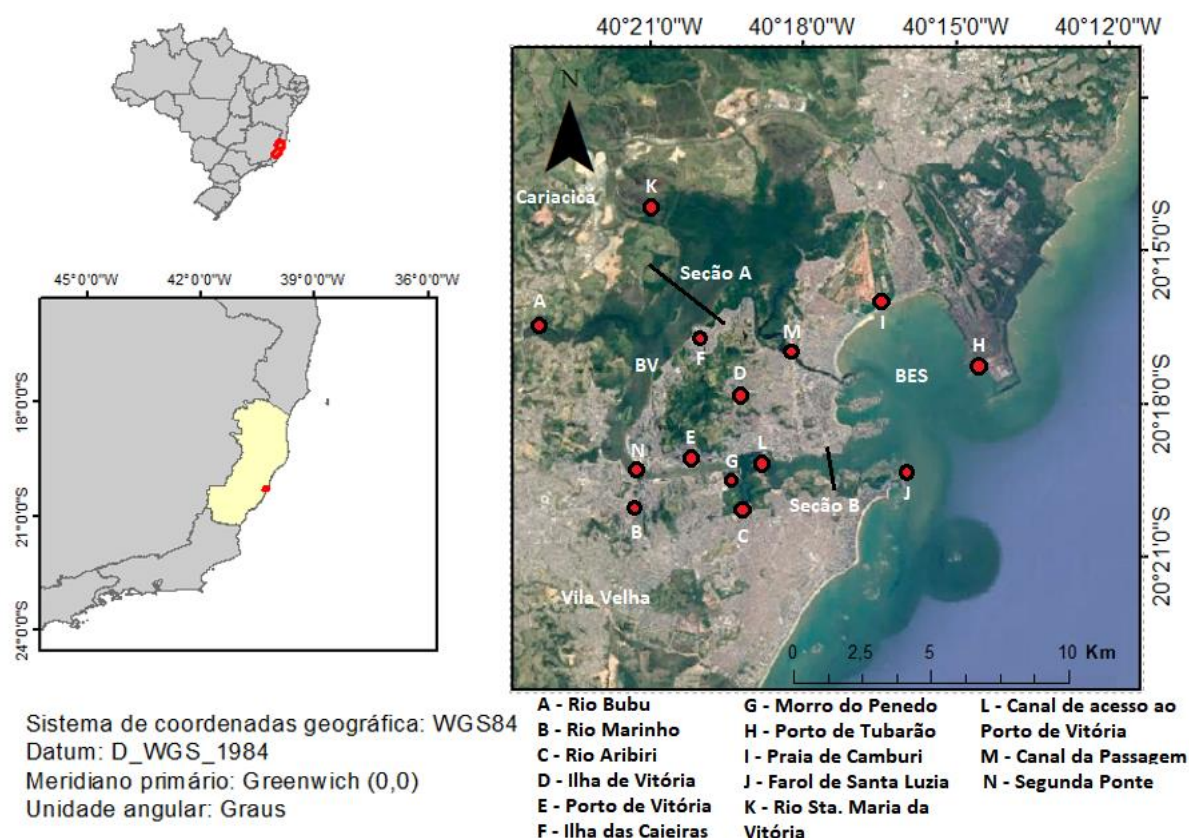


Figura 3: Mapa mostrando a localização do SEIV no mapa do Brasil com diversas escalas, além de mostrar a localização dos pontos de referência e das seções transversais a serem analisadas.

Desde a desembocadura do Rio Santa Maria da Vitória no estuário, até a Segunda Ponte, se encontra a BV, que é uma das regiões onde será realizada a análise da estratificação. O canal de acesso ao Porto de Vitória é outra região onde será realizado o estudo da estratificação. A largura da BV, juntamente com a largura do canal de acesso ao Porto de Vitória, varia de, no máximo, 1,6 km na região da Ilha das Caieiras (em que a profundidade gira em torno de 4 m), e, no mínimo, 160 m em frente ao Morro do Penedo (em que a profundidade pode chegar a 24 m), região próxima ao Porto de Vitória. Já com relação a BES, é uma região mais influenciada pelo oceano aberto de forma mais direta, tendo 3,6 km de largura. Na BES se localiza a Praia de Camburi e o Porto de Tubarão. A sua profundidade varia gradualmente desde a Praia de Camburi até 15 m de profundidade (entre o Farol de Santa Luzia e o Porto de Tubarão), sendo que onde há o canal de acesso ao Porto de Tubarão, a profundidade atinge 22 m (RIGO, 2004; MACIEL, 2004). A batimetria da região de estudo encontra-se na Figura 4.

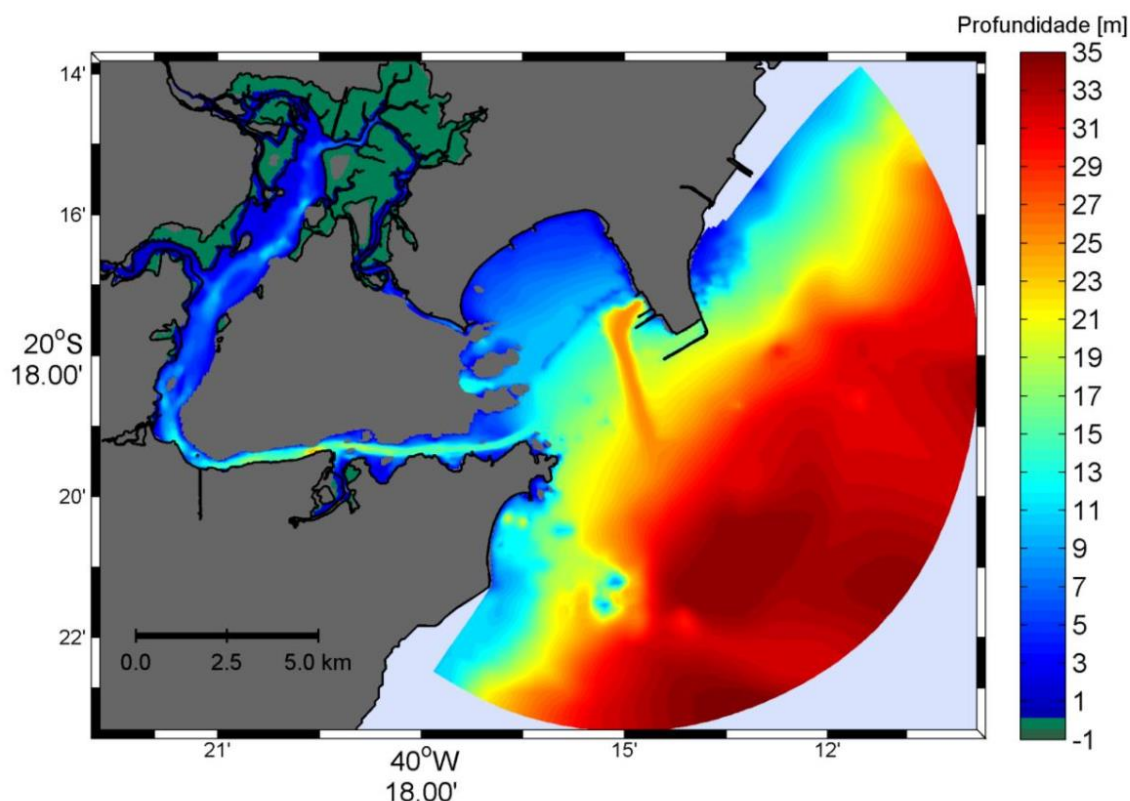


Figura 4: Batimetria da região de estudo. Fonte: Lacerda (2016).

Além do Rio Santa Maria da Vitória, que é o principal contribuinte fluvial com vazão média anual de $13,7 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, existem outros rios que também contribuem com água doce para o sistema (DO NASCIMENTO, 2013). São esses os rios Bubu, Aribiri, Formate e Marinho. Rigo (2004) estima que a vazão dos tributários menos consideráveis não ultrapassa $3 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, se considerar a vazão deles em conjunto. Adicionalmente, ao norte da região de estudo, o mangue tem um papel importante na deformação da onda de maré, ocupando uma área de 20 km^2 (CHACALTANA et al., 2003; RIGO, 2004; MACIEL, 2004).

Com relação às forçantes locais, pode-se afirmar que a hidrodinâmica é influenciada pela maré astronômica, em primeiro lugar. Em segundo lugar, destaca-se a influência da maré meteorológica, seguida da influência dos ventos (VIÉGAS, 2006). Segundo Barros Filho (2002), é possível classificar a maré do SEIV como semi-diurna a qual possui desigualdades diurnas entre duas baixa-mares e preamares. A amplitude da

maré não ultrapassa 0,9 m e a principal componente harmônica da maré astronômica é a M_2 , a principal componente de maré lunar.

O trabalho realizado por Garonce e Quaresma (2014) na boca do canal de acesso ao Porto de Vitória aponta para o encontro de uma lâmina de água parcialmente misturada em período de quadratura, e bem misturada em período de sizígia, pois houve turbulência suficiente para gerar mistura. Em adição, de acordo com os resultados obtidos por Neves et al. (2012), foi observada uma assimetria dentro da BV, particularmente em marés de sizígia, fato que já havia sido constatado por Rigo (2004). Segundo Neves et al. (2012), durante a vazante, a corrente alcançou mais que 1 m/s de velocidade, e durante a enchente a corrente alcançou 0,3 m/s, aproximadamente. No período de quadratura também se encontrou essa assimetria, porém não tão acentuada.

Quando se trata do clima do SEIV, Koppen (1948, *apud* MARTIN, SUGUIO e FLEXOR, 1993) o apresenta como clima quente e úmido, o qual é mais seco no outono (abril a setembro) e mais chuvoso na primavera e no verão (outubro a março). A média das temperaturas máximas é 30°C, e a média das temperaturas mínimas é 15°C. Os ventos predominantes são os nordeste e sudeste. O vento nordeste é predominante por causa do anticiclone semipermanente do Atlântico Sul, que atua mais no verão. Em contrapartida, o vento sudeste é predominante, pois está associado à chegada de frentes frias, que é bastante recorrente no inverno (MARCHIORO, 2012).

Como já mencionado anteriormente, nesse estuário a vegetação possui um papel crucial na deformação da onda de maré, aumentando a velocidade durante a vazante, especialmente durante a sizígia (CHACALTANA *et al.*, 2003; RIGO, 2004; MACIEL, 2004). Em suas simulações no SEIV, Chacaltana *et al.* (2003) observaram que quando a área do manguezal era desconsiderada, houve diminuição em até 45% nos valores da magnitude da velocidade.

4.2. MODELAGEM HIDRODINÂMICA E DE TRANSPORTE

Para estudar a hidrodinâmica do SEIV é utilizado a modelagem matemática usando os princípios físicos de conservação de massa, movimento, energia e substância. Não se pretende fazer todas as considerações na dedução das equações que fundamentam a mecânica dos fluidos e do transporte de massa e calor. A seguir são apresentados os modelos matemáticos da hidrodinâmica e do transporte de temperatura e salinidade em 3D, além das equações governantes presentes no modelo Delft3D.

4.2.1. Modelo matemático hidrodinâmico e de Transporte 3D

O modelo hidrodinâmico para a simulação do movimento da água é representado pelas equações da continuidade e de Navier-Stokes com média de Reynolds e fazendo-se a consideração de fluido incompressível. Esse conjunto de equações diferenciais parciais é escrito abaixo:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (7)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} \\ = g_x - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \left\{ \nu_v \left[-\frac{2}{3} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) + 2 \frac{\partial u}{\partial x} \right] \right\} \\ + \frac{\partial}{\partial y} \left[\nu_v \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right) \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[\nu_v \left(\frac{\partial w}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial z} \right) \right] \end{aligned} \quad (8)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} \\ = g_y - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial x} \left[\nu_v \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right) \right] \\ + \frac{\partial}{\partial y} \left\{ \nu_v \left[-\frac{2}{3} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) + 2 \frac{\partial v}{\partial y} \right] \right\} + \frac{\partial}{\partial z} \left[\nu_v \left(\frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial y} \right) \right] \end{aligned} \quad (9)$$

$$\begin{aligned}
& \frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} \\
& = g_z - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} \left[\nu_v \left(\frac{\partial w}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial z} \right) \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[\nu_v \left(\frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial y} \right) \right] \\
& + \frac{\partial}{\partial z} \left\{ \nu_v \left[-\frac{2}{3} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) + 2 \frac{\partial w}{\partial z} \right] \right\}
\end{aligned} \tag{10}$$

Onde g é a aceleração da gravidade (m/s^2); e ρ é a massa específica da água (kg/m^3); t é o tempo (s); u, v, w são as componentes x, y, z da velocidade (m/s); ν_v é a viscosidade cinemática turbulenta do fluido (m^2/s); e p é a pressão termodinâmica local (N/m^2).

A Equação 7 representa a equação da continuidade e é obtida do princípio da Conservação de Massa (CM) e as equações de Navier-Stokes são obtidas da conservação do *momentum*, Equação 8, Equação 9 e Equação 10 (FOX, MCDONALD e PRITCHARD, 2006). O modelo do transporte de substância e energia é representado por uma equação de advecção-difusão, dada pela expressão:

$$\frac{\partial c}{\partial t} + \frac{\partial uc}{\partial x} + \frac{\partial vc}{\partial y} + \frac{\partial wc}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D \frac{\partial c}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(D \frac{\partial c}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(D \frac{\partial c}{\partial z} \right) + FP \tag{11}$$

Onde c é a propriedade a ser transportada (salinidade ou temperatura), FP é o termo de produção interna da propriedade (fonte e/ou sumidouro) e D é o coeficiente de difusividade turbulenta (m^2/s).

Também é necessário aplicar a equação de estado para o fechamento do sistema de equações:

$$\rho = \rho(T, s) \tag{12}$$

Onde T é a temperatura e s a salinidade da água. Além disso, é necessária a imposição de condições de contorno e condição inicial. As equações acima são aplicadas para determinar a hidrodinâmica do estuário e não possuem solução analítica possível. Portanto, devem ser resolvidas numericamente. Na modelagem numérica as equações são escritas na forma discreta no espaço e no tempo, e resolvidas em pontos discretos de uma malha que representa a região de estudo.

Diversas estratégias têm-se desenvolvido para aplicar este conjunto de equações e representar de forma apropriada a modelagem de um corpo d'água com presença de uma superfície, interface água/ar, que propaga uma onda. Neste ponto será descrita a modelagem que é utilizada no modelo Delft3D para obter a hidrodinâmica da região de estudo.

4.2.2. O modelo Delft3D

Para estudar a hidrodinâmica do SEIV foi utilizado o modelo Delft3D (DELTARES, 2019) conforme já implantado para a área de estudo por Lacerda (2016) e Curbani (2016). Essa implementação inclui simulações tridimensionais, considerando dez camadas sigma na vertical. No caso deste trabalho, são utilizados dois diferentes cenários: um incluindo a forçante baroclínica, e outro incluindo a forçante barotrópica. A seguir é apresentada a descrição do modelo matemático hidrodinâmico, da modelagem da salinidade e temperatura, do cálculo massa específica pela equação de estado e das condições de contorno. Mais detalhes podem ser encontrados no manual do Delft3D (DELTARES, 2019).

O modelo matemático resolvido pelo Delft3D-FLOW utiliza o sistema de coordenadas sigma (σ) na vertical, e o sistema de coordenadas curvilíneas ortogonais na horizontal. A transformação sigma permite que a superfície da onda seja transformada em uma superfície plana horizontal. O mesmo ocorre com a superfície do fundo do corpo d'água. A Figura 5 apresenta um esquema ilustrativo de conversão de uma coordenada para a outra.

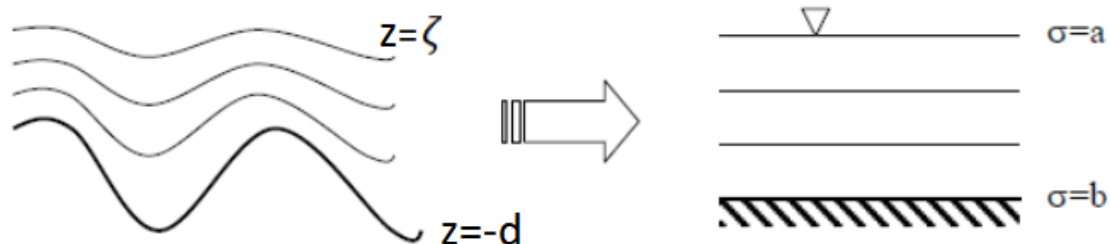


Figura 5: Transformação de coordenada “z” (esquerda) para coordenada sigma (direita). Fonte: Adaptado de Pandoe (2004).

Pode-se observar nesta figura que, em coordenadas sigma, as camadas verticais são uniformemente espaçadas ao caminhar de “a” até “b” (seus limites). Em coordenadas “z”, a espessura de cada camada vai depender tanto da profundidade da coluna de água, quanto da batimetria, quanto do movimento na superfície livre. É importante mencionar que é possível espaçar as diferentes camadas verticais sigma de maneira não uniforme. Geralmente, o mesmo número de camadas verticais em todas as posições de x e y, é recomendado para evitar problemas numéricos devido ao acréscimo ou subtração de camadas verticais, especialmente quando há grande diferença na batimetria, e quando as coordenadas horizontais são cartesianas (e não esféricas). Como a região estuarina possui uma batimetria bem variável, o sistema de coordenadas sigma se faz bastante útil e é adotado (PANDOE, 2004).

A Figura 6 apresenta os referenciais segundo os dois tipos de sistemas de coordenadas (sigma e cartesiana) utilizadas para representar as funções necessárias para a solução da hidrodinâmica e do transporte de salinidade e temperatura na direção vertical. Além disso, a mesma figura apresenta as variáveis na direção vertical para ficar mais fácil a compreensão da transformação entre os sistemas de coordenadas, que será apresentado pela Equação 13.

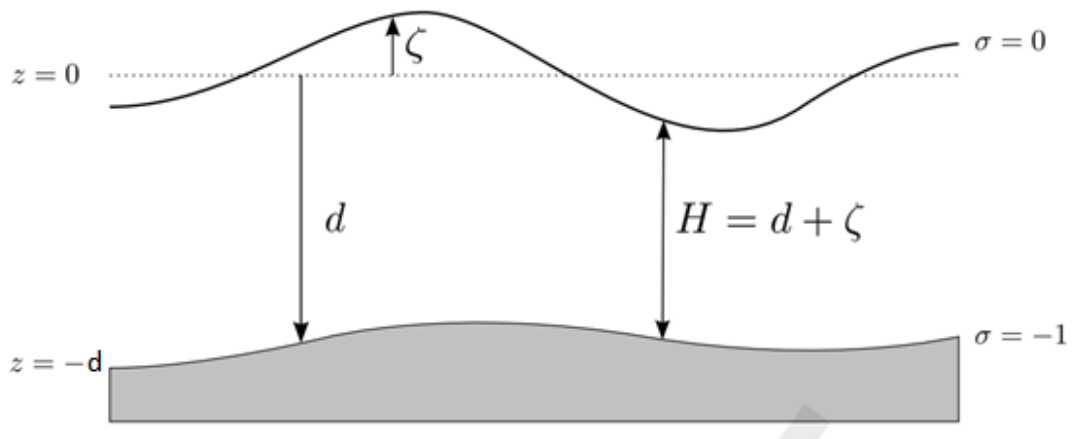


Figura 6: Sistema referenciado na vertical com variáveis verticais. Fonte: Adaptado de Deltareis (2019).

Considerando os sistemas de referência da Figura 6, tem-se que o sistema de coordenadas sigma está relacionado com o da coordenada vertical “z” através da Equação 13:

$$\sigma = \frac{z-\zeta}{d+\zeta} = \frac{z-\zeta}{H} \quad (13)$$

Em que z é a coordenada vertical no sistema de coordenadas cartesianas; d é a profundidade da água abaixo de um plano de referência (m); ζ é a elevação da superfície livre acima do nível de referência (m); e H é a profundidade total (m). É considerado que a função sigma varia de $\sigma = -1$ (fundo) até $\sigma = 0$ (superfície livre).

4.2.2.1. Modelagem Hidrodinâmica

É necessário utilizar o conceito de onda longa para resolver a hidrodinâmica. Portanto, é considerado que as acelerações verticais devido aos efeitos de empuxo e devido às variações abruptas da batimetria são pequenas quando comparadas com a aceleração gravitacional. Assim, a componente vertical da equação do *momentum* é reduzida à relação da pressão hidrostática, conforme a Equação 14:

$$\frac{\partial P}{\partial \sigma} = -g\rho H \quad (14)$$

Onde g é a aceleração da gravidade (m/s^2); e ρ é a massa específica da água (kg/m^3). Na Equação 15 é dada a pressão hidrostática após integração:

$$P = P_{atm} + gH \int_{\sigma}^0 \rho(x, y, \sigma', t) d\sigma' \quad (15)$$

Onde t é o tempo (s). Considerando a água com uma massa específica constante e tomando em conta a pressão atmosférica (P_{atm}), os gradientes de pressão são:

$$\frac{P_u}{\rho_0} = g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P_{atm}}{\partial x} \quad (16)$$

$$\frac{P_v}{\rho_0} = g \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P_{atm}}{\partial y} \quad (17)$$

Em que, P_u é a componente x do gradiente de pressão (m/s); e P_v é a componente y do gradiente de pressão (m/s). Logo, os gradientes da elevação da superfície livre com essa consideração são chamados de gradientes de pressão barotrópicos. A pressão atmosférica é tomada em conta durante simulações de tempestades. Além disso, é predominante dentre as forçantes externas durante eventos de tempestades.

Por outro lado, considerando a massa específica não uniforme, o valor local dela é relacionado aos valores de temperatura e salinidade pela equação de estado (Equação 1). A regra de Leibniz é utilizada para obter a seguinte expressão para os gradientes de pressão horizontais:

$$\frac{P_u}{\rho_0} = g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + g \frac{d+\zeta}{\rho_0} \int_{\sigma}^0 \left(\frac{\partial \rho}{\partial x} + \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} \frac{\partial \sigma}{\partial x} \right) d\sigma' \quad (18)$$

$$\frac{P_v}{\rho_0} = g \frac{\partial \zeta}{\partial y} + g \frac{d+\zeta}{\rho_0} \int_{\sigma}^0 \left(\frac{\partial \rho}{\partial y} + \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} \frac{\partial \sigma}{\partial y} \right) d\sigma' \quad (19)$$

O primeiro termo (depois da igualdade) na Equação 18 e Equação 19 representa o gradiente de pressão barotrópico (sem os gradientes de pressão atmosférica) e o segundo termo (depois da igualdade) representa o gradiente de pressão baroclínico.

No gradiente horizontal uma derivativa vertical é introduzida em consequência da transformação para coordenadas sigma.

Finalmente, as equações de águas rasas tridimensionais hidrostáticas, mostradas em coordenadas cartesianas retangulares na horizontal e em coordenadas σ na vertical, são apresentadas na Equação 20, Equação 21 e Equação 22 (GERRITSEN et al., 2007):

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\omega}{d+\zeta} \frac{\partial u}{\partial \sigma} - f v = -\frac{1}{\rho} P_u + F_u + \frac{1}{(d+\zeta)^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\nu_v \frac{\partial u}{\partial \sigma} \right) \quad (20)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\omega}{d+\zeta} \frac{\partial v}{\partial \sigma} + f u = -\frac{1}{\rho} P_v + F_v + \frac{1}{(d+\zeta)^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\nu_v \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right) \quad (21)$$

$$\frac{\partial \omega}{\partial \sigma} = -\frac{\partial \zeta}{\partial t} - \frac{\partial [(d+\zeta)u]}{\partial x} - \frac{\partial [(d+\zeta)v]}{\partial y} + H(q_{in} - q_{out}) + Pr - E \quad (22)$$

Onde f é o parâmetro de Coriolis (1/s); $F_{u,v}$ são as componentes x e y das forças externas (N/m²); u, v, w são as componentes x, y, z da velocidade (m/s); ν_v é a viscosidade cinemática turbulenta (m²/s); q_{in} representa fonte local por unidade de volume (1/s); q_{out} representa sumidouro local por unidade de volume (1/s); Pr é a precipitação (m/s); E é a evaporação (m/s).

As velocidades verticais ω , no sistema de coordenadas σ , são computadas a partir da equação da continuidade integrada na vertical do fundo até um nível σ ($-1 \leq \sigma \leq 0$), apresentada na Equação 23 (GERRITSEN et al., 2007).

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial [(d+\zeta)u]}{\partial x} + \frac{\partial [(d+\zeta)v]}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial \sigma} = Q \quad (23)$$

A variável ω é a velocidade vertical relativa ao plano σ em movimento, podendo ser interpretada como a velocidade associada aos movimentos de subida e descida.

A velocidade vertical w no sistema de coordenadas cartesianas $x - y - z$ pode ser expressa em termos de velocidades horizontais, profundidade, nível da água e velocidade vertical σ de acordo com a Equação 24 (GERRITSEN et al., 2007):

$$w = \omega + u \left(\sigma \frac{\partial H}{\partial x} + \frac{\partial \zeta}{\partial x} \right) + v \left(\sigma \frac{\partial H}{\partial y} + \frac{\partial \zeta}{\partial y} \right) + \left(\sigma \frac{\partial H}{\partial t} + \frac{\partial \zeta}{\partial t} \right) \quad (24)$$

Na Equação 23, Q representa as contribuições por unidade de área devido à descarga (q_{in}) ou à captação de água (q_{out}), precipitação (P_r) e evaporação (E) apresentadas na Equação 25 (GERRITSEN et al., 2007):

$$Q = H \int_{-1}^0 (q_{in} - q_{out}) d\sigma + P_r - E \quad (25)$$

As forças F_u e F_v na Equação 20 e Equação 21 (equações horizontais de *momentum*) representam o desequilíbrio das tensões de Reynolds horizontais. As tensões de Reynolds são modeladas usando o conceito de viscosidade turbulenta (para detalhes, consultar Rodi (1984)). O coeficiente de viscosidade turbulenta horizontal é definido no Delft3D-FLOW por:

$$v_H = v_{SGS} + v_V + v_H^{back} \quad (26)$$

Em que v_{SGS} é o coeficiente de viscosidade turbulenta devido ao modelo de turbulência em escala sub-grade, e v_H^{back} é o coeficiente de viscosidade horizontal de *background* (definido pelo usuário).

O coeficiente v_V é definido como a turbulência tridimensional e, em simulações 3D, é computado utilizando um modelo de fechamento para turbulência 3D. Para modelos de fechamento de turbulência é necessário que o usuário especifique um valor de coeficiente de viscosidade turbulenta vertical de *background* (v_V^{back}), constante no espaço e no tempo, que sirva de valor de referência para o coeficiente de viscosidade turbulenta vertical nas equações de *momentum* (Equação 20 e Equação 21). Logo, v_V é definido por:

$$v_V = v_{mol} + \max(v_{3D}, v_V^{back}) \quad (27)$$

Em que v_{mol} é a viscosidade cinemática da água, e v_{3D} é calculada pelo modelo de fechamento de turbulência.

4.2.2.2. Modelagem da salinidade e temperatura

O transporte de salinidade e temperatura é modelado pela equação de advecção-difusão, apresentada na Equação 28 na forma conservativa em coordenadas cartesianas na horizontal e coordenadas σ na vertical. São incluídos termos de fonte e sumidouro e processos de decaimento de primeira ordem, apesar de não serem considerados para a salinidade e temperatura.

$$\frac{\partial[(d+\zeta)c]}{\partial t} + \frac{\partial[(d+\zeta)uc]}{\partial x} + \frac{\partial[(d+\zeta)vc]}{\partial y} + \frac{\partial(\omega c)}{\partial \sigma} = \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(D_H (d + \zeta) \frac{\partial c}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(D_H (d + \zeta) \frac{\partial c}{\partial y} \right) \right] + \frac{1}{d+\zeta} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[D_V \frac{\partial c}{\partial \sigma} \right] + -\lambda_d (d + \zeta) c + S \quad (28)$$

Na Equação 28, λ_d representa os processos de decaimento de primeira ordem; c é a concentração da massa; e D_H e D_V representam respectivamente a difusividade horizontal e a difusividade vertical; e S representa os termos de fonte e sumidouro por unidade de área devido a uma fonte (descarga, q_{in}), ou a um sumidouro (retirada/captação, q_{out}) de água, e/ou devido a troca de calor pela superfície livre (Q_{tot}):

$$S = (d + \zeta)(q_{in}c_{in} - q_{out}c) + Q_{tot} \quad (29)$$

O coeficiente de difusão horizontal D_H é definido por:

$$D_H = D_{SGS} + D_V + D_H^{back} \quad (30)$$

Em que D_{SGS} é a difusão devido ao modelo de turbulência em escala sub-grade. É importante observar que na Equação 30, um dos coeficientes de difusão horizontal é definido pelo usuário (D_H^{back} – coeficiente de difusividade turbulenta horizontal de *background*). O motivo da arbitrariedade para esse coeficiente é que esse parâmetro pode ser usado para calibração independentemente do valor da viscosidade turbulenta horizontal. O coeficiente de difusividade turbulenta depende do constituinte em estudo. O coeficiente de difusão vertical é definido por:

$$D_V = \frac{\nu_{mol}}{\sigma_{mol}} + \max(D_{3D}, D_V^{back}) \quad (31)$$

Em que D_{3D} é a difusão devido ao modo de turbulência na direção vertical, e σ_{mol} é tanto o número de Prandtl molecular, quanto a difusão de calor, ou o número de Schmidt para difusão de material dissolvido. Para escoamento em águas rasas o tensor tensão e o tensor difusão são anisotrópicos. O coeficiente de viscosidade turbulenta horizontal (ν_H) é muito maior que o vertical (ν_V), e, tipicamente, D_H é maior que D_V . Ambos D_H e ν_H são uma superposição de três partes: a parte devido a “turbulência 2D”; a parte devido a contribuição da turbulência 3D (D_{3D} e ν_{3D}); e a parte devido a viscosidade molecular (GERRITSEN et al., 2007).

A parte devido a “turbulência 2D” está associada a contribuição dos movimentos horizontais e as forçantes que não podem ser resolvidas (“escala de turbulência em sub-grade”) pela malha horizontal (médias de Reynolds). A parte 3D é referida com uma turbulência tridimensional e é computada de acordo com um dos seguintes modelos de turbulência: $k - \varepsilon$; $k - L$; algébrico; e constante. O modelo de turbulência escolhido no presente trabalho foi o $k - \varepsilon$.

Com relação ao fluxo de calor pela superfície livre (Q_{tot}), presente na Equação 29, sua contabilização é feita segundo o balanço de calor explicitado na Equação 32:

$$Q_{tot} = Q_{sn} + Q_{an} - Q_{br} - Q_{ev} - Q_{co} \quad (32)$$

Onde Q_{sn} é a radiação solar incidente líquida (onda curta, em J/m²s), Q_{an} é a radiação atmosférica incidente líquida (onda longa, em J/m²s), Q_{br} é a radiação emitida pela água de volta para o ar (onda longa, em J/m²s), Q_{ev} é o fluxo de calor evaporativo (calor latente, em J/m²s), e Q_{co} é o fluxo de calor convectivo (calor sensível, em J/m²s).

A mudança de temperatura na camada sigma mais superficial da água (T_s , em °C) é dada pela Equação 33:

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = \frac{Q_{tot}}{\rho_w c_p \Delta z_s} \quad (33)$$

Onde c_p é o calor específico da água do mar (igual a $3930 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}$), ρ_w é a densidade específica da água (kg/m^3), e Δz_s é a espessura da camada sigma mais superficial da água (m). Importante ressaltar que, no Delft3D-FLOW, a troca de calor no leito é considerada igual a zero. Esse fato pode levar a previsões superestimadas de temperatura em lâminas de água rasas. Além disso, o efeito da precipitação na temperatura da água não é levado em consideração. Informações sobre o cálculo dos fluxos de calor da Equação 32 podem ser consultados em Deltares (2019), Gill (1982) e Lane (1989), em que o módulo escolhido para o cálculo dessas variáveis foi o *Ocean Heat Flux*.

4.2.2.3. Equação de Estado

Também é resolvida a equação de estado para a massa específica. Com relação a essa equação, no Delft3D-FLOW é possível escolher entre duas formulações diferentes: Eckart ou UNESCO. Como já mencionado, a massa específica (ρ) é função da salinidade (s) e da temperatura (T). No caso deste estudo, foi escolhida a formulação segundo a UNESCO (1981), descrita na Seção 3.1. Também é resolvida a equação de estado para a energia interna (em função da temperatura e do calor específico a volume constante).

4.2.2.4. Condição de contorno

Para a resolução numérica das equações diferenciais parciais (EDPs) é necessário a imposição de condições iniciais e de condições de contorno para as variáveis em questão. Nesta seção as condições de contorno impostas para cada variável serão descritas. As condições de contorno nesse trabalho podem ser divididas em condições de contorno vertical (fundo e superfície livre), e condições de contorno laterais (contorno fechado e aberto).

4.2.2.4.1. Condição de contorno vertical

Em referência a condição de contorno vertical, foi adotada a condição de impermeabilidade no fundo e na superfície livre. Considerando o sistema de coordenadas sigma, em que no fundo $\sigma = -1$, e na superfície $\sigma = 0$, essa condição permite afirmar que:

$$\omega|_{\sigma=-1} = 0 \quad \text{e} \quad \omega|_{\sigma=0} = 0 \quad (34)$$

No fundo, também é imposta as seguintes condições de contorno para as equações de *momentum* (VAN RIJN *et al.*, 2003):

$$\left. \frac{v_V}{H} \frac{\partial u}{\partial \sigma} \right|_{\sigma=-1} = \frac{\tau_{bx}}{\rho_0} \quad \text{e} \quad \left. \frac{v_V}{H} \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right|_{\sigma=-1} = \frac{\tau_{by}}{\rho_0} \quad (35)$$

Em que τ_{bx} e τ_{by} são componentes da tensão de cisalhamento do fundo. Essas variáveis incluem os efeitos da interação onda-corrente, quando considerados, e seus cálculos são baseados em um campo de escoamento bidimensional (2DH), iniciado a partir da velocidade próxima ao fundo considerando perfil logarítmico. Importante afirmar que esta abordagem é utilizada tanto em simulações 2DH quanto em simulações 3D. Em simulações 2DH, ao ser induzida por um escoamento turbulento, a tensão cisalhante do fundo ($\vec{\tau}_b$, com unidade em N/m^2) é calculada por uma formulação quadrática:

$$\vec{\tau}_b = \frac{\rho_0 g \vec{U} |\vec{U}|}{C_{2D}^2} \quad (36)$$

Onde $|\vec{U}|$ é a magnitude da velocidade horizontal integrada na vertical, e C_{2D}^2 é o coeficiente de rugosidade de Chézy em escoamentos bidimensionais ($m^{\frac{1}{2}}/s$). O

coeficiente de rugosidade de Chézy pode ser calculado a partir das formulações de Chézy, Manning e White-Colebrook (DELTARES, 2019). No presente trabalho será utilizada a formulação de Manning, em que o coeficiente de rugosidade de Chézy é função do coeficiente de Manning (n , com unidade em $m^{-1/3}s$) e da profundidade total (H):

$$C_{2D}^2 = \frac{\sqrt[6]{H}}{n} \quad (37)$$

No entanto, é possível relacionar o coeficiente de rugosidade de Chézy com o comprimento da rugosidade de Nikuradse (k_s) por meio da formulação de White-Colebrook:

$$C_{2D}^2 = 18^{10} \log \left(\frac{12H}{k_s} \right) \quad (38)$$

Para modelos 3D (caso das aplicações feitas neste estudo), a tensão cisalhante do fundo ($\overrightarrow{\tau_b}$) é relacionada com a corrente imediatamente acima do leito:

$$\overrightarrow{\tau_b} = \frac{\rho_0 g \overrightarrow{u_b} |\overrightarrow{u_b}|}{C_{3D}^2} \quad (39)$$

Onde $|\overrightarrow{u_b}|$ é a magnitude da velocidade do escoamento na camada logo acima do leito, e C_{3D}^2 é o coeficiente de rugosidade de Chézy em escoamentos tridimensionais. Considera-se que o primeiro ponto imediatamente acima do leito encontra-se na camada limite do fundo, que o perfil de velocidade é logarítmico e que a altura da rugosidade do fundo (z_0) é muito menor que a profundidade (H). Ao estimar z_0 a partir da obtenção de C_{2D} utilizando a relação de Nikuradse (1933) para paredes rugosas, C_{3D} é calculado como:

$$C_{3D} = \frac{\sqrt{g}}{k} \ln \left(1 + \frac{\Delta z_b}{2z_0} \right) \quad (40)$$

E em que, a altura da rugosidade do fundo (z_0) é calculada como:

$$z_0 = \frac{H}{e^{1 + \frac{kC_{2D}}{\sqrt{g}}} - e} \quad (41)$$

Como há uma consideração de perfil logarítmico de velocidade, esse método não é acurado para escoamentos estratificados e dominados pelo vento, pois, nesses casos, o perfil de velocidade afastaria expressivamente do perfil considerado.

As características da composição do solo de fundo (uso e ocupação) são empregadas para determinar a rugosidade e a resistência ao escoamento. Neste estudo utiliza-se a formulação de van Rijn (2007) para calcular o coeficiente de rugosidade de Manning, e o modelo de vegetação rígida é empregado para representar a resistência do escoamento induzida pela vegetação de mangue.

Em relação a condição de contorno vertical da superfície livre, é necessário determinar como se dará a atuação do vento. Neste caso, o vento atuará promovendo uma tensão de cisalhamento na superfície, que é responsável por transferir quantidade de movimento para a lâmina de água. Similarmente a condição de contorno na de fundo ($\sigma = -1$) a condição de contorno na superfície livre ($\sigma = 0$) é equacionada nas equações de *momentum* como:

$$\left. \frac{v_V}{H} \frac{\partial u}{\partial \sigma} \right|_{\sigma=0} = \frac{1}{\rho_0} |\vec{\tau}_s| \cos(\theta) \quad \text{e} \quad \left. \frac{v_V}{H} \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right|_{\sigma=0} = \frac{1}{\rho_0} |\vec{\tau}_s| \sin(\theta) \quad (42)$$

Onde, θ é o ângulo entre a direção local da linha de grade e a tensão cisalhante na superfície ($\vec{\tau}_s$). Quando não há vento, a tensão cisalhante na superfície é nula. No modelo, a expressão quadrática a seguir define a magnitude da tensão cisalhante em função da velocidade de fricção:

$$|\vec{\tau}_s| = \rho_a C_d U_{10}^2 \quad (43)$$

Onde U_{10} é a velocidade do vento a vez metros de altura, C_d é o coeficiente de arrasto do vento e é função de U_{10} e ρ_a é a massa específica do ar. No modelo é possível considerar o vento variando no espaço e tempo, além de poder ser definido juntamente com a pressão atmosférica.

Para a formulação do coeficiente de arrasto do vento (C_d) existem várias propostas que vêm sendo desenvolvidas por diversos autores (SMITH e BANKE 1975; GARRATT, 1977; LARGE e POND, 1981; KUMAR *et al.*, 2009).

A formulação utilizada no presente trabalho para o domínio do Sistema Estuarino da Ilha de Vitória (SEIV, ver Seção 4.4) foi a proposta por Smith e Branke (1975), que é frequentemente utilizada em trabalhos que utilizam os modelos Delft3D e MIKE 21, pois se apresenta mais apropriada para o uso em domínios estuarinos e costeiros. Com relação aos domínios de maior abrangência espacial e menor resolução espacial, os quais foram utilizados no sistema de grades aninhadas para fornecer condições de contorno de elevação da lâmina de água e velocidades horizontais ao domínio SEIV, foi utilizada a formulação de Large e Pond (1981), pois se apresenta mais apropriada para domínios oceânicos.

Com relação a condição de contorno na vertical para o transporte de massa, é considerado que os fluxos verticais através da superfície livre e do fundo são nulos (VAN RIJN e WALSTRA, 2003). Já com relação ao fluxo de calor pela superfície livre,

seu cálculo é dado na Seção 4.2.2.2. As condições de contorno verticais com relação a equação de transporte de substância são melhor explicadas na Seção 4.2.2.4.3.

4.2.2.4.2. Condição de contorno lateral

A condição de impenetrabilidade e não-deslizamento é imposta nos contornos laterais fechados, os quais representam o limite entre água e terra (e.g., linha de costa e ilhas). Portanto a velocidade nesses contornos é nula.

Com relação a condição de contorno lateral aberta, que são limites da grade numérica que fazem fronteira com a água externa ao grid, é necessário especificar uma das seguintes condições: nível da água, velocidade (perpendicular ao contorno), vazão, ou Riemann (condição de contorno fracamente reflexiva). Condições do tipo Riemann são capazes de relacionar as velocidades normais ao contorno com elevações (VERBOOM e SLOB, 1984). As condições de contorno usadas nos contornos abertos do domínio são descritas na Seção 4.4.1. Com relação a condição de contorno lateral para a equação de transporte de substância, esse tema foi abordado na Seção 4.2.2.4.3.

4.2.2.4.3. Condição de contorno vertical e lateral para a equação de transporte de substância (advecção-difusão)

A condição de contorno vertical, com relação ao fluxo difusivo através da superfície livre e do leito é zero (Equação 44 e Equação 45). A exceção a essa regra é o fluxo de calor na superfície livre, que é resolvido pelo modelo de fluxo de calor (*Ocean Heat Flux*), e o fluxo de sedimento no leito, que é resolvido pelo modelo de transporte de sedimentos.

$$\left. \frac{D_V}{H} \frac{\partial c}{\partial \sigma} \right|_{\sigma=0} = 0 \quad (44)$$

$$\left. \frac{D_V}{H} \frac{\partial c}{\partial \sigma} \right|_{\sigma=-1} = 0 \quad (45)$$

A respeito dos contornos laterais fechados, ao fluxo difusivo através dele é zero. Com relação aos contornos laterais abertos, quando há a entrada de substância no domínio, é necessário aplicar uma condição de contorno. No entanto, quando há saída de substância pelo contorno aberto, esta deve ser realizada livremente, e a concentração deve ser determinada pela advecção que ocorre no interior do domínio. Os fluxos dispersivos através do contorno aberto são considerados nulos, tanto na entrada quanto na saída.

A condição de contorno conhecida como Thatcher-Harleman impõe que durante a entrada de substância no domínio é necessária a especificação da concentração da substância, e essa concentração pode ser em função da concentração que atravessou o contorno quando houve saída de substância (THATCHER e HARLEMAN, 1972).

Uma vez imposta essa condição de contorno, ela ajuda a evitar descontinuidade nas concentrações de substância durante mudança de direção do escoamento no contorno aberto, como acontece ao longo de um ciclo de maré. Quando aplicada é definido um tempo de retorno no contorno, que equivale ao tempo de transição da concentração no contorno que se estabeleceu durante a saída do escoamento através do contorno e a que é imposta no contorno originalmente (para a entrada). Portanto, a variação da concentração da substância, quando há mudança de direção do escoamento no contorno ocorre suavemente, variando de acordo com uma função senoidal (DELTARES, 2019).

É possível escolher entre quatro tipos de perfis verticais de substância a serem especificados no contorno aberto: a) perfil uniforme, em que a concentração é uniforme ao longo da vertical; b) perfil linear, em que a concentração deve ser especificada na superfície e perto do fundo, em que os valores intermediários são interpolados; c) perfil interrompido (*“Step profile”*), o qual é igual ao linear, no entanto

a posição vertical de descontinuidade é fornecida; d) perfil 3D, em que a série temporal de concentração é fornecida para cada camada do modelo 3D. O perfil utilizado neste trabalho foi o perfil vertical uniforme para a concentração da substância nos contornos laterais abertos.

4.3. NÚMERO DE RICHARDSON

Com relação ao número de Richardson, que já teve seu cálculo mencionado na Equação 6, tem também sua fórmula dada pelo Delft3D-FLOW, explicitada na Equação 46:

$$Ri = \frac{-g\partial\rho/\partial z}{\rho[(\partial u/\partial z)^2 + (\partial v/\partial z)^2]} \quad (46)$$

Essa formulação considera que há velocidade tanto na direção x, quanto na direção y, diferentemente da Equação 6, dada por Dyer (1997).

4.4. DESCRIÇÃO DA IMPLEMENTAÇÃO DO MODELO NUMÉRICO

Foi utilizado um sistema de grades aninhadas retangulares (Figura 7 e Tabela 1), com coordenadas σ de uma camada na vertical (2DH), exceto o domínio SEIV (Figura 7 e Tabela 1), que possui coordenada σ de dez camadas na vertical e é, portanto, tridimensional (CURBANI, 2016; LACERDA, 2016).



Figura 7: Sistema de grades aninhadas da modelagem hidrodinâmica (L1, L2, L3 e L4 – SEIV). Fonte: Curbani (2016) e Lacerda (2016).

Tabela 1: Características do sistema de grades aninhadas. Fonte: Curbani (2016) e Lacerda (2016).

Domínio	Coordenadas Geográficas (graus decimais)		Resolução horizontal da grade
	Latitude	Longitude	
L1	-46,004990	-67,683432	1/12°
	-11,107052	-17,988139	
L2	-21,966058	-40,998266	1/36°
	-16,906462	-35,049066	
L3	-20,793688	-40,582035	1/108°
	-19,891591	-39,484633	
SEIV	-20,391339	-40,249387	Variável (14 – 270m)
	-20,217141	-40,203001	

4.4.1. Condições iniciais e de contorno

Para a resolução numérica das equações diferenciais parciais (EDPs) é necessário a imposição de condições iniciais e de condições de contorno para as variáveis em questão. Estas condições estão descritas nesta seção para cada variável.

O modelo implantado utiliza condições de contorno de Riemann (VERBOOM e SLOB, 1984). No domínio L1, os dados de entrada de elevação foram calculados com base nos valores de amplitude e fase dos harmônicos de maré provenientes do modelo TPXO (EGBERT e EROFEEVA, 2002). Para o cálculo dos dados de elevação do contorno de L1 foram utilizados 13 harmônicos de maré: M2, S2, N2, K1, O1, Q1, Mf, Mm, M4, MS4, MN4. As séries de elevação e corrente dos demais domínios (L2, L3 e SEIV) foram extraídas das resultantes da maré astronômica e de forçantes atmosféricas simuladas em seus respectivos domínios maiores. Foram definidas condições iniciais do tipo partida a frio para elevação da superfície e velocidade, sendo o modelo inicializado com velocidade nula para todos os domínios, e elevação máxima para o SEIV, ou elevação zero para os domínios de L1 a L3.

Já com relação as condições iniciais de temperatura e salinidade em todo o domínio, utilizou-se valores uniformes de 24°C e 36 ppt, respectivamente. Tais valores estão de acordo com os dados proporcionados por Oliveira (2006).

Para aquecimento das variáveis de salinidade e temperatura, considerou-se um período de um mês para o modelo, período apresentado como superior ao tempo de residência da maior parte da região estuarina do domínio. Esse fato assegura que, no período de análise dos resultados, os campos de temperatura e salinidade já tenham estabelecido uma distribuição horizontal representativa.

O fluxo da quantidade de movimento entre oceano e atmosfera foi parametrizado através da lei quadrática para a velocidade do vento, com o coeficiente de fricção calculado a partir da formulação de Large e Pond (1981) (para os domínios L1, L2 e L3) e da formulação de Smith e Banke (1975) (para o domínio SEIV). Para esses cálculos os autores utilizaram dados das componentes x e y da velocidade do vento

e da pressão atmosférica das reanálises-II do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP-II).

Para calcular o fluxo de calor através da superfície, o modelo *Ocean Heat Flux* foi aplicado, o qual calcula o fluxo de calor considerando a umidade relativa, a temperatura do ar e a cobertura de nuvens, podendo computar a radiação e a perda de calor devido à evaporação e à convecção, sendo que o fornecimento da radiação solar líquida é opcional (DELTARES, 2019). Neste trabalho foram adotados valores diários uniformes para a temperatura, umidade relativa e cobertura de nuvens provenientes do NCEP-II (reanálises II do *National Centers for Environmental Prediction*), com profundidade de Secchi de 1,2 m (valor médio da base dados do SEIV) e números de Stanton (c_h) e Dalton (c_e) iguais a $1,1 \times 10^{-3}$. O número de Dalton está relacionado ao coeficiente de transferência que controla o fluxo de calor evaporativo, e o número de Stanton está associado ao coeficiente de transferência que controla o fluxo de calor convectivo (LACERDA, 2016).

No eixo horizontal, especificamente no contorno do domínio da grade aonde se encontra o limite entre a água e a terra (contorno lateral fechado), a velocidade é nula. Portanto tem-se as condições de impenetrabilidade e não-deslizamento ali.

Com relação a representação da resistência ao fluxo de água induzida pela vegetação de mangue no SEIV, utilizou-se um modelo 3D de vegetação rígida, em que tipos de elementos da vegetação (e.g., tronco de árvores, raízes ou plantas) são representados no ponto de grade. Esses elementos são representados por cilindros rígidos no modelo de vegetação, e a influência tridimensional da vegetação é considerada no modelo hidrodinâmico no arrasto e na turbulência. Essa representação é feita de modo idêntico nas simulações 2DH.

Portanto, o valor do coeficiente de arrasto da vegetação (CD) foi definido como igual a dois (2), como visto na calibração de um modelo local realizado por Lacerda *et al.* (2015). Valor esse condizente com valores obtidos por Struve, Falconer e Wu (2003) e Horstman *et al.* (2013). A densidade de árvores foi definida como 0,15 [árvores/m²] com base em levantamentos locais presentes no trabalho de Vale (2006). Quanto à

geometria de cada árvore, foi utilizada uma esquematização realizada por Horstman *et al.* (2013) para árvores do gênero *Rhizophora*, muito frequente na região de mangue da Baía de Vitória (VALE, 2006).

Além disso, no domínio SEIV foi utilizado um preditor de rugosidade baseado em van Rijn (2007). A distribuição da mediana do diâmetro do sedimento de fundo na área de estudo foi definida por Brant (2012) e Veronez, Bastos e Quaresma (2009).

Na região semifechada do SEIV, as condições de contorno para hidrodinâmica foram a vazão, temperatura e salinidade dos tributários: rios Santa Maria da Vitória, Bubu, Aribiri e Marinho; e dados de vento a dez metros e pressão atmosférica ao nível do mar do NCEP II. Os dados de vento foram interpolados para a grade de estudo, fornecendo condição de contorno de superfície a cada passo de tempo. Os dados NCEP II foram utilizados, apesar da baixa resolução espacial, em função da não disponibilidade de dados de estações meteorológicas locais para todos os períodos simulados, enquanto os dados das reanálises NCEP/DOE AMP-II (NCEP II), dispõem de dados diários e mensais desde 1979 (KANAMITSU *et al.*, 2002).

As vazões dos tributários foram obtidas e utilizadas de acordo com dados disponibilizados no HidroWeb pela Agência Nacional de Águas (ANA), apenas para o Rio Santa Maria da Vitória, e dados fornecidos pelo Instituto Estadual do Meio Ambiente (IEMA), que contém dados de demais tributários. Com relação as simulações de 2012, foram utilizados dados disponibilizados pelo IEMA, adotando valores constantes ao longo da simulação. Os dados de temperatura e salinidade também foram fornecidos pelo IEMA para o mesmo período, sendo que foram consideradas a média das medidas feitas no contorno (Tabela 2).

Tabela 2: Vazão residual (~12,5h de medida) dos tributários da Baía de Vitória. Os valores foram obtidos ao longo de um ciclo de maré de sizígia. Fonte: Lacerda (2016).

Tributário	Data	Vazão residual (m³/s)	Temperatura (°C)	Salinidade (ppt)
Bubu	17/10/2012	0,60	24	0
Marinho	16/10/2012	1,54	23	17
Aribiri	19/10/2012	1,34	26	20
St. Maria da Vitória	18/10/2012	13,75	24	0

O Canal dos Escravos foi considerado como uma fonte pontual, com vazão de 0,064 m³/s (15/10/2012). Os dados da Tabela 2 foram utilizados nas simulações realizadas para o ano de 2012, utilizadas para a validação indireta da temperatura e salinidade.

Com relação as simulações realizadas para o ano de 1999, utilizadas na avaliação do modelo hidrodinâmico com base em dados medidos de corrente e elevação, os dados de vazão disponibilizados no portal HidroWeb para a estação de Santa Leopoldina correspondentes ao Rio Santa Maria da Vitória foram utilizados, sendo apenas esse rio considerado dentre os tributários. As médias diárias da vazão do Rio Santa Maria da Vitória, obtidas no portal HidroWeb, foram interpoladas linearmente no tempo para cada passo de tempo de simulação. Os dados de temperatura do Rio Santa Maria da Vitória foram utilizados com base no trabalho de Macina e Mendonça (2000), e a salinidade dos tributários foi considerada como zero.

Os dados de temperatura e salinidade impostos no contorno oceânico do SEIV, são provenientes das reanálises HYCOM/NCODA (*HYbrid Coordinate Ocean Model/ Navy Coupled Ocean Data Assimilation*). Os dados e maiores informações são disponibilizados no site do modelo: hycom.org.

Importante salientar que os dados de salinidade e temperatura citados acima (nesta mesma seção) são referentes aos dados de entrada das simulações baroclínica. No caso da simulação barotrópica a salinidade e a temperatura foram consideradas constantes ao longo do espaço e do tempo, iguais a 30 ppt e 24°C, respectivamente.

4.4.2. Demais implementações

Para a malha computacional foram interpolados dados de batimetria global GEBCO08, dados de cartas náuticas da Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN) da Marinha do Brasil e dados locais do SEIV provenientes do modelo digital de terreno do Laboratório de Simulação de Escoamentos com Superfície Livre (Labesul) e IEMA (Instituto Estadual de Meio Ambiente e Recursos Hídricos). Pode se observar na Figura 4, os dados interpolados para o domínio SEIV.

Com relação ao modelo de turbulência, a contribuição da parte 3D da turbulência é calculada segundo o modelo de turbulência $k - \varepsilon$.

Com relação a discretização espacial dos termos advectivos horizontais, o Delft3D-FLOW admite a escolha de um entre três métodos: o cíclico (STELLING e LEENDERTSE, 1992), o WAQUA (STELLING, 1984) e o *Flooding* (STELLING e LEENDERTSE, 1992). Segundo Deltares (2019), o método que mais se adequa a ambientes costeiros é o método cíclico. Ademais, é considerado computacionalmente eficiente, com acurácia ao menos até segunda ordem e permanece estável com valores para o número de *Courant* de até 10 (LESSER, 2009). Portanto, esse foi o método utilizado.

4.5. AVALIAÇÃO DA INFLUÊNCIA DA FORÇANTE BAROCLÍNICA NA HIDRODINÂMICA DO ESTUÁRIO

Como passo inicial para se avaliar a influência da forçante baroclínica na hidrodinâmica do estuário, dois cenários foram implementados: baroclínico (BC) e barotrópico (BT) (Tabela 3). Ambas as simulações são tridimensionais e foram realizadas entre os dias 01/03 e 30/04 do ano de 1999, conforme a disposição da série histórica de dados medidos de elevação e corrente. Importante lembrar que para aquecimento das variáveis de salinidade e temperatura, considerou-se um período de um mês para o modelo, período apresentado como superior ao tempo de residência da maior parte da região estuarina do domínio.

Tabela 3: Descrição das simulações realizadas.

Cenários	Descrição	
	Resumida	Completa
BT	Maré (astronômica e meteorológica), vento, pressão atmosférica, discretização vertical de 10 camadas sigma	i)
BC	Maré (astronômica e meteorológica), vento, pressão atmosférica, discretização vertical de 10 camadas sigma, temperatura, salinidade	ii)

- i) Nesta simulação foram consideradas a maré, os campos de pressão atmosférica e de vento, e, além disso, houve uma discretização vertical de dez (10) camadas sigma, com maior refinamento na superfície e no fundo. Este cenário foi simulado no modo barotrópico, ou seja, sem variar a massa específica no espaço e no tempo (salinidade igual a 30 ppt e temperatura igual a 24°C);
- ii) Simulação em que se considerou todas as forçantes citadas anteriormente, porém a simulação ocorreu no modo baroclínico, em que os dados de entrada de temperatura e salinidade (condição inicial e condição de contorno) foram especificados na Seção 4.4.1 e são variáveis calculadas ao longo do espaço e do tempo.

A grade numérica utilizada possui uma resolução espacial na horizontal de cerca de 25x60 m na região correspondente ao local dos dados medidos. Um passo de tempo de 15 segundos foi utilizado, de forma a garantir valores de número de *Courant* em torno de 10 para todo domínio computacional, o qual possui resolução horizontal entre 14 e 270 m. Com relação ao eixo vertical, a divisão, em porcentagem, de cada camada sigma foi de: 2% (camada 1); 4% (camada 2); 8% (camada 3); 15% (camada 4); 21% (camada 5); 21% (camada 6); 15% (camada 7); 8% (camada 8); 4% (camada 9); 2% (camada 10).

É interessante ressaltar que o presente trabalho utilizou as mesmas implementações feitas por Lacerda (2016), e que, dentre os cenários por ele simulados, o 2DH baroclínico foi calibrado e validado com dados medidos de 1999 e 2002, respectivamente. Como houve essa calibração e validação dos parâmetros de forma satisfatória, a implementação feita pelo autor citado obtém resultados satisfatórios com relação a hidrodinâmica local, motivo pelo qual se escolheu implementar as simulações do presente trabalho com os mesmos parâmetros do modelo previamente validado citado acima. Portanto é possível afirmar que as simulações do presente trabalho utilizaram parâmetros já validados.

Também é importante salientar que a simulação BC, implantada no presente trabalho, tem o cenário de forçantes e a abordagem tridimensional igual a um dos cenários apresentados no trabalho de Lacerda (2016) (além dos demais parâmetros, que também são iguais aos implementados por ele). Porém, o objetivo do trabalho de Lacerda (2016) foi estudar o transporte de sedimentos na Baía de Vitória, não contemplando a estratificação. Além disso, como os resultados completos de saída do modelo não estavam disponíveis, apenas os processados (séries e mapas específicos), foi necessário rodar o modelo novamente. Desse modo, foi possível obter os resultados para todos elementos de grade e todos instantes de tempo. Portanto, mesmo tendo os parâmetros já validados e uma das simulações igual a um dos cenários apresentados por Lacerda (2016), foi necessário calcular novamente os parâmetros estatísticos para todas as simulações, comparando os dados hidrodinâmicos medidos com os simulados, para confirmar a boa resposta das simulações deste estudo, e porque foi necessário rodar o modelo novamente.

Para a verificação dos dados hidrodinâmicos, dados de elevação do Porto de Tubarão medidos em campanhas realizadas durante o ano de 1999 e dados de corrente medidos nos arredores da Terceira Ponte, próximos à desembocadura do canal de acesso ao Porto de Vitória, também no mesmo período, foram comparados com os dados simulados para avaliar a resposta das simulações hidrodinâmicas. A data de disponibilidade dos dados medidos, tanto de elevação quanto de corrente, é no período do dia 3 de abril até o dia 18 de abril. Para realizar a comparação entre os dados simulados e medidos, parâmetros estatísticos foram utilizados. Esses mesmos

dados medidos foram utilizados por Rigo (2004), do Nascimento (2013), Lacerda (2016) e Curbani (2016). É importante salientar que o correntógrafo utilizado para medir a corrente, próximo a Terceira Ponte, foi fundeado a 60% da profundidade (RIGO, 2004). Portanto, confrontou-se esses dados com os resultados das correntes simuladas encontrados na quinta camada sigma (meia água, chamado de 5ª camada) e com os resultados das correntes simuladas as quais foram calculadas as suas médias na profundidade (DAV).

A localização das estações de medição de elevação de lâmina d'água e corrente, tal como as estações de medição de salinidade e temperatura (utilizadas na validação indireta do modelo, explicada na Seção 4.6) estão indicadas na Figura 8.

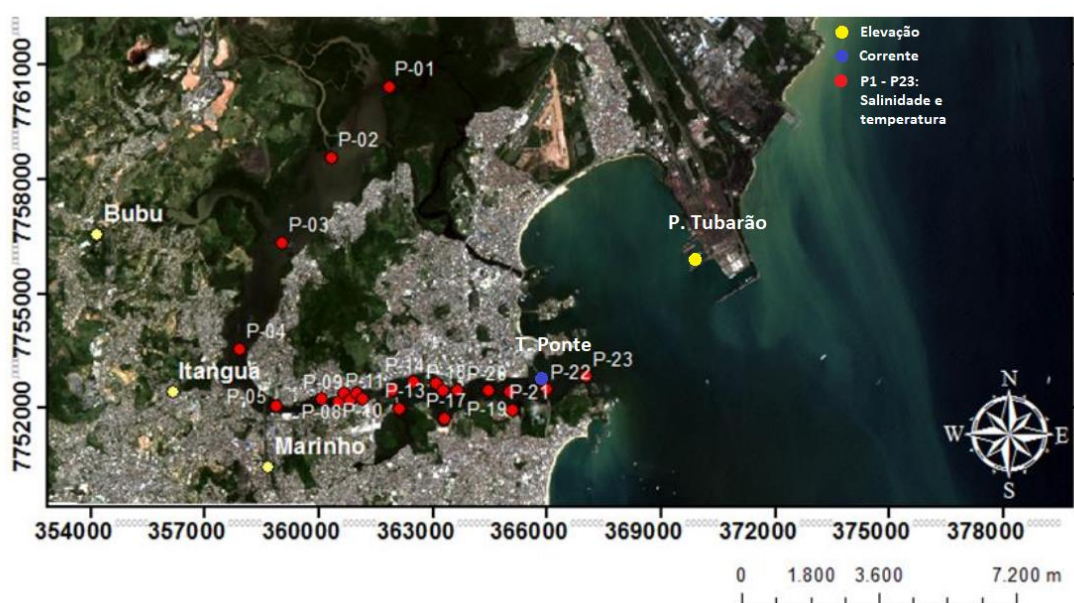


Figura 8: Localização das estações em que os dados de elevação (Porto de Tubarão), corrente (Terceira Ponte), salinidade e temperatura (pontos de 1 até 23 – P1 até P23) foram medidos. Fonte: Adaptado de Lacerda (2016).

Como passo final para a avaliação da influência da forçante baroclínica na hidrodinâmica do estuário, foi realizada uma comparação entre as simulações baroclínica e barotrópica, pois a diferença entre um cenário e o outro é a consideração da forçante baroclínica. O modo baroclínico considera tanto a forçante baroclínica como a barotrópica, ao passo que no cenário barotrópico apenas é considerada a forçante barotrópica. Essa comparação utilizou os parâmetros estatísticos obtidos ao

confrontar a série histórica de dados hidrodinâmicos medidos (elevação e corrente no ano de 1999) com os simulados. Além disso, comparou-se em um gráfico (elevação vs. tempo), a elevação da lâmina de água das duas simulações com a elevação medida.

4.6. VALIDAÇÃO INDIRETA DA RESPOSTA DAS SIMULAÇÕES COM RELAÇÃO AOS DADOS MEDIDOS DE SALINIDADE E TEMPERATURA

Uma simulação feita com o Delft-FLOW3D no modo baroclínico (BC) foi realizada para o período em que há a disponibilidade de dados medidos de salinidade e temperatura. Foi realizada a validação indireta da resposta do modelo a partir da comparação dos dados de salinidade e temperatura que o modelo fornece, com os dados medidos de salinidade e temperatura em 23 pontos, distribuídos na Baía de Vitória e canal de acesso ao Porto de Vitória, pelo IEMA no ano de 2012 (Figura 8).

Para cada ponto foi medido apenas um dado de superfície e um de fundo entre os dias 9 e 11 de outubro de 2012. O período total de simulação foi do dia 17 de setembro até o dia 15 de outubro do ano de 2012. Os dados foram medidos a uma profundidade de 20% e 80% da lâmina d'água. Sendo assim, entre as camadas verticais do modelo tridimensional, escolheu-se as camadas sigma 4 e 7 para comparação, de acordo com divisão percentual das camadas sigma verticais.

Dados modelados foram diretamente comparados com dados medidos. Como não há dados em série temporal, assim como houve com os dados de elevação e corrente, a comparação com uso de parâmetros estatísticos foi diferente da feita na verificação dos dados hidrodinâmicos. A média do erro absoluto (MAE) foi obtida confrontando diretamente os dados medidos de superfície com os dados simulados de superfície, assim como a MAE também foi calculada para os dados de fundo. Esse cálculo foi realizado para ambas as variáveis.

Importante ressaltar que, nos trabalhos de Lacerda (2016) e Curbani (2016), foi realizada uma comparação entre a média superfície-fundo dos dados medidos, e o

resultado de salinidade e temperatura modelados em 2DH, comparação que se diferencia da realizada neste trabalho, em que a simulação é tridimensional.

4.7. PARÂMETROS ESTATÍSTICOS

Para avaliar o quão próximos são os resultados numéricos com os medidos em campo, foram utilizados e quantificados os parâmetros estatísticos da Tabela 4:

Tabela 4: Fórmulas e seus respectivos nomes dos parâmetros estatísticos utilizados para comparação entre dados medidos e simulados.

Nome do parâmetro estatístico	Fórmula	
Índice de concordância de Willmott	$d = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n P_i - O_i ^2}{\sum_{i=1}^n (P_i - \bar{O} + O_i - \bar{O})^2}$	(47)
Raiz do Erro Quadrático Médio	$RMSE = \left(\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2 \right)^{1/2}$	(48)
Erro Médio Absoluto	$MAE = \left[n^{-1} \sum_{i=1}^n P_i - O_i \right]$	(49)
Índice de correlação de Pearson	$r = \frac{\sum_{i=1}^n (P_i - \bar{P})(O_i - \bar{O})}{(n - 1)S_P S_O}$	(50)

Onde O_i são os dados observados em campo em cada tempo i , P_i é o dado modelado resultante em cada tempo i , n é a quantidade de dados confrontados, S_p é o desvio padrão dos dados modelados resultantes, P_i , e S_o é o desvio padrão dos dados observados em campo, O_i .

O coeficiente de correlação de Pearson (r) mede o nível da correlação (e qual a direção dessa correlação - se positiva ou negativa) entre duas variáveis. O erro médio absoluto (MAE) é uma boa ferramenta para a identificação da diferença média entre o dado estimado e o que se considera como referência. A raiz do erro quadrático médio (RMSE) provisiona um resultado sempre maior que o MAE, assim como

observado nos resultados obtidos, o que ocorre em função da própria formulação do RMSE. O Índice de concordância de Willmott (d) mede a capacidade do modelo de reproduzir os dados medidos em campo. Seus valores podem variar de 0 a 1, de modo que quando igual a 1 os dados estão em perfeita concordância (WILLMOTT, 1981).

Relembrando que, como não há uma série histórica de dados medidos de salinidade e temperatura, mas há apenas dois dados para cada ponto (superfície e fundo), obteve-se apenas a média dos erros absolutos (MAE) para os 23 pontos, e o MAE comparando a média superfície-fundo dos valores medidos e a média superfície-fundo dos valores simulados.

4.8. ANÁLISE DA ESTRATIFICAÇÃO AO LONGO DA BAÍA DE VITÓRIA E DO CANAL DE ACESSO AO PORTO DE VITÓRIA

Para realizar a análise da estratificação ao longo da Baía de Vitória (BV) e do canal de acesso ao Porto de Vitória, dados de saída da simulação do ano de 2012 foram utilizados. A mesma simulação em que se fez a validação indireta da resposta com relação a dados medidos de salinidade e temperatura (Seção 4.6). Como dito anteriormente, o período de simulação é do dia 17/09 até o dia 15/10 do ano de 2012. Dessa simulação, escolheu-se duas seções transversais (uma dentro do canal de acesso ao Porto de Vitória, e outra dentro da BV), para se obter dados de salinidade, temperatura, velocidade horizontal e normal à seção, e número de Richardson. Na Seção 4.2.2 é possível consultar o cálculo utilizado pelo modelo para a obtenção desses dados de saída. A Figura 9 apresenta a localização das seções transversais A e B, e a Figura 10 (seção A) e Figura 11 (seção B) ilustram a geometria das seções transversais, juntamente com a sua discretização feita pela grade, respectivamente.

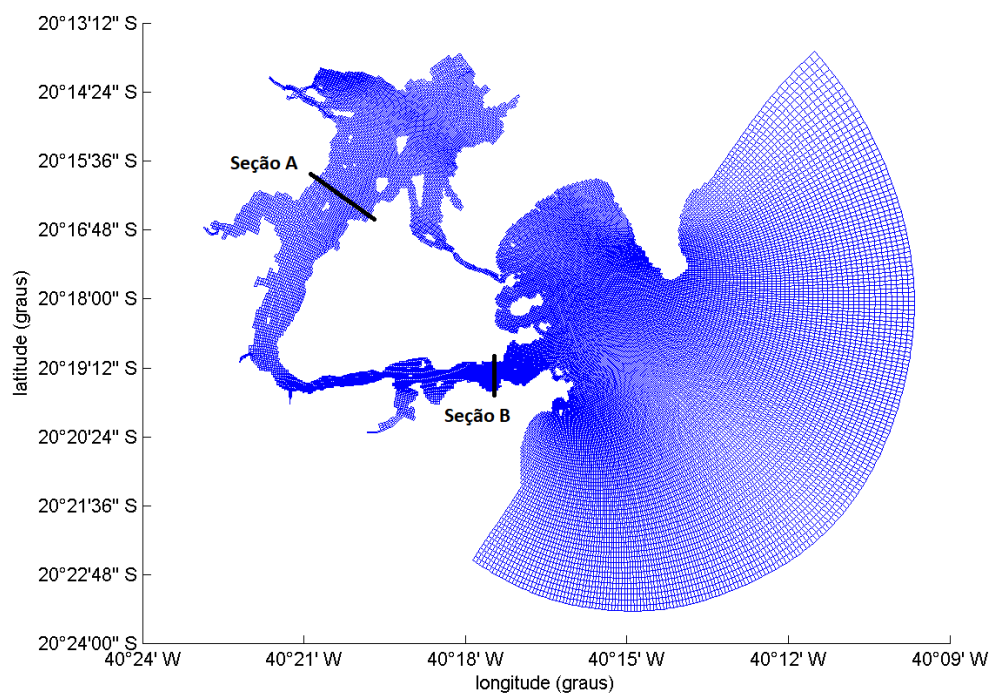


Figura 9: Localização das seções transversais no domínio.

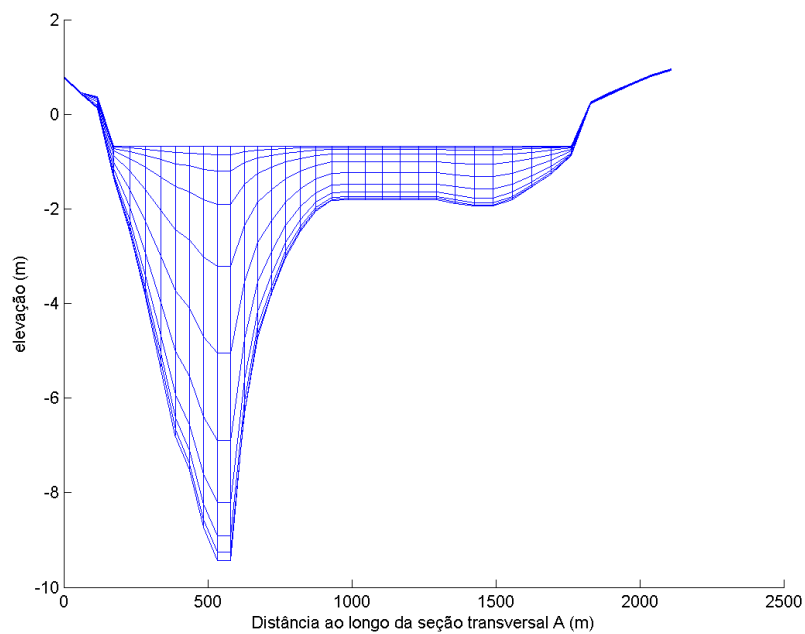


Figura 10: Geometria e discretização da grade da seção transversal A.

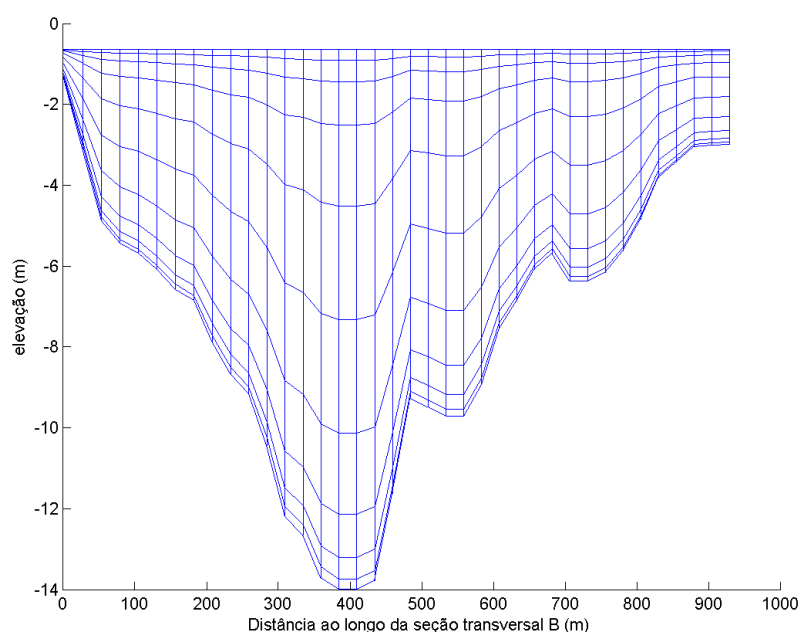


Figura 11: Geometria e discretização da grade da seção transversal B.

Observando a Figura 10, tem-se que a margem próxima a origem do gráfico se encontra do lado da Ilha de Vitória, e a margem oposta, se encontra mais próxima ao município de Cariacica. Ademais, observando a Figura 11, tem-se que a margem próxima a origem do gráfico se encontra do lado da Ilha de Vitória, e a margem oposta, se encontra mais próxima ao município de Vila Velha.

A escolha da seção A na Figura 9 se deu nessa localidade pois demonstrou-se como um ponto representativo da Baía de Vitória. Nas quatro figuras a seguir, as quais apresentam as variáveis salinidade (Figura 12, Figura 13) e temperatura (Figura 14, Figura 15), durante a sizígia (dia 15 de outubro de 2012) e em momentos de preamar e baixa-mar, respectivamente para cada variável, é possível se observar essa representatividade por haver pouca variação quanto a magnitude da salinidade e da temperatura na região. Importante salientar que os resultados apresentados nas quatro figuras a seguir são provenientes da camada sigma número cinco (dentre as dez camadas verticais da simulação tridimensional), pois é uma camada localizada no meio da lâmina de água.

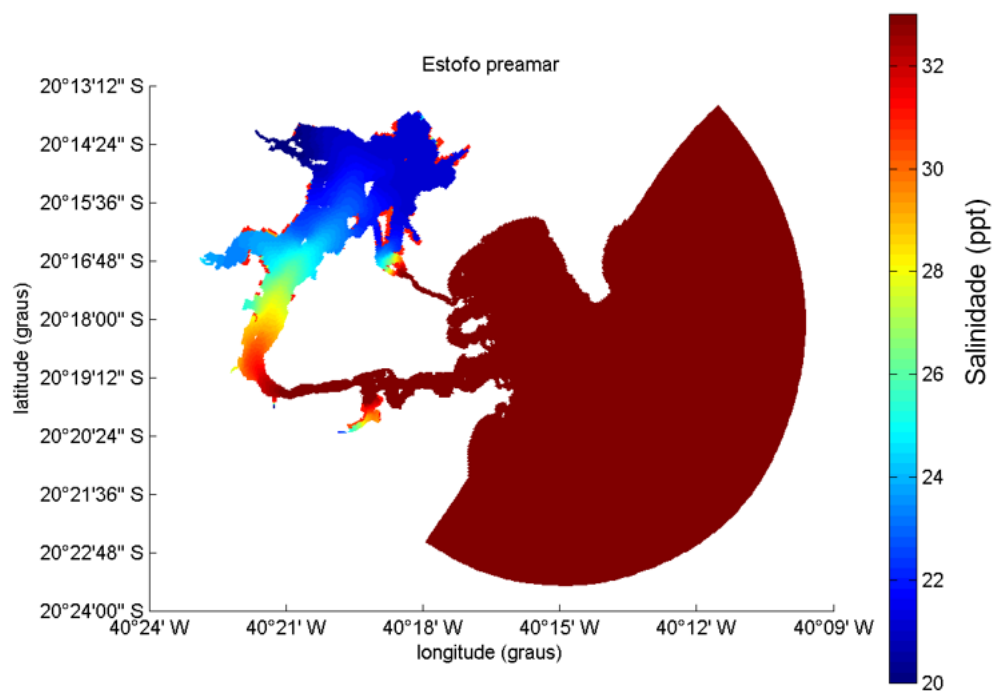


Figura 12: Salinidade em momento de preamar, na sizígia. Vista de cima do domínio SEIV.

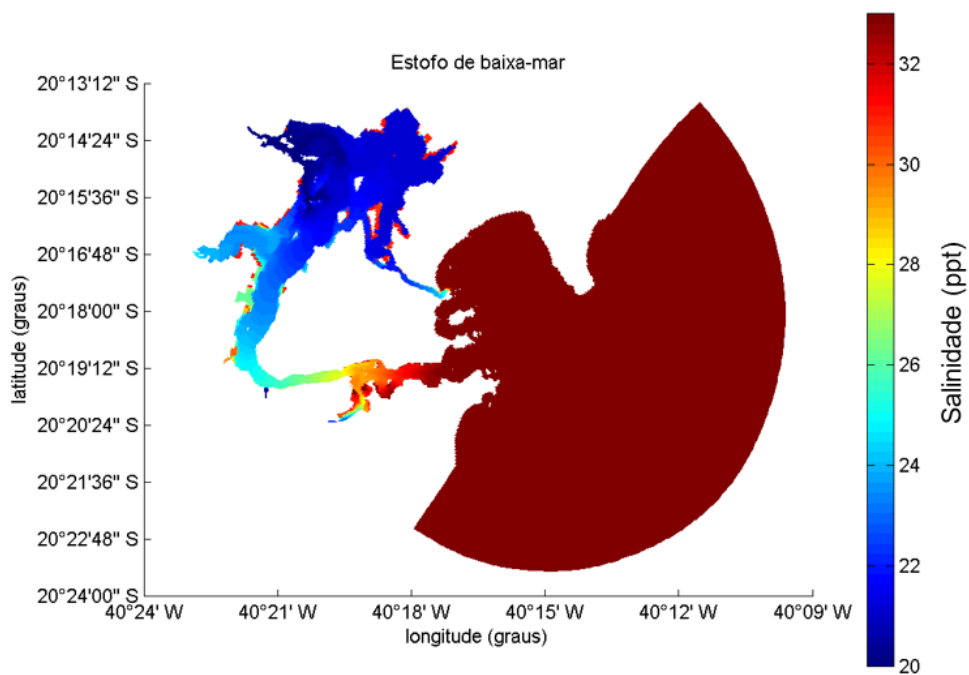


Figura 13: Salinidade em momento de baixa-mar, na sizígia. Vista de cima do domínio SEIV.

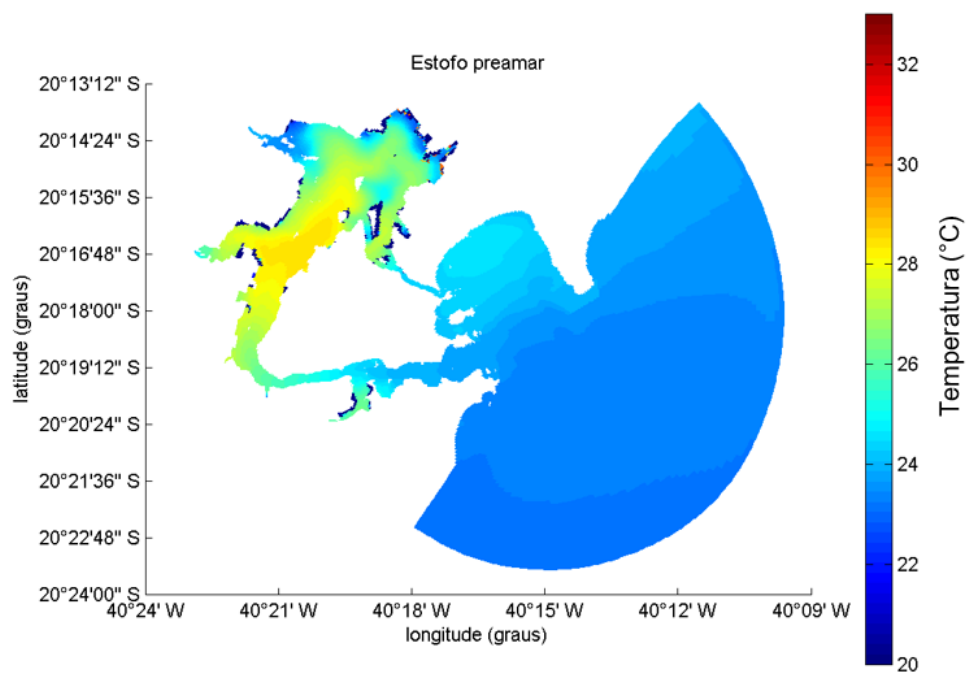


Figura 14: Temperatura em momento de preamar, na sizígia. Vista de cima do domínio SEIV.

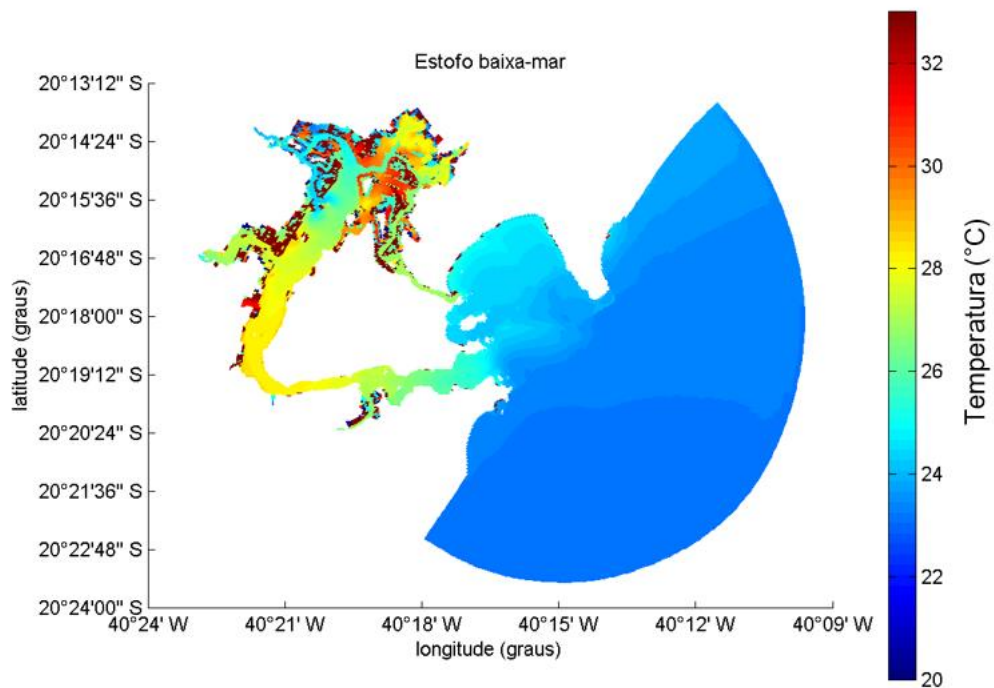


Figura 15: Temperatura em momento de baixa-mar, na sizígia. Vista de cima do domínio SEIV.

Além disso, pode se perceber, observando a Figura 10, que sua batimetria é suave e apresenta tanto uma região com o canal principal, como uma região de planície de maré, tal como grande parte da BV, representando geometricamente esta baía.

A escolha da seção B se deu na localidade apresentada na Figura 9, pois além de ser uma região no canal de acesso ao Porto de Vitória, o estudo de Garonce e Quaresma (2014), que é similar ao presente estudo, foi realizado em pontos próximos ao da localidade escolhida. Portanto, é possível fazer uma comparação entre alguns resultados.

Com relação a análise da estratificação, para otimizá-la, escolheu-se momentos estratégicos em que foi feita a extração dos dados de saída mencionados. Esses experimentos foram repetidos da mesma forma para ambas as seções transversais, e estão apresentados na Tabela 5:

Tabela 5: Experimentos e suas correspondentes siglas, realizados nas seções A e B.

Experimento	Estágio da maré	Momento da maré
QME	Quadratura	Meio da enchente
QP		Preamar
QMV		Meio da vazante
QB		Baixa-mar
SME	Sizígia	Meio da enchente
SP		Preamar
SMV		Meio da vazante
SB		Baixa-mar

Os resultados dos momentos da maré dentro da quadratura foram retirados no dia 8 de outubro, e os resultados dos momentos da maré dentro da sizígia foram retirados no dia 15 de outubro, ambos de 2012. A Figura 16 e Figura 17 apresenta os momentos de maré citados no dia 8 e no dia 15 de outubro, em estações de medição próximas a

seção A e seção B, respectivamente. Para mais fácil identificação, na sigla dos experimentos, será adicionado um hífen, seguido da respectiva letra da seção. Exemplo: QME-A é o resultado apresentado durante a quadratura, no meio da enchente, na seção transversal A.

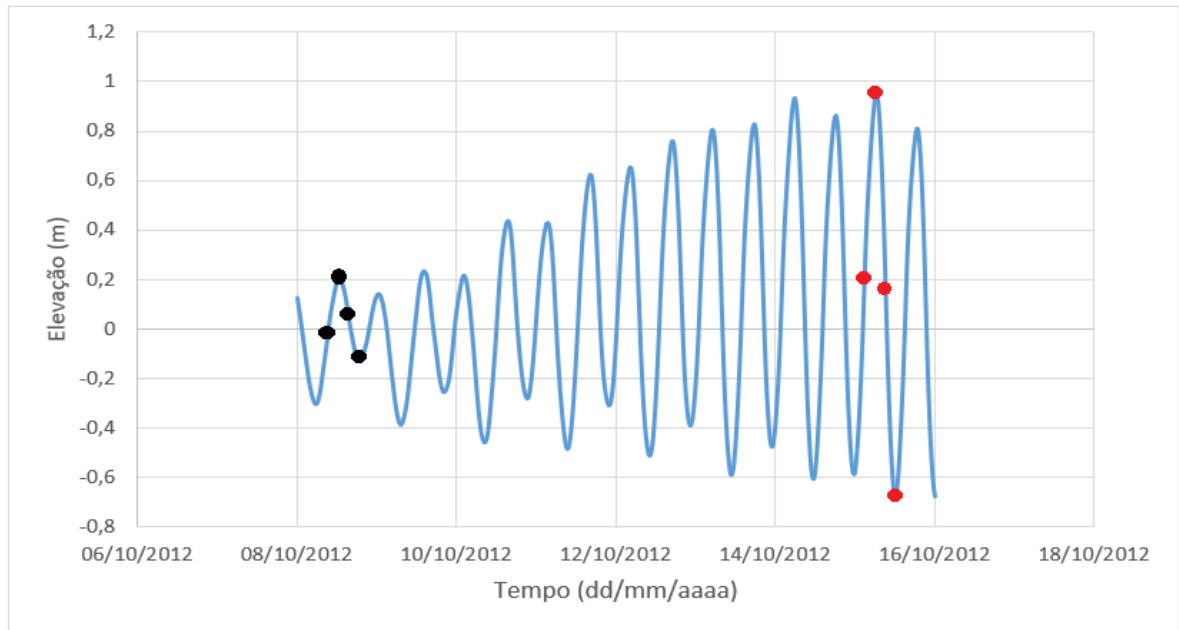


Figura 16: Elevação da lâmina d'água simulada, em estação próxima a seção A, com a indicação dos momentos de maré a serem apresentados nos resultados (em preto estão os momentos na quadratura, em vermelho, os na sizígia).

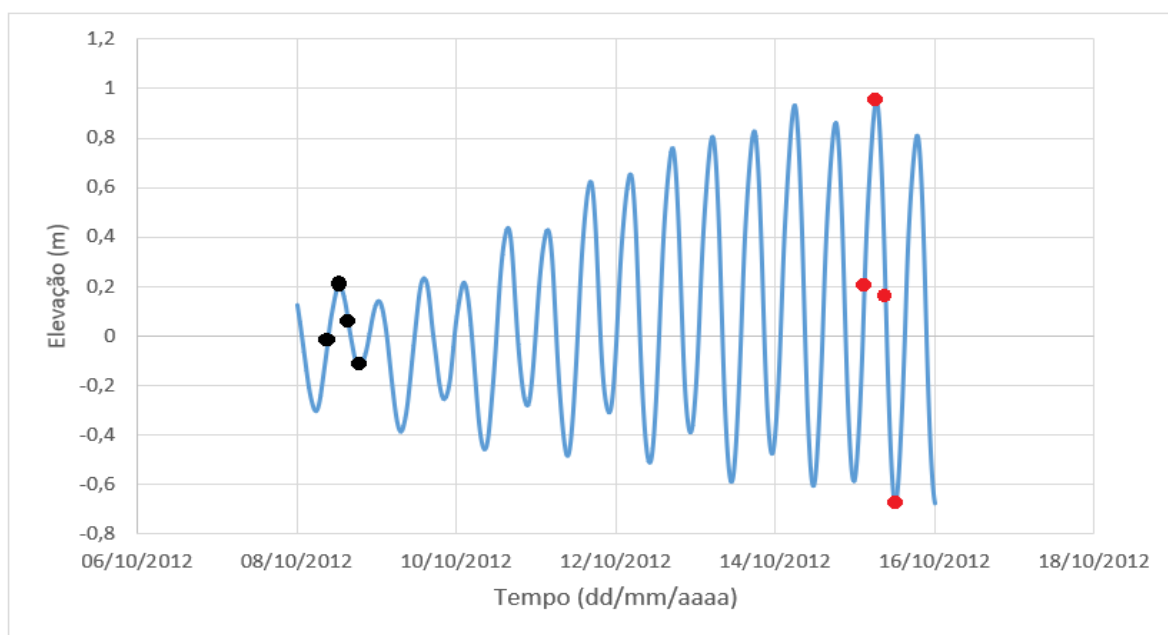


Figura 17: Elevação da lâmina d'água simulada, em estação próxima a seção B, com a indicação dos momentos de maré a serem apresentados nos resultados (em preto estão os momentos na quadratura, em vermelho os na sizígia).

5. RESULTADOS E DISCUSSÕES

Como passo inicial para se avaliar a influência da forçante baroclínica na hidrodinâmica do estuário, dois cenários foram implementados: baroclínico (BC) e barotrópico (BT). Com esses cenários foi realizada a verificação dos dados hidrodinâmicos (Seção 5.1.1.1). Como passo final para avaliação da influência da forçante baroclínica na hidrodinâmica do estuário, uma comparação entre os parâmetros estatísticos das simulações baroclínica e barotrópica é feita na Seção 5.1.1.2.

Ademais, foi validada indiretamente a resposta do modelo, apenas da simulação baroclínica, com relação aos dados medidos de salinidade e temperatura (Seção 5.1.3). Finalmente, foi realizada uma posterior análise da estratificação (através da análise das variáveis salinidade, temperatura, velocidade horizontal e número de Richardson) no canal de acesso ao Porto de Vitória e na Baía de Vitória (BV) (Seção 5.2).

5.1. AVALIAÇÃO DA INFLUÊNCIA DA FORÇANTE BAROCLÍNICA NA HIDRODINÂMICA DO ESTUÁRIO E VALIDAÇÃO INDIRETA DA SIMULAÇÃO COM RELAÇÃO AOS DADOS MEDIDOS DE SALINIDADE E TEMPERATURA

Com relação a avaliação da influência da forçante baroclínica na hidrodinâmica do estuário, resultados das duas simulações (BT e BC) foram solucionados para o período do 01/03 e 30/04 do ano de 1999. E o período dos dados medidos de corrente e elevação foi entre os dias 03/04 e 18/04 do ano de 1999.

Com relação a validação indireta da simulação com relação aos dados medidos de salinidade e temperatura, o período de simulação do modo baroclínico foi do dia 17/09 até o dia 15/10 do ano de 2012. O período de dados medidos foi entre os dias 9 e 11 de outubro de 2012.

5.1.1. Avaliação da influência da forçante baroclínica na hidrodinâmica do estuário

5.1.1.1. Verificação da hidrodinâmica

Os resultados das comparações, feitas com os parâmetros estatísticos, das simulações com os dados medidos de elevação e corrente referentes ao ano de 1999, na região da Terceira Ponte (corrente) e do Porto de Tubarão (elevação) estão resumidos na Tabela 6. Importante lembrar que o correntógrafo utilizado para medir a corrente, próximo a Terceira Ponte, foi fundeado a 60% da profundidade (RIGO, 2004). Portanto, confrontou-se esses dados com os resultados das correntes simuladas encontrados na quinta camada sigma (meia água, chamado de 5ª camada) e com os resultados das correntes simuladas as quais foram calculadas as suas médias na profundidade (DAV).

Tabela 6: Resultado dos parâmetros estatísticos para análise da resposta hidrodinâmica das simulações baroclínica (BC) e barotrópica (BT). DAV=média na profundidade; e 5ª camada=comparado com dado simulado na quinta camada sigma (meia água). Período de análise de resposta do dia 03/04, ao dia 18/04 de 1999.

Estação	Experimento		MAE (S.I.)	RMSE (S.I.)	r	d
Porto de tubarão (elevação)	BT		0,05	0,06	0,99	0,99
	BC		0,05	0,06	0,99	0,99
Terceira Ponte (corrente)	BT	DAV	0,06	0,08	0,82	0,90
		5ª camada	0,07	0,09	0,82	0,90
	BC	DAV	0,06	0,08	0,82	0,91
		5ª camada	0,07	0,09	0,82	0,90

Observando os resultados apresentados na Tabela 6 pode-se concluir que ambas simulações representaram o padrão local de corrente e elevação de forma satisfatória, assim como mostrado pelos valores do índice de concordância de Willmott (d) que permearam valores de 0,99 para elevação e 0,90 para corrente, resultados próximos de 1 (valor em que há perfeita concordância).

Além disso, os resultados relativos à avaliação da elevação apresentaram valores altos de correlação, com o índice de correlação de Pearson (r) de 0,99, e valores pequenos de erro médio absoluto (MAE), de 0,05 m. Esse valor obtido com o MAE representa cerca de 6,25% das máximas amplitudes (maior distância entre o nível médio e a elevação da superfície, seja na baixa-mar ou preamar) da elevação medida, as quais alcançaram cerca de 0,8 m. Ademais, foram obtidos valores pequenos de RMSE, com relação a avaliação da elevação, que permearam o valor de 0,06 m.

Com relação a avaliação dos dados de corrente, os resultados apresentaram valores de erro médio absoluto (MAE) entre 0,06 m/s e 0,07 m/s. De acordo com a Figura 18, o pico de magnitude de velocidade, registrado no período, foi de até 0,7 m/s, e os maiores valores de magnitude de velocidade variaram em torno de 0,4 m/s. Portanto, o MAE (0,065 m/s, valor médio) representou cerca de 9% do pico de velocidade (0,7 m/s), e 16% do valor em que as maiores velocidades variaram (0,4 m/s).

Ainda com relação a avaliação dos dados de corrente, os resultados do índice de correlação de Pearson (r) apresentaram valores altos e próximos de 0,82 e os de RMSE apresentaram valores pequenos e entre 0,08 m/s e 0,09 m/s.

O valor obtido com o índice de concordância de Willmott para avaliação da elevação no presente trabalho (0,99) é similar ao apresentado por Li e Reidenbach (2014) que realizou experimentos na região costeira próxima ao arquipélago de Bocas del Toro, no mar do Caribe. Seu melhor resultado com o índice de concordância de Willmott (d) para elevação foi de 0,94, ao passo que do Nascimento (2013) obteve seu maior valor para “ d ” igual a 0,98 e Lacerda (2016) igual a 0,993, em que ambos os últimos autores realizaram seus experimentos no SEIV.

Paralelamente, resultados referentes a avaliação da elevação com respeito ao parâmetro estatístico MAE do presente trabalho (0,05 m) foram próximos aos valores obtidos por outros autores, como Lacerda (2016) que obteve erros em torno de 0,05 m, e como do Nascimento (2013) com erros em torno de 0,06 m na preamar e 0,09 m na baixa-mar. O que ratifica esses resultados como satisfatórios.

O resultado do raiz do erro quadrático médio (RMSE) com relação a avaliação da elevação no presente estudo (0,06 m) também se mostrou próximo ao valor dessa mesma variável, com relação a elevação, alcançado por Lacerda (2016), que também foi em torno de 0,06 m. Assim como o valor do “r” com relação a elevação, que neste estudo e no de Lacerda (2016) foram próximos de 0,99.

Ainda comparando resultados, correspondentes a avaliação da corrente, os valores do presente trabalho de “r” (0,82), MAE (0,065 m/s), RMSE (0,085 m/s), e “d” (0,90) foram similares aos obtidos por Lacerda (2016), que foram próximos a 0,80, 0,07 m/s, 0,086 m/s e 0,89, respectivamente. Além disso, Barth *et al.* (2008), o qual desenvolveu uma simulação na região da Flórida, obteve valores de raiz do erro quadrático médio (RMSE) entre 0,04 e 0,10 m/s, próximo ao valor obtido neste estudo. Outro autor que obteve resultado similar ao presente trabalho, agora com relação ao índice de concordância de Willmott (referente a corrente), observou valores entre 0,79 e 0,95.

De acordo com o apresentado, pode-se observar que alguns resultados obtidos por do Nascimento (2013) foram melhores que os do presente trabalho. Isso pode estar relacionado a utilização de diferentes dados de entrada no contorno aberto oceânico. Os melhores resultados desse autor foram obtidos pelo uso de dados medidos e de harmônicos do modelo global de maré FES2004 (*Finite Element Solution*). O modelo FES2004, em comparação com o TPXO 7.2 (utilizado no presente trabalho), possui maior resolução espacial, com resolução de 1/8 graus, contra 1/4 graus do TPXO 7.2. Ademais, FES2004 possui mais harmônicos (Msqm, Mtm), além de diferentes metodologias para obtenção dos harmônicos. Portanto, é possível que a diferença de uso dos modelos globais tenha acarretado a obtenção de melhores resultados. Isso é afirmado ainda que não haja um consenso na literatura sobre qual modelo global é mais adequado a se fazer uso em regiões costeiras ou estuarinas, ou algum estudo local que tenha comparado os diferentes modelos globais.

Através da observação da Figura 18 tem-se que, em sua maioria, as correntes simuladas se aproximaram dos dados medidos, tanto em magnitude quanto em fase. O período de quadratura apresentou os maiores erros (entre os dias 8 e 10 de abril).

Mesmo que os resultados tenham apresentado que o padrão local de dominância das correntes é de vazante (GARONCE e QUARESMA, 2014; NEVES *et al.*, 2012, RIGO, 2004), em que as maiores velocidades ocorrem durante a vazante (Figura 18), o modelo não representou muito bem a inversão de dominância presente na quadratura e constatada pelos autores acima citados. Esse fato pode ocorrer devido a: aproximações feitas na representação da topografia da região entre marés na área de manguezal; qualidade dos dados que representaram a vazão dos tributários. Segundo Aucan e Ridd (2000), a declividade das áreas entre marés tem grande importância na determinação do tipo de assimetria do estuário.

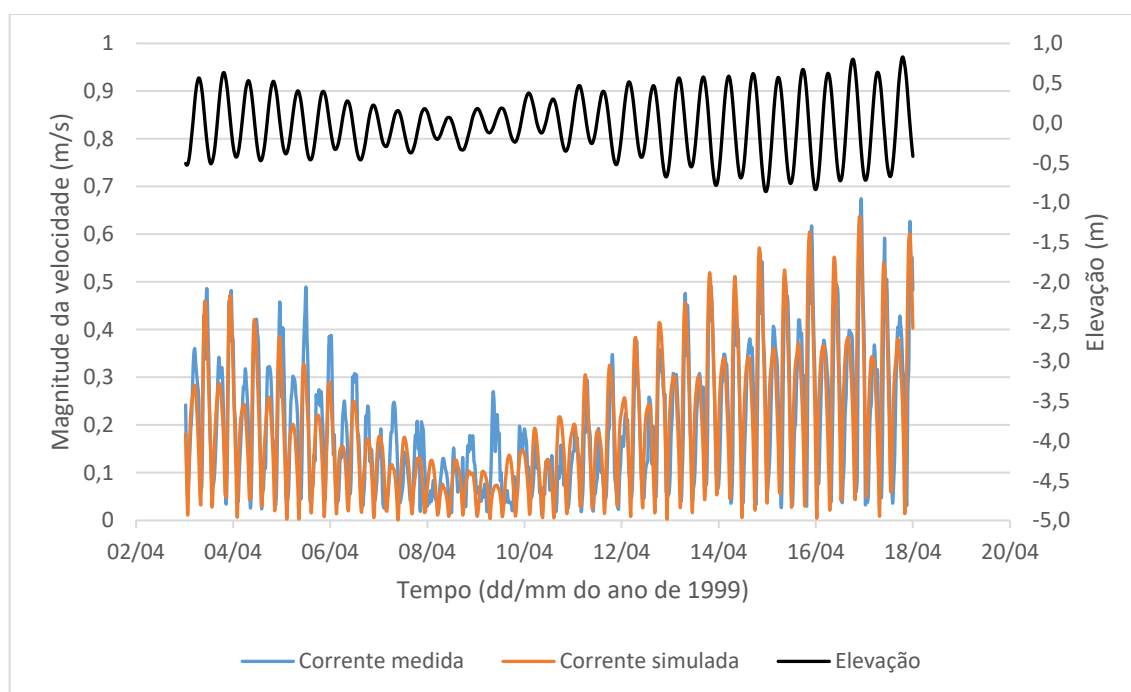


Figura 18: Magnitude da velocidade na Terceira Ponte medida (em azul), simulada (em vermelho, cenário BC-DAV). Na parte superior encontra-se a elevação modelada para o mesmo período, em preto.

De forma geral, os parâmetros estatísticos apontaram para uma boa resposta hidrodinâmica, confirmando a boa calibração e validação dos parâmetros do estuário, realizada por Lacerda (2016).

5.1.1.2. Comparação entre os parâmetros estatísticos obtidos com as simulações baroclínica e barotrópica

Comparando valores dos mesmos parâmetros estatísticos dentre as diferentes simulações (BT e BC), tanto com relação a elevação, como com relação a corrente, pode-se observar que as simulações com as diferentes forçantes obtiveram valores de parâmetros estatísticos praticamente iguais (Tabela 6). Com essa quase inexistente diferença nos parâmetros estatísticos entre as diferentes simulações, conclui-se que a ação da forçante baroclínica próxima a medição de elevação do nível da água (Porto de Tubarão) não influi tanto na elevação da lâmina d'água local. Além disso, também é possível concluir que o efeito baroclínico não afetou a magnitude da corrente próxima a Terceira Ponte.

De acordo com a diferença física entre o modelo baroclínico e barotrópico, no barotrópico a massa específica é constante no tempo e no espaço, enquanto que no baroclínico a massa específica varia em função da temperatura e da salinidade (que variam no tempo e no espaço). Como o efeito baroclínico não foi relevante nos pontos de medição, é possível afirmar que o gradiente de massa específica é pequeno o suficiente para não afetar a hidrodinâmica (elevação da lâmina de água e corrente) nessa região. Isso pode ser explicado pelo fato da região ter predominância da água salobra, devido a sua localização mais próxima ao oceano.

Além disso, segundo Dyer (1997), em um estuário com micro maré, uma intensa homogeneização pode ser proporcionada pela baixa vazão dos rios para dentro do estuário. Segundo Davies (1964), estuários com amplitude menor que 1 m são estuários de micro maré, que é o caso do Sistema Estuarino da Ilha de Vitória (SEIV). Como apenas há a consideração da vazão do Rio Santa Maria da Vitória em período de seca, de acordo com do Nascimento (2013), ou seja, uma baixa vazão para dentro do estuário (aproximadamente $5,6 \text{ m}^3/\text{s}$), isso pode ter contribuído para a observação de grande homogeneização (pequeno gradiente de densidade) nessa simulação.

A Figura 19, apresenta os dados medidos e simulados de elevação em um mesmo gráfico. Observa-se grande semelhança quanto a fase e a amplitude das ondas graficadas (todas na estação do Porto de Tubarão). Esse fato vai de acordo com os valores satisfatórios alcançados com as variáveis estatísticas, confirmando a boa representação da elevação.

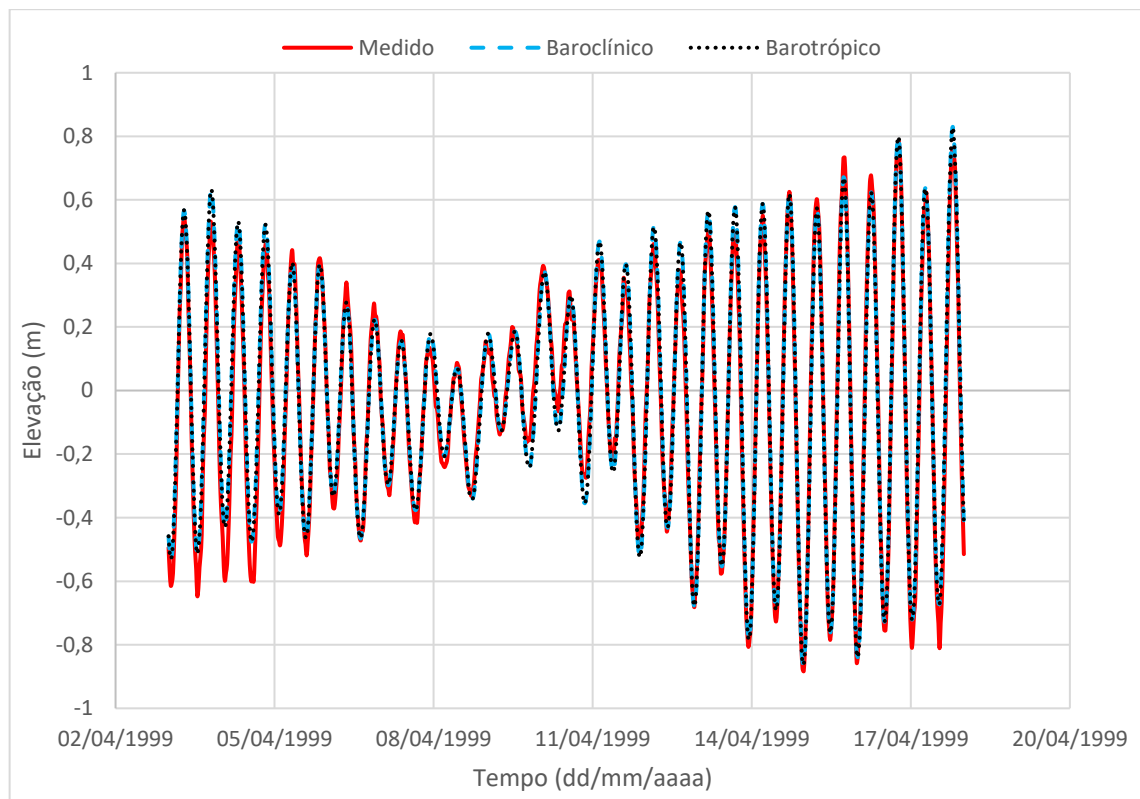


Figura 19: Elevação da lâmina d'água medida (em vermelho), simulada (BC tracejado em azul, e BT pontilhado em preto) na estação do Porto de Tubarão.

A partir da observação da Figura 19 também é possível concluir a quase inexistente diferença entre as ondas simuladas (BT e BC). O que reforça o observado no resultado obtido pelo cálculo dos parâmetros, em que não há diferença entre eles, comparando os diferentes cenários.

De forma geral, de acordo com o discutido na Seção 5.1.1.1, ambas as simulações foram satisfatórias, com relação aos resultados dos parâmetros estatísticos. Ademais, a partir da análise da comparação entre os parâmetros estatísticos dos cenários baroclínico e barotrópico não houve diferença significativa na hidrodinâmica dos

cenários, próximo às localidades das estações de medição. Apesar disso, é importante ressaltar que o modo baroclínico consegue representar a influência da variação da temperatura e da salinidade na hidrodinâmica do domínio. Portanto, é o modo mais adequado para se realizar a validação indireta da resposta das simulações com relação aos dados medidos de salinidade e temperatura ao longo do estuário, explicitada na Seção 5.1.3. Pelo mesmo motivo, o modo baroclínico também é o mais adequado para fazer a análise da estratificação (através da análise das variáveis salinidade, temperatura, velocidade horizontal e número de Richardson) ao longo da Baía de Vitória e do canal de acesso ao Porto de Vitória, análise explicitada na Seção 5.2. Ambas as simulações citadas na Seção 5.1.3 e Seção 5.2 foram realizadas em um mesmo período em função dos dados medidos de salinidade e temperatura ao longo do estuário. O período de simulação citado é do dia 17/09 até o dia 15/10 do ano de 2012.

5.1.2. Validação indireta da resposta das simulações com relação aos dados medidos de salinidade e temperatura

Como já afirmado, uma simulação feita com o Delft-FLOW3D no modo baroclínico (BC) foi implementada para um período diferente do utilizado na avaliação da influência da forçante baroclínica na hidrodinâmica do estuário. A resposta dessa simulação foi verificada a partir da comparação direta dos dados de salinidade e temperatura que o modelo fornece, com os dados medidos de salinidade e temperatura em 23 pontos, distribuídos na Baía de Vitória e no canal de acesso ao Porto de Vitória, pelo IEMA no ano de 2012 (Figura 9). Para cada ponto foi medido apenas um dado de superfície e um de fundo. Dados modelados foram diretamente comparados com dados medidos (Figura 20 e Figura 21).

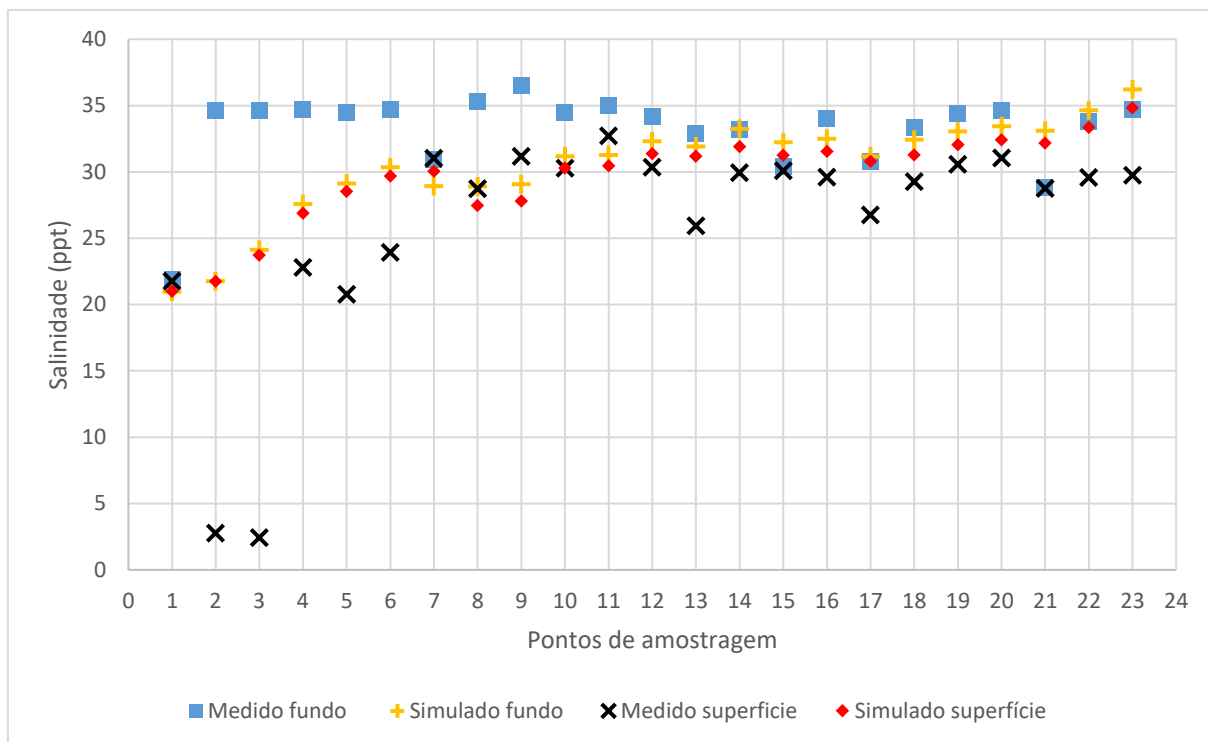


Figura 20: Comparação entre os dados de salinidade medidos e simulados para cada um dos vinte e três pontos de amostragem. Medições feitas entre os dias 9 e 11 de outubro de 2012.

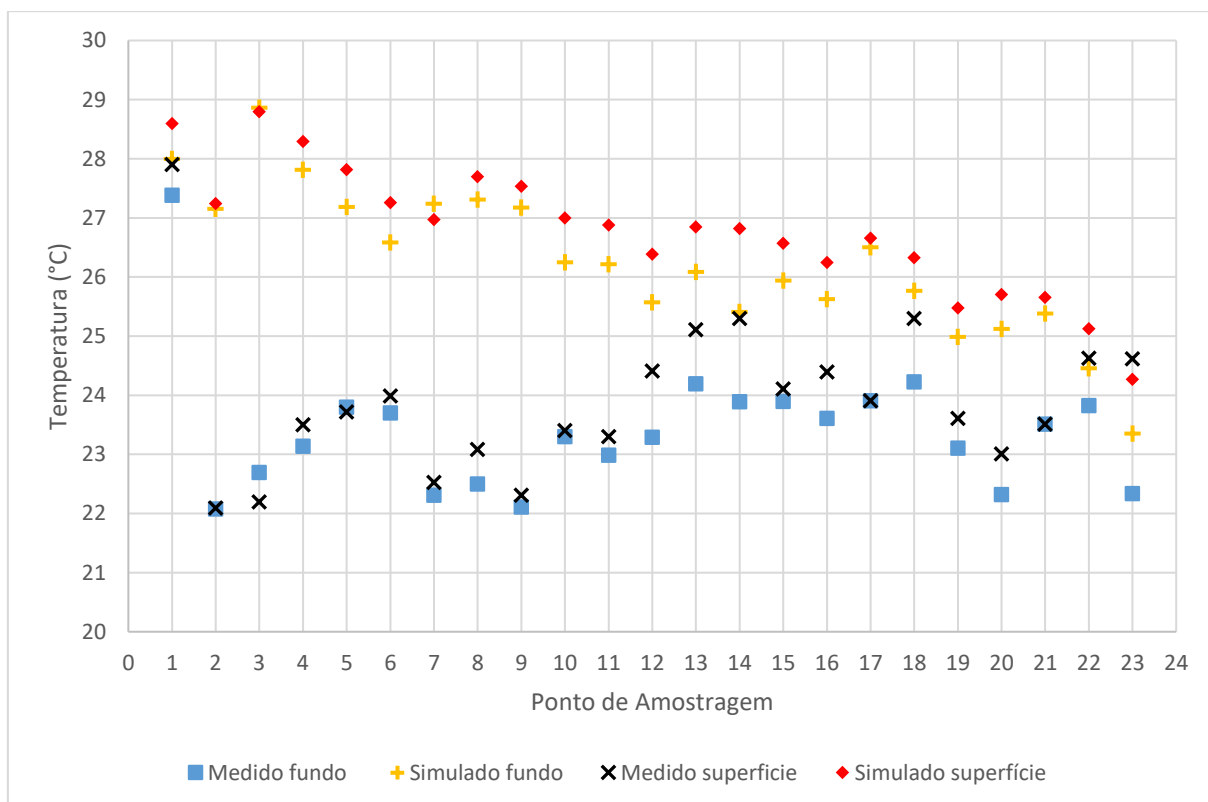


Figura 21: Comparação entre os dados de temperatura medidos e simulados para cada um dos vinte e três pontos de amostragem. Medições feitas entre os dias 9 e 11 de outubro de 2012.

O erro médio absoluto, obtido confrontando diretamente os dados medidos de superfície com os dados simulados de superfície, foi de 4,3 ppt para salinidade e 2,9 °C para temperatura. Em paralelo, a média do erro absoluto obtida comparando diretamente os dados medidos de fundo com os dados simulados de fundo foi de 3,5 ppt para salinidade e 2,9 °C para temperatura.

Muitos fatores poderiam ser apontados como responsáveis pela diferença obtida entre os dados medidos e simulados. No entanto, alguns se apresentam mais relevantes, os quais destacam-se: a ausência de dados de vazão dos tributários e de galerias pluviais que desaguam ao longo da baía, para o período simulado; a não calibração dos números de Stanton (c_h) e de Dalton (c_e) no modelo de fluxo de calor; e a não consideração da troca de calor com o leito do estuário e da precipitação pelo modelo de fluxo de calor. Essa relevância é constatada quando se observa a diferença de salinidade para os pontos de 8 a 11 (Figura 20), região que há desaguamento de galerias de drenagem pluvial não consideradas nas simulações (DE JESUS *et al.* 2004); assim como grandes diferenças no valor da temperatura são constatadas nos pontos de 12 a 18 (Figura 21), os quais são influenciados pelo Rio Aribiri e por galerias pluviais.

5.2. ANÁLISE DA ESTRATIFICAÇÃO AO LONGO DA BAÍA DE VITÓRIA E DO CANAL DE ACESSO AO PORTO DE VITÓRIA

Para realizar a análise da estratificação ao longo da Baía de Vitória (BV) e do canal de acesso ao Porto de Vitória, dados de saída da simulação do ano de 2012 foram utilizados. A mesma simulação em que se fez a validação indireta da resposta com relação a dados medidos de salinidade e temperatura (Seção 5.1.3). Como dito anteriormente, o período de simulação é do dia 17/09 até o dia 15/10 do ano de 2012. Dessa simulação, escolheu-se duas seções transversais (uma dentro do canal de acesso ao Porto de Vitória, e outra dentro da BV), para se obter dados de salinidade, temperatura, velocidade horizontal e normal à seção, e número de Richardson.

Para mais detalhes sobre a localização e geometria das seções, sobre o critério de escolha das suas localidades e sobre os momentos de maré a serem apresentados nos resultados desta seção, consultar Seção 4.8.

A ordem da apresentação dos resultados será da seguinte maneira: primeiro a seção transversal A (Seção 5.2.1); depois a seção transversal B (Seção 5.2.2). Para ambas as seções, são apresentados resultados das variáveis salinidade, temperatura, velocidade horizontal, e número de Richardson, nesta ordem. Para cada variável, os resultados foram observados tanto durante a quadratura, como durante a sizígia, sendo que dentro de cada um desses períodos, os momentos de maré apresentados neste trabalho foram os de meio de enchente, preamar, meio de vazante e baixa-mar, nesta ordem.

5.2.1. Seção transversal A

Com relação a seção transversal A, a Figura 22, a Figura 23, a Figura 24 e a Figura 25, são referentes a variável salinidade na quadratura e na sizígia. Já a Figura 26, a Figura 37, a Figura 28 e a Figura 29 se referem a variável temperatura na quadratura e na sizígia. Com relação a variável velocidade horizontal (componente vertical), os momentos de quadratura e sizígia são apresentados na Figura 30, na Figura 31, na Figura 32 e na Figura 33. Ainda na seção transversal A, a Figura 34, a Figura 35, a Figura 36 e a Figura 37 apresentam o número de Richardson para quadratura e sizígia. Para todas as variáveis, tanto na quadratura, como na sizígia, são apresentados momentos de maré de meio de enchente, preamar, meio de vazante e baixa-mar, respectivamente (Figura 16 e Figura 17). Importante ressaltar que, apenas a critérios de visualização dos resultados da seção A, a variável velocidade horizontal (componente normal) negativa vai no sentido apontando para a cabeça do estuário, e a variável velocidade horizontal (componente normal) positiva vai no sentido apontando para a boca do estuário.

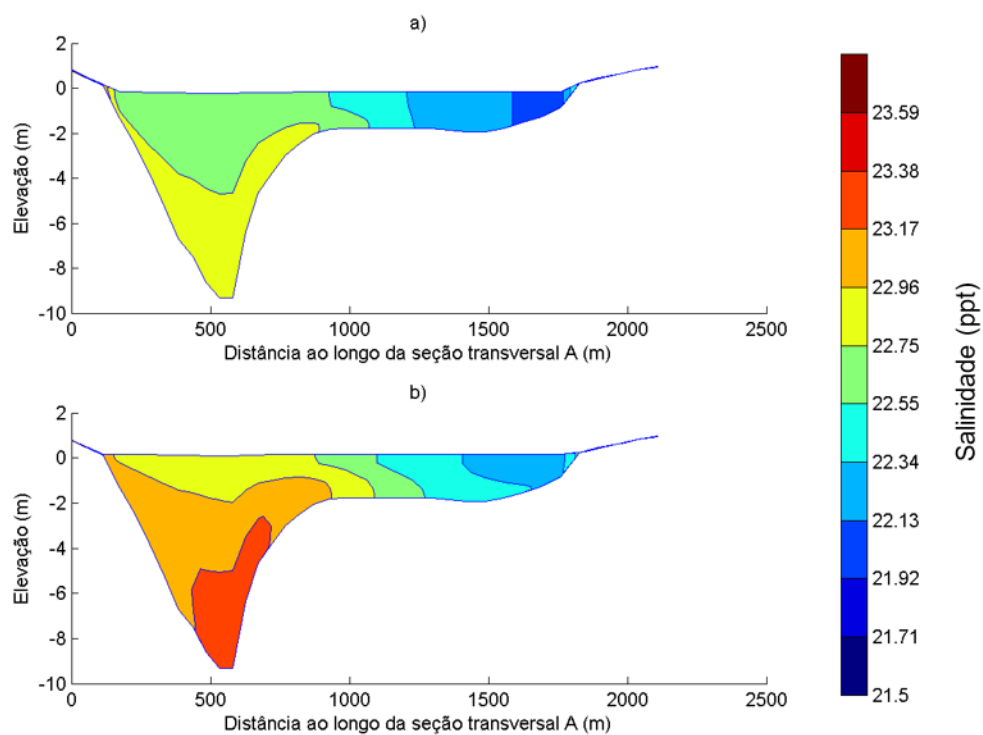


Figura 22: Variável salinidade, ao longo da seção transversal A, durante a quadratura, para diferentes instantes: a) meio da enchente (QME-A); b) preamar (QP-A).

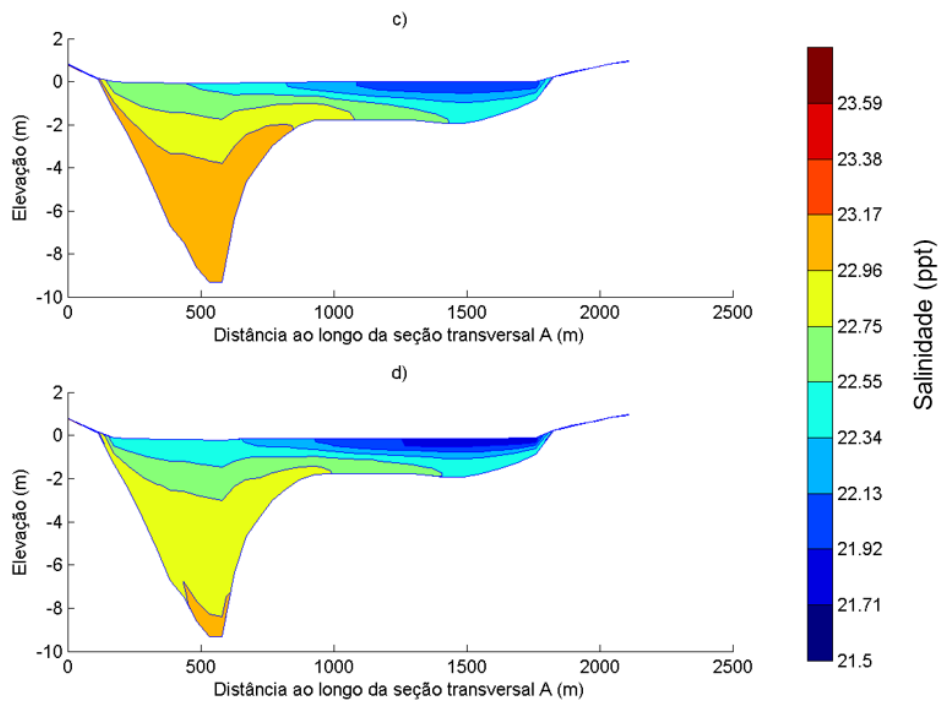


Figura 23: Variável salinidade, ao longo da seção transversal A, durante a quadratura, para diferentes instantes: c) meio da vazante (QMV-A); d) baixa-mar (QB-A).

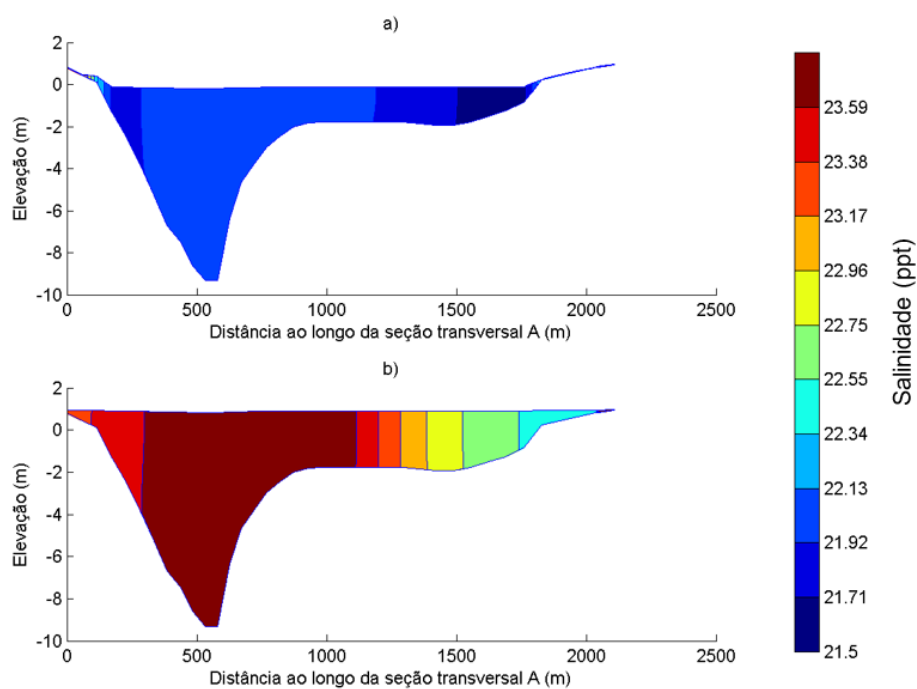


Figura 24: Variável salinidade, ao longo da seção transversal A, durante a sizígia, para diferentes instantes: a) meio da enchente (SME-A); b) preamar (SP-A).

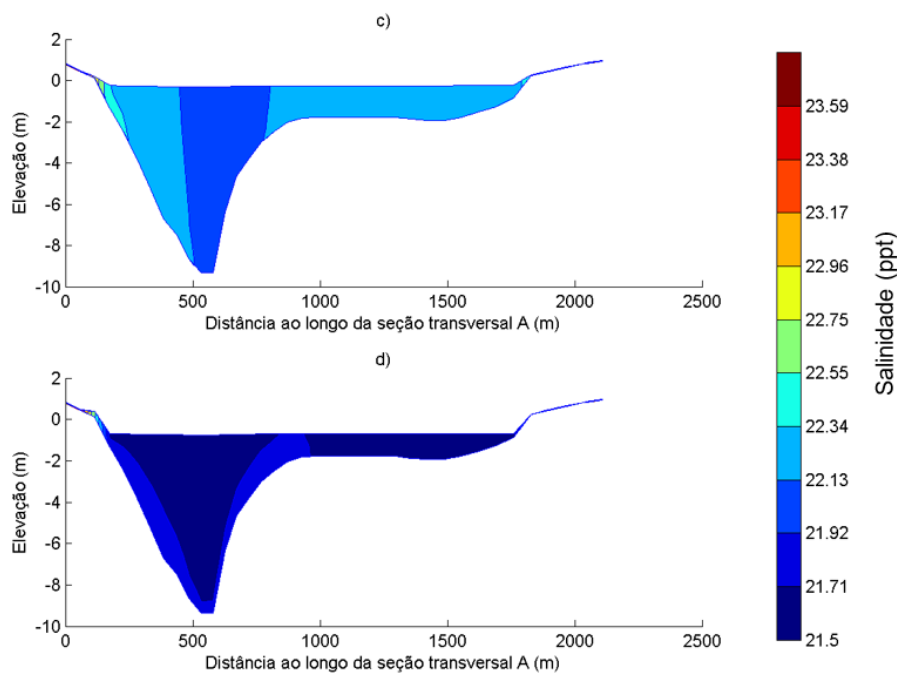


Figura 25: Variável salinidade, ao longo da seção transversal A, durante a sizígia, para diferentes instantes: c) meio da vazante (SMV-A); d) baixa-mar (SB-A).

Comparando a variável salinidade na Figura 22 e na Figura 23 com a da Figura 24 e da Figura 25 (na quadratura e na sizígia) é possível observar uma relação entre o gradiente vertical de salinidade e o período de maré em que a lâmina de água se encontra. No período de quadratura, em que a amplitude da maré é menor (em relação ao período de sizígia), o gradiente vertical de salinidade na seção A foi, em média, de 0,6 ppt ao longo de aproximadamente 8,7 m de profundidade do canal principal. Paralelamente, no período de sizígia, em que a amplitude da maré é maior, o gradiente vertical de salinidade na seção A foi praticamente nulo. Portanto, quanto menor a amplitude da maré, maior o gradiente vertical de salinidade. Essa relação também foi constatada por Garonce e Quaresma (2014).

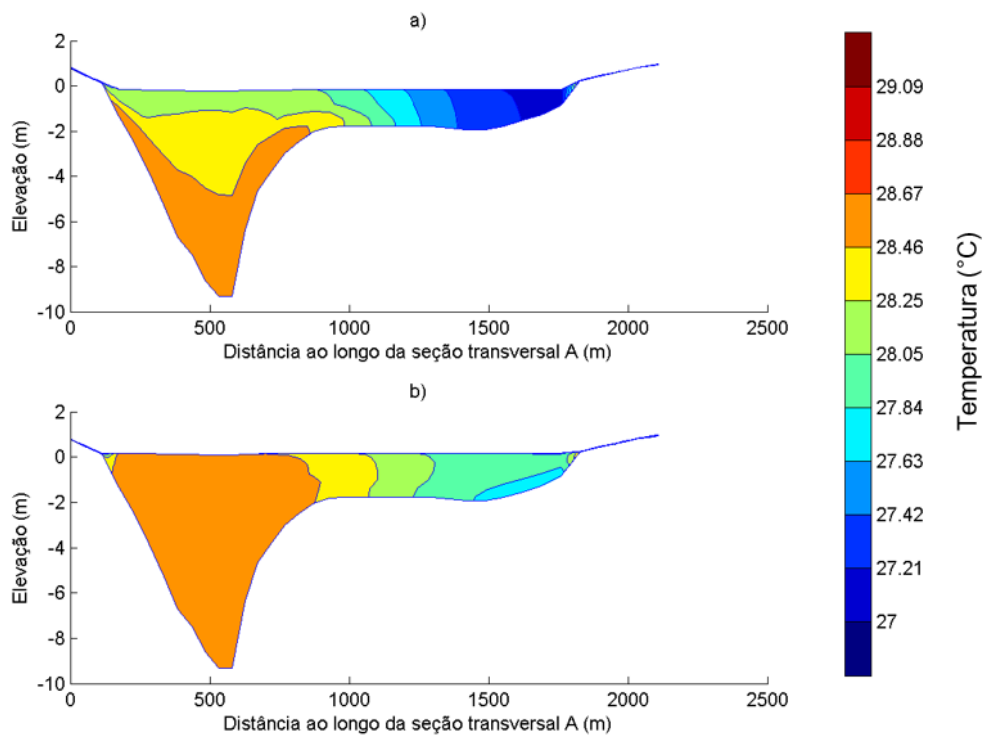


Figura 26: Variável temperatura, ao longo da seção transversal A, durante a quadratura, para diferentes instantes: a) meio da enchente (QME-A); b) preamar (QP-A).

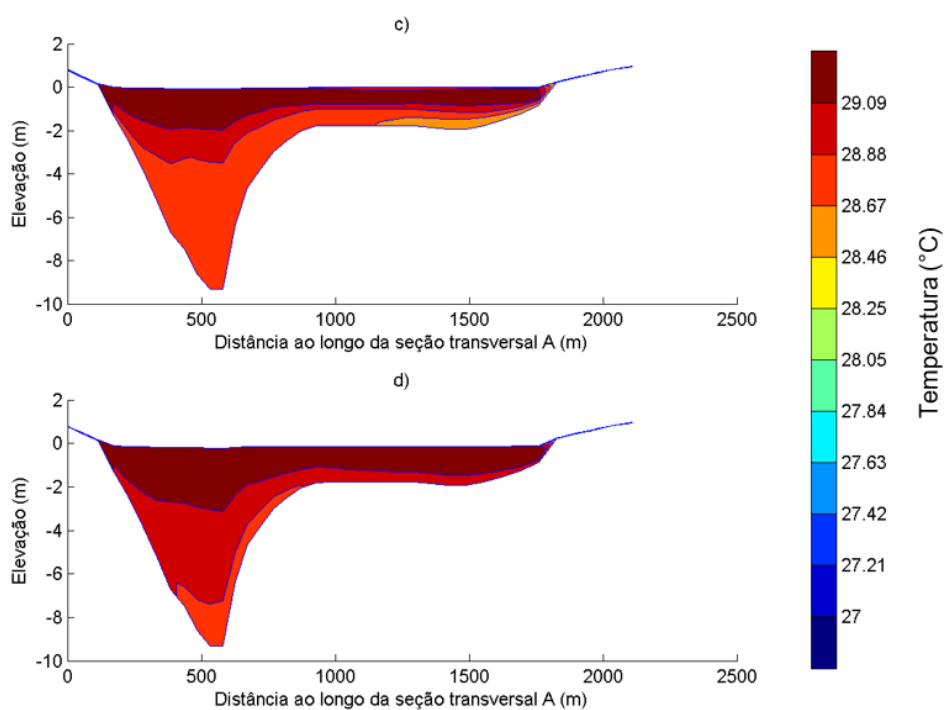


Figura 27: Variável temperatura, ao longo da seção transversal A, durante a quadratura, para diferentes instantes: c) meio da vazante (QMV-A); d) baixa-mar (QB-A).

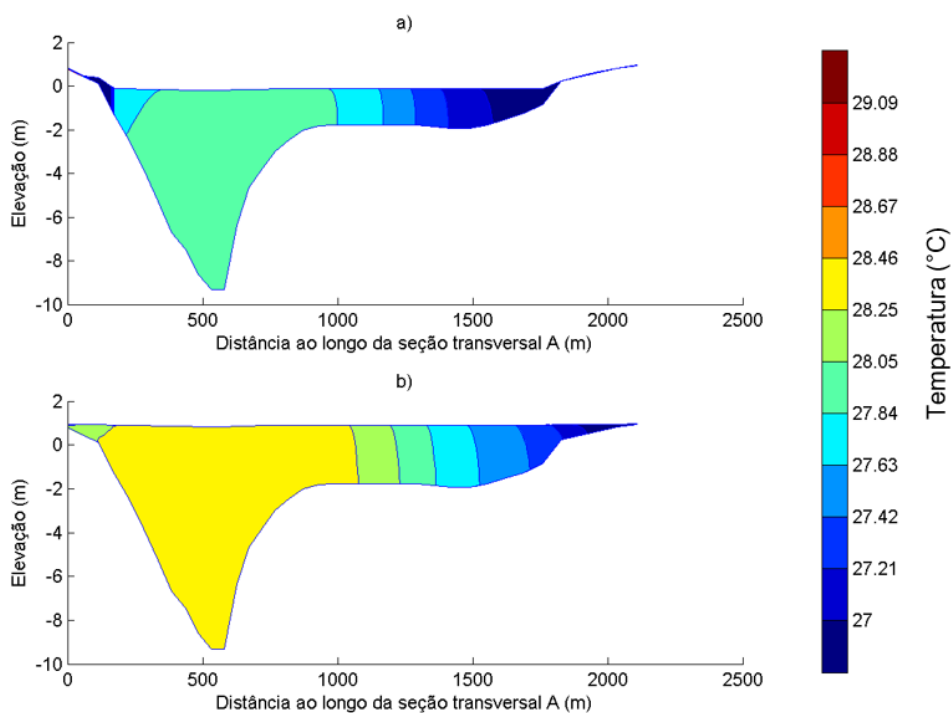


Figura 28: Variável temperatura, ao longo da seção transversal A, durante a sizígia, para diferentes instantes: a) meio da enchente (SME-A); b) preamar (SP-A).

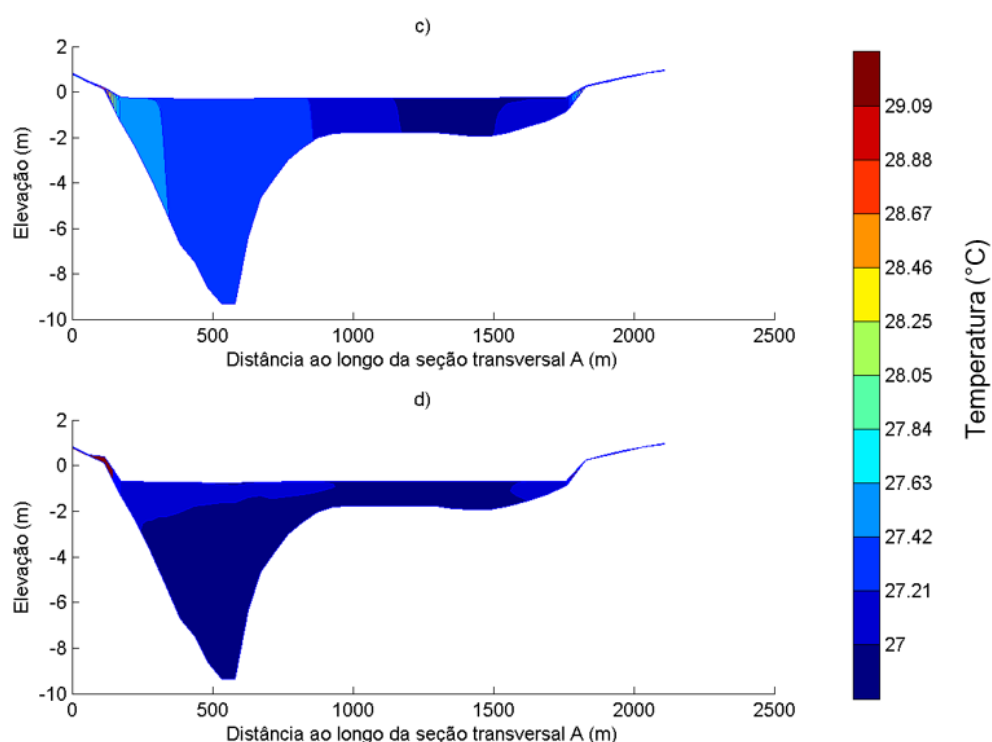


Figura 29: Variável temperatura, ao longo da seção transversal A, durante a sizígia, para diferentes instantes: c) meio da vazante (SMV-A); d) baixa-mar (SB-A).

Analisando a Figura 26, a Figura 27, a Figura 28 e a Figura 29 (variável temperatura na quadratura e sizígia) é possível constatar que as maiores temperaturas foram obtidas no momento de baixa-mar, durante a quadratura (QB-A) e que as menores temperaturas foram obtidas na baixa-mar, durante a sizígia (SB-A). É sabido que, para um menor volume de água, mais fácil é a variação de sua temperatura (com relação a um volume maior de água). De acordo com o desenho da seção transversal A, pode se observar que há uma região de planície de maré que toma parte considerável da seção (em relação ao tamanho da sua superfície livre e em relação a área total da seção transversal). Essa planície contém um volume de água menor do que se fosse uma região mais profunda (canal principal, por exemplo). Como a planície de maré possui um menor volume de água (em relação a outras seções mais profundas e de maior volume de água), sua temperatura pode variar mais facilmente.

Como já discutido, as principais trocas de calor ocorrem na superfície da lâmina de água (de acordo com modelo de fluxo de calor adotado) e nos contornos laterais abertos. Havendo essa grande planície de maré na região, o fluxo de calor pela superfície livre se torna mais influente na temperatura da água devido a uma grande superfície livre exposta, combinado a um pequeno volume de água (em comparação com uma seção que não possui planície de maré). Pode se observar que em todos os momentos analisados, a planície de maré permanece com praticamente a mesma extensão de superfície livre. Logo, comparando os momentos de baixa-mar com os outros momentos (durante a quadratura e a sizígia), pode-se afirmar que os instantes de baixa-mar possuem um menor volume de água do que os outros instantes, sendo que a superfície livre permanece praticamente igual. Esse fato justifica a susceptibilidade do momento de baixa-mar em ter a sua temperatura modificada em função do fluxo de calor em sua superfície, pois é o momento (dentre os avaliados) que o estuário possui: menor volume de água (sua temperatura pode variar mais facilmente); e praticamente mesmo tamanho de superfície livre (local em que há a troca de calor). Importante salientar que o fluxo de calor na superfície livre varia de acordo com as condições meteorológicas do período (temperatura do ar, umidade relativa e cobertura de nuvens, entre outros fatores). Logo, de acordo com essas condições, esse fluxo pode estar permitindo um maior fornecimento de calor do ar para a água do que um maior recebimento de calor da água para o ar, ou vice e versa.

Uma observação importante é o fato de não ter sido feita a calibração dos parâmetros do modelo de fluxo de calor para a região. Além disso, no Delft3D-FLOW, a troca de calor no leito é considerada igual a zero. Esse fato pode levar a previsões superestimadas de temperatura em lâminas de água rasas. Também é importante ressaltar que o efeito da precipitação na temperatura da água não é levado em consideração.

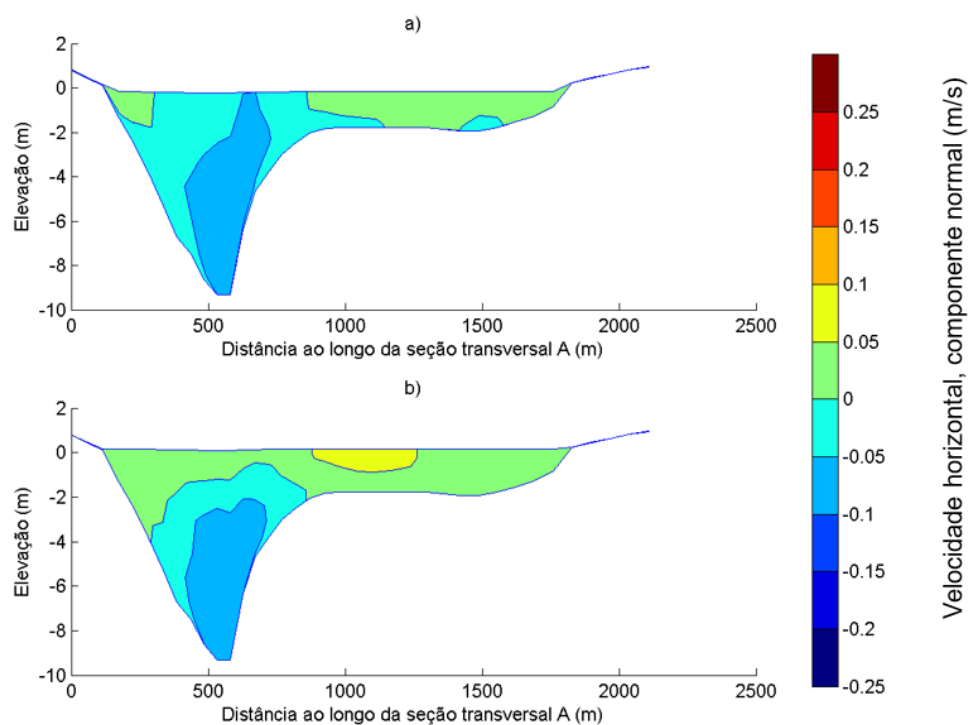


Figura 30: Variável velocidade horizontal (componente normal), ao longo da seção transversal A, durante a quadratura, para diferentes instantes: a) meio da enchente (QME-A); b) preamar (QP-A).

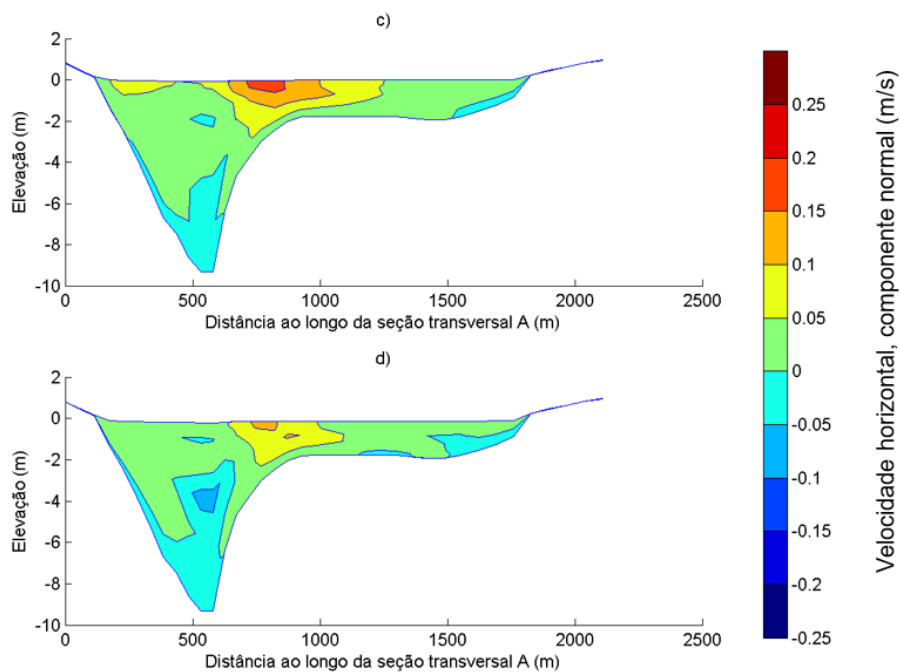


Figura 31: Variável velocidade horizontal (componente normal), ao longo da seção transversal A, durante a quadratura, para diferentes instantes: c) meio da vazante (QMV-A); d) baixa-mar (QB-A).

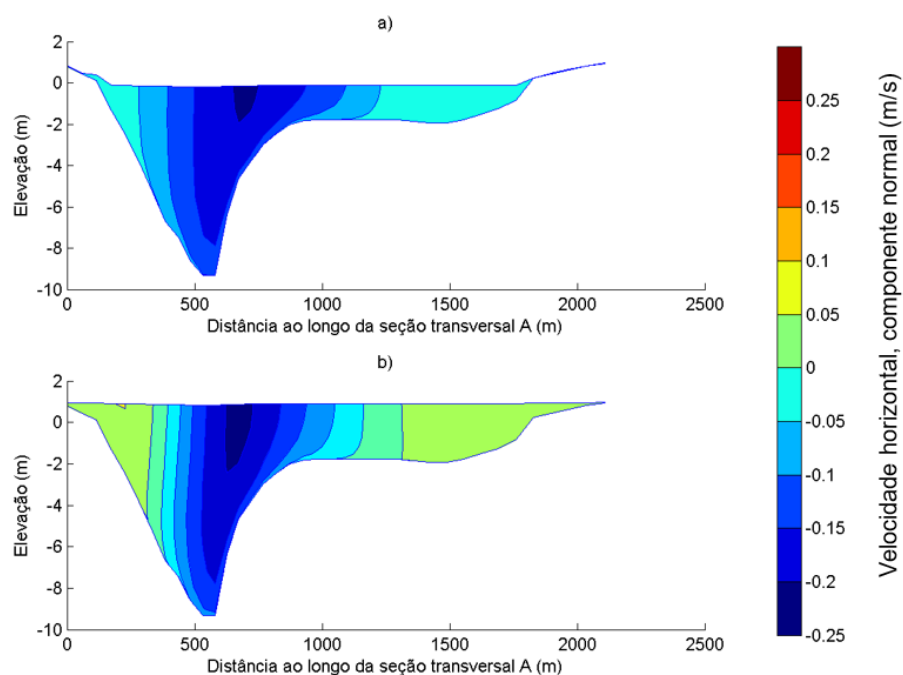


Figura 32: Variável velocidade horizontal (componente normal), ao longo da seção transversal A, durante a sizígia, para diferentes instantes: a) meio da enchente (SME-A); b) preamar (SP-A).

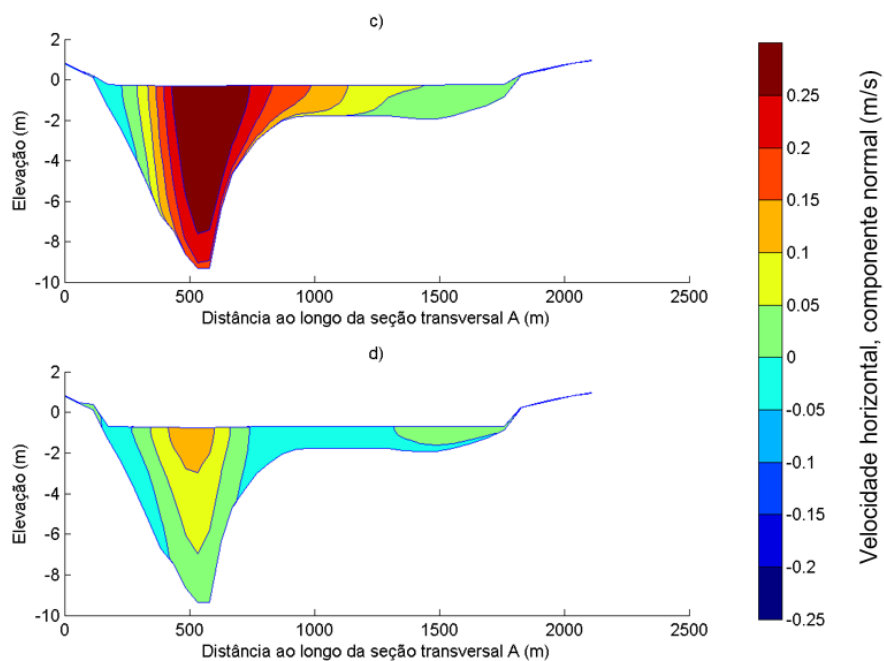


Figura 33: Variável velocidade horizontal (componente normal), ao longo da seção transversal A, durante a sizígia, para diferentes instantes: c) meio da vazante (SMV-A); d) baixa-mar (SB-A).

Com relação a variável velocidade horizontal (componente normal a seção transversal) na seção A, ao comparar picos de velocidade presentes nos diferentes períodos da quadratura (Figura 30 e Figura 31) e nos diferentes períodos da sizígia (Figura 32, Figura 33), é possível observar uma maior diferença de valores dentre os momentos encontrados na sizígia, do que diferença dentre os momentos da quadratura. De acordo com o referencial adotado na visualização da velocidade horizontal na seção A, dentre os instantes avaliados, na sizígia a maior velocidade horizontal encontrada atingiu valores maiores que 0,25 m/s (meio da vazante, SMV-A, Figura 33, c), e a menor foi em torno de -0,25 m/s (meio da enchente, SME-A, Figura 32, a). Já entre os instantes avaliados na quadratura, a maior velocidade horizontal foi por volta de 0,18 m/s (QME-A, Figura 30, a), e a menor foi aproximadamente -0,1 m/s (QMV-A, Figura 31, c). Esses resultados estão de acordo com o esperado, pois para o período em que há um maior gradiente da lâmina d'água, ou seja, quando há mudanças mais bruscas na lâmina de água, maiores velocidades horizontais são encontradas dentro do estuário.

Além disso, seguindo o mesmo raciocínio do parágrafo anterior e observando os momentos em que aconteceram os picos de velocidade horizontal, é possível constatar que os momentos de meio de enchente e meio de vazante apresentaram os valores mais intensos para cada diferente sentido da velocidade horizontal, tanto na quadratura (Figura 30, letra a, e Figura 31, letra c), como na sizígia (Figura 32, letra a, e Figura 33, letra c). Esses resultados estão de acordo com o esperado, em que os picos de velocidade horizontal acontecem entre os estofos de preamar e de baixa-mar, tanto no meio da enchente, como no meio da vazante. Isso ocorre, pois os momentos de meio da enchente e de meio da vazante normalmente são momentos em que há um maior gradiente da lâmina d'água, ou seja, ou a água sai mais rápido do estuário (causando uma diminuição da lâmina d'água mais rapidamente), ou a água entra mais rápido no estuário (causando um aumento da lâmina d'água mais rapidamente). Sendo assim, é possível afirmar que o programa representou bem esse comportamento esperado na seção A, pois os picos de velocidade horizontal aconteceram nos momentos de meio de enchente e meio de vazante, tanto na quadratura, como na sizígia.

Outra observação que pode ser feita é que a magnitude da velocidade horizontal normal a seção transversal presente na planície de maré foi menor que a magnitude da velocidade horizontal normal a seção transversal no canal principal, tanto na quadratura (Figura 30 e Figura 31), como na sizígia (Figura 32 e Figura 33). Resultado também coerente, pois na planície de maré o cisalhamento causado pelo próprio fundo da planície atua mais do que no canal principal (pois a lâmina de água é menor na planície), além de haver o cisalhamento da vegetação de mangue. Esse cisalhamento proporciona maior resistência a qualquer movimento.

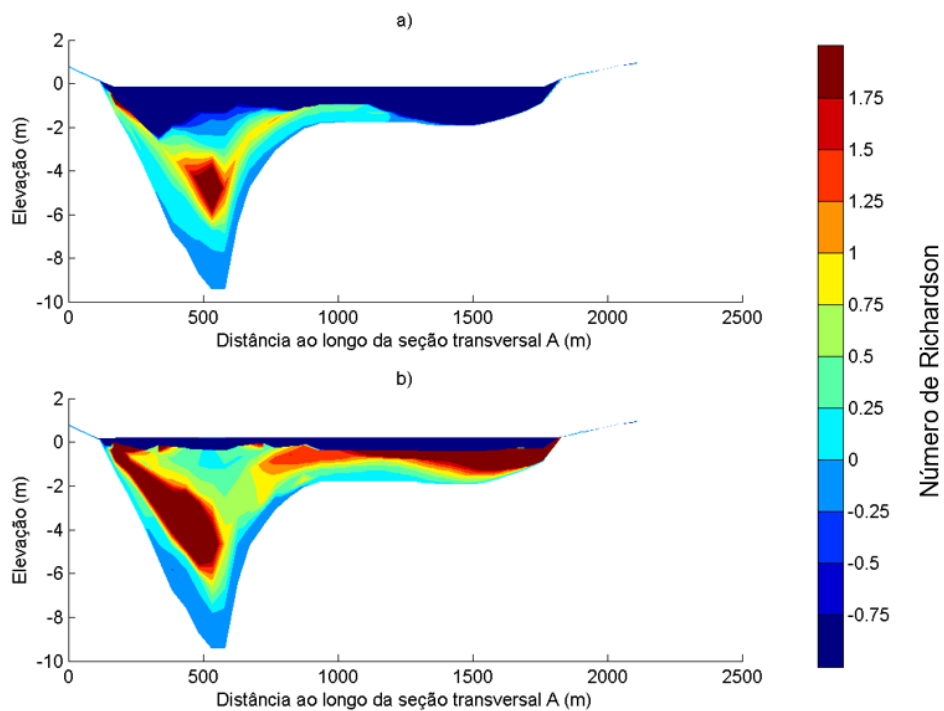


Figura 34: Variável número de Richardson, ao longo da seção transversal A, durante a quadratura, para diferentes instantes: a) meio da enchente (QME-A); b) preamar (QP-A).

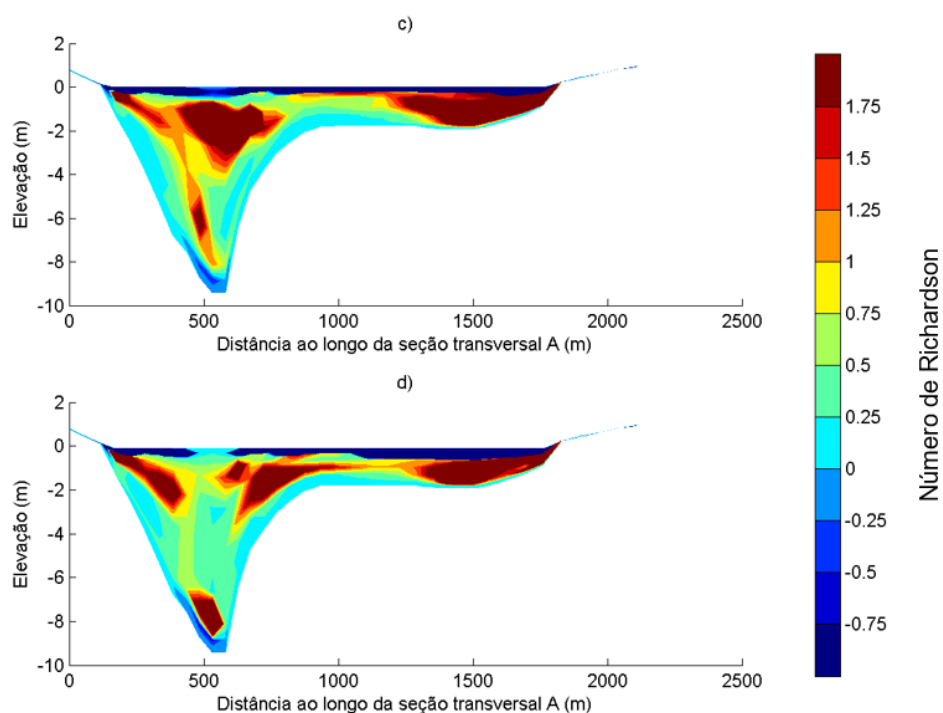


Figura 35: Variável número de Richardson, ao longo da seção transversal A, durante a quadratura, para diferentes instantes: c) meio da vazante (QMV-A); d) baixa-mar (QB-A).

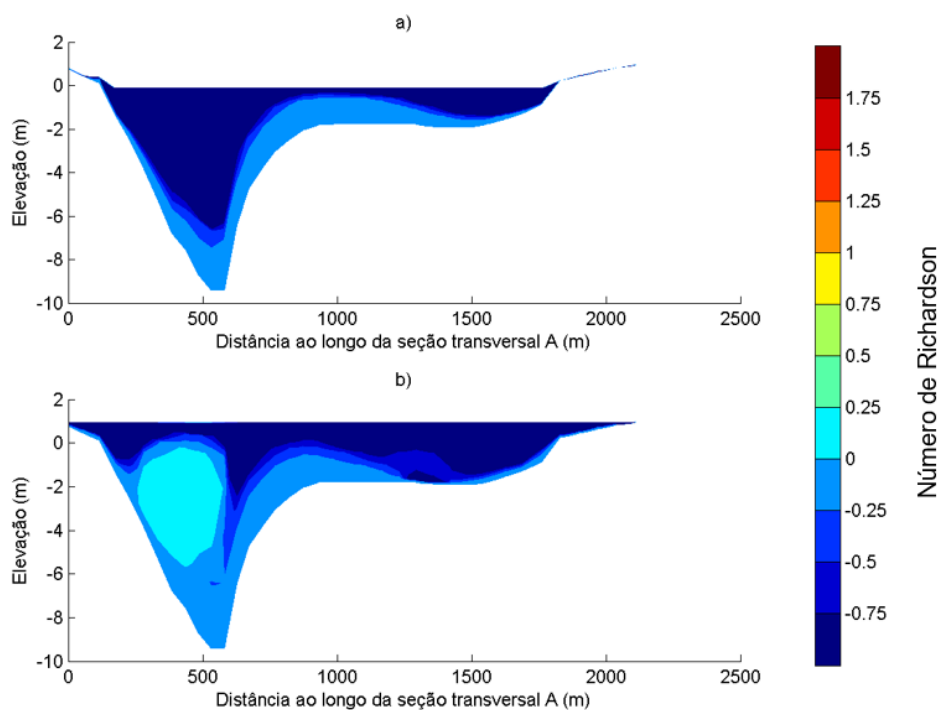


Figura 36: Variável número de Richardson, ao longo da seção transversal A, durante a sizígia, para diferentes instantes: a) meio da enchente (SME-A); b) preamar (SP-A).

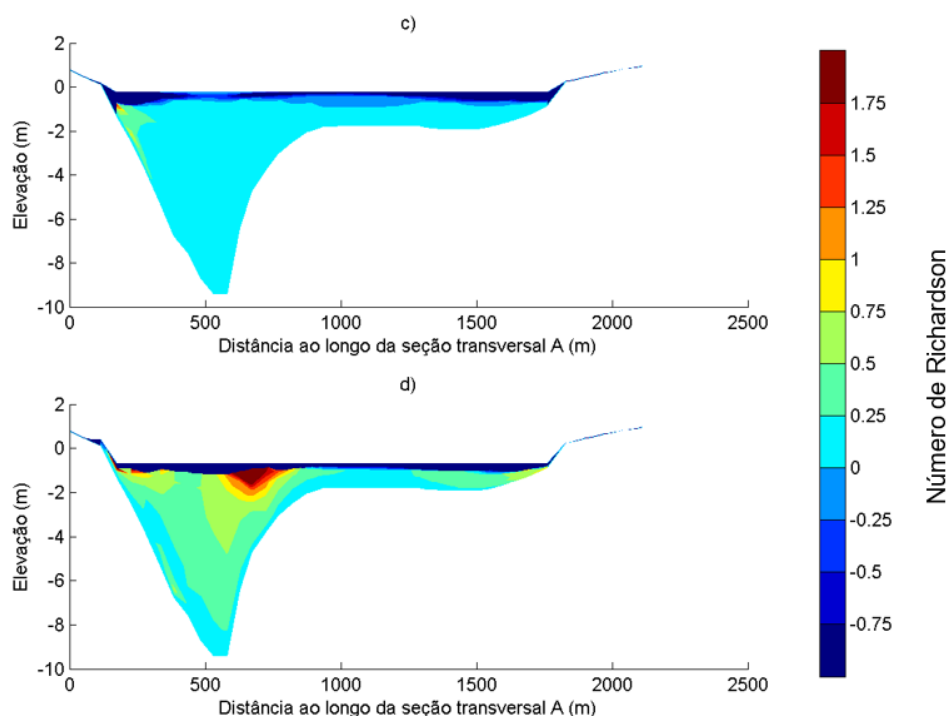


Figura 37: Variável número de Richardson, ao longo da seção transversal A, durante a sizígia, para diferentes instantes: c) meio da vazante (SMV-A); d) baixa-mar (SB-A).

Com relação a variável número de Richardson analisada na seção A, ao observar a Figura 34 e Figura 35 (quadratura), é possível constatar que, segundo a interpretação do número de Richardson dada por Dyer (1997), com relação ao grau de estabilidade da estratificação (Seção 3.1.1), em todos os momentos do período de quadratura a lâmina de água se apresentou, em sua maior parte, com estratificação estável ($Ri > 0$). No entanto, pode se observar o momento de meio da enchente (QME-A), em que apenas na parte mais superficial da lâmina d'água a estratificação se apresentou instável ($Ri < 0$). Adicionalmente, no período de sizígia (Figura 36 e Figura 37), nos instantes de meio da vazante e baixa-mar (SMV-A e SB-A) a lâmina de água se apresentou com estratificação estável ($Ri > 0$), e nos instantes de meio da enchente e preamar (SME-A e SP-A) ela se apresentou instável ($Ri < 0$).

Logo, com relação ao grau de estabilidade dado pela análise do número de Richardson, observando a Figura 34, Figura 35, Figura 36 e Figura 37, é possível

concluir que a estratificação se apresentou mais estável no período de quadratura, comparando com o período de sizígia, na maior parte do tempo observado.

Paralelamente, ao analisar o número de Richardson (quadratura e sizígia) com vistas em identificar qual processo impera na mistura dentro da coluna de água, assim como explicado na Seção 3.1.1, é possível apontar que $Ri < 0,25$ foi dominante em três momentos de sizígia (SME-A, SP-A e SMV-A). No momento que restou (SB-A): $Ri > 0,25$. Logo, na sizígia, a seção A se apresentou com dominância do processo de difusão turbulenta na mistura, apontando dominância de uma seção parcialmente misturada nesses instantes. Na quadratura, em todos os momentos observados (Figura 34 e Figura 35) houve predominância do entranhamento na mistura ($Ri > 0,25$), apontando dominância de uma seção estratificada nesses instantes.

Em relação aos resultados que identificaram o processo que impera na mistura dentro da coluna de água, considerando todo o tempo de observação dos resultados do número de Richardson na seção A (quadratura e sizígia), houve predominância de $Ri > 0,25$. Portanto, há predominância do processo de entranhamento na mistura, levando a caracterizar o local como estratificado, durante o período analisado.

5.2.2. Seção transversal B

Com relação a seção transversal B, a Figura 38, a Figura 39, a Figura 40 e a Figura 41, são referentes a variável salinidade na quadratura e na sizígia. Já a Figura 42, a Figura 43, a Figura 44 e a Figura 45 se referem a variável temperatura na quadratura e na sizígia. Com relação a variável velocidade horizontal (componente normal), os momentos de quadratura e sizígia são apresentados na Figura 46, na Figura 47, na Figura 48 e na Figura 49. Ainda na seção transversal B, a Figura 50, a Figura 51, a Figura 52 e a Figura 53 apresentam o número de Richardson para quadratura e sizígia. Para todas as variáveis, tanto na quadratura, como na sizígia, são apresentados momentos de maré de meio de enchente, preamar, meio de vazante e baixa-mar, respectivamente. É importante observar que a escala da legenda da seção

transversal A é diferente da escala da legenda da seção B para uma mesma variável (apenas a variável número de Richardson possui a mesma legenda), pois os valores das variáveis mudaram significativamente de uma seção para a outra. Portanto, para melhor enxergar a variação dentro de cada seção, escolheu-se diferentes escalas de legenda para as diferentes seções. Além disso, é importante ressaltar que, apenas a critérios de visualização dos resultados da seção B (diferentemente dos critérios de visualização da seção A), a velocidade negativa vai no sentido apontando para a boca do estuário, e a velocidade positiva vai no sentido apontando para a cabeça do estuário.

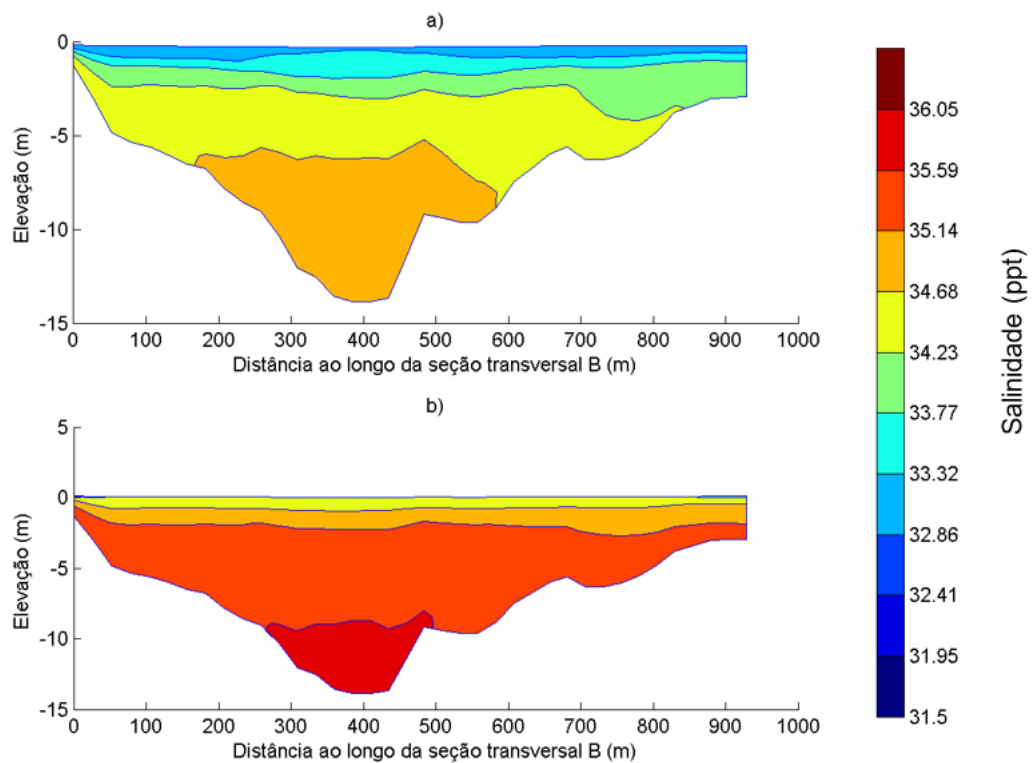


Figura 38: Variável salinidade, ao longo da seção transversal B, durante a quadratura, para diferentes instantes: a) meio da enchente (QME-B); b) preamar (QP-B).

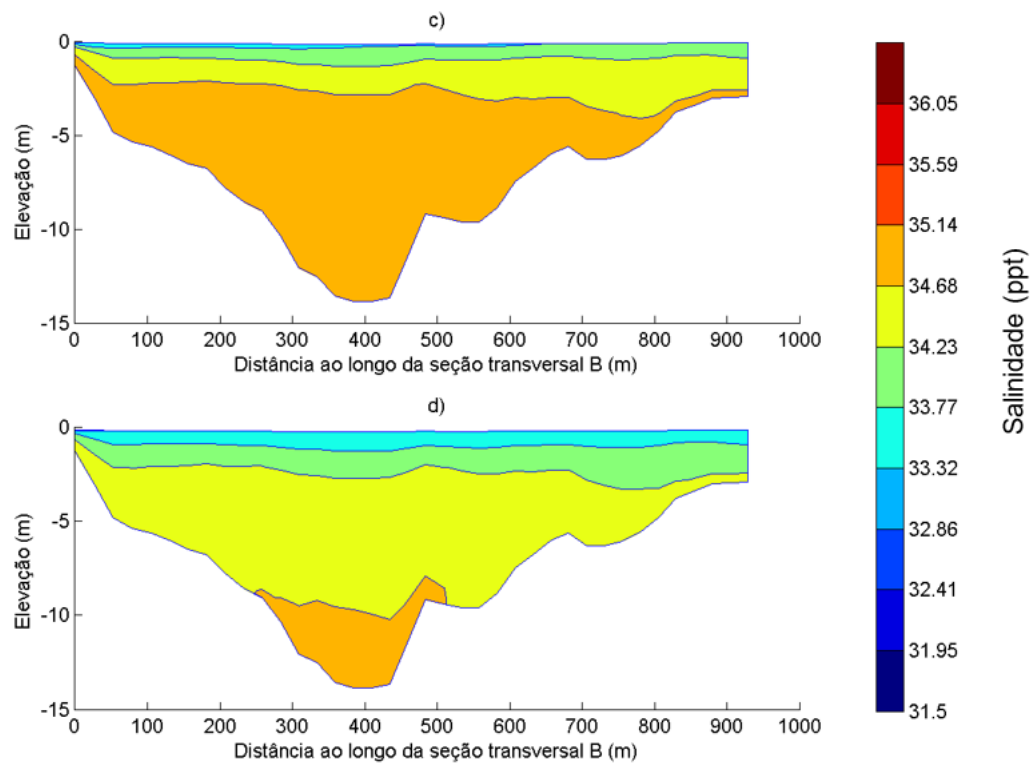


Figura 39: Variável salinidade, ao longo da seção transversal B, durante a quadratura, para diferentes instantes: c) meio da vazante (QMV-B); d) baixa-mar (QB-B).

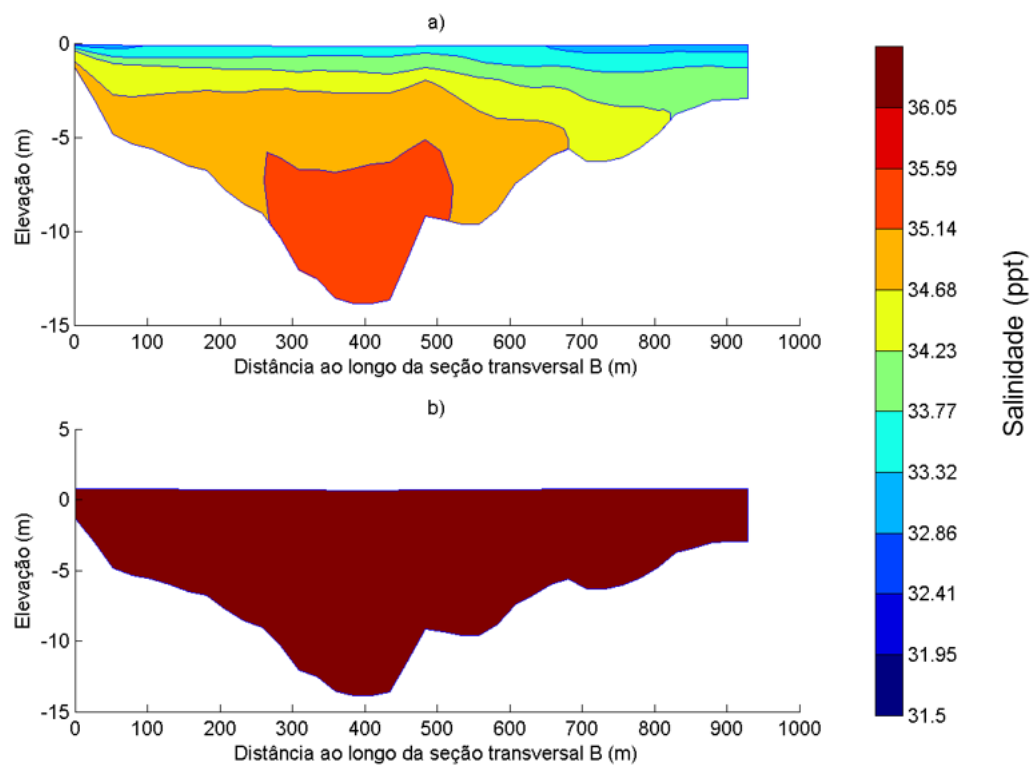


Figura 40: Variável salinidade, ao longo da seção transversal B, durante a sizígia, para diferentes instantes: a) meio da enchente (SME-B); b) preamar (SP-B).

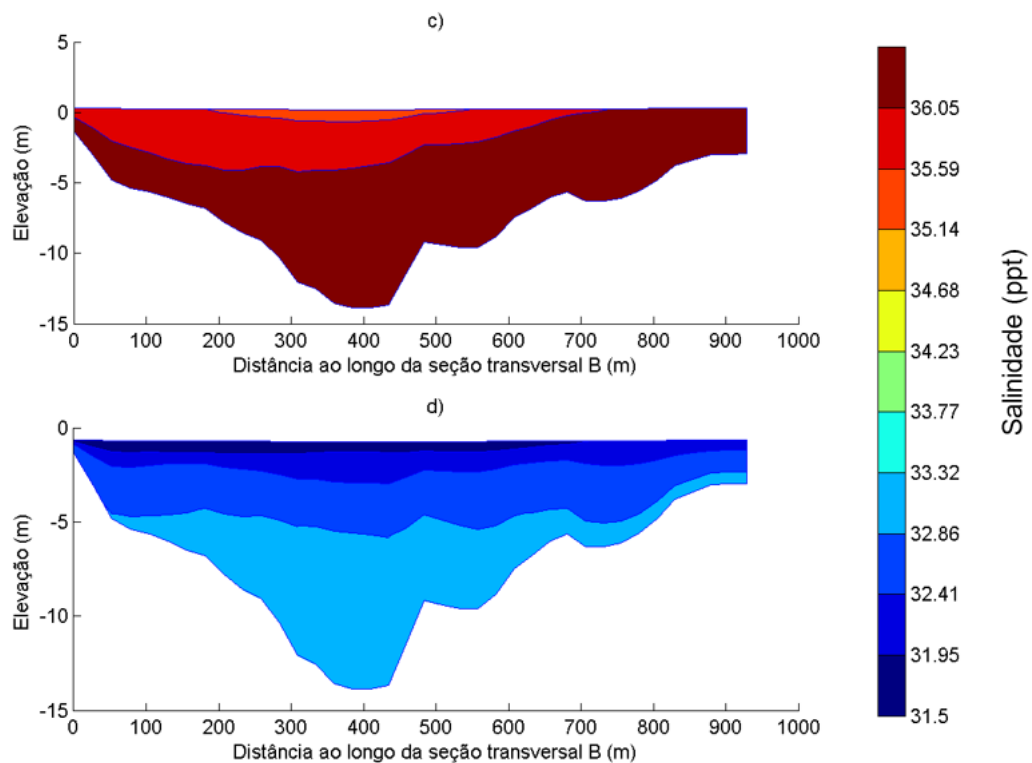


Figura 41: Variável salinidade, ao longo da seção transversal B, durante a sizígia, para diferentes instantes: c) meio da vazante (SMV-B); d) baixa-mar (SB-B).

Assim como na seção A, na seção B, ao comparar a Figura 38 e Figura 39 com a Figura 40 e Figura 41 (variável salinidade na quadratura e na sizígia) é possível observar a mesma relação entre o gradiente vertical de salinidade e o período de maré em que a lâmina de água se encontra. No período de quadratura, em que a amplitude da maré é menor (em relação ao período de sizígia), o gradiente vertical de salinidade na seção B foi, em média, de 1,53 ppt, ao longo de aproximadamente 13,5 m de profundidade (canal principal). Paralelamente, no período de sizígia, em que a amplitude da maré é maior, o gradiente vertical de salinidade na seção B foi, em média, de 1 ppt. Portanto, da mesma forma que foi observado na seção A, na seção B, quanto menor a amplitude da maré, maior o gradiente vertical de salinidade. Corroborando novamente essa relação, a qual também foi encontrada por Garonce e Quaresma (2014).

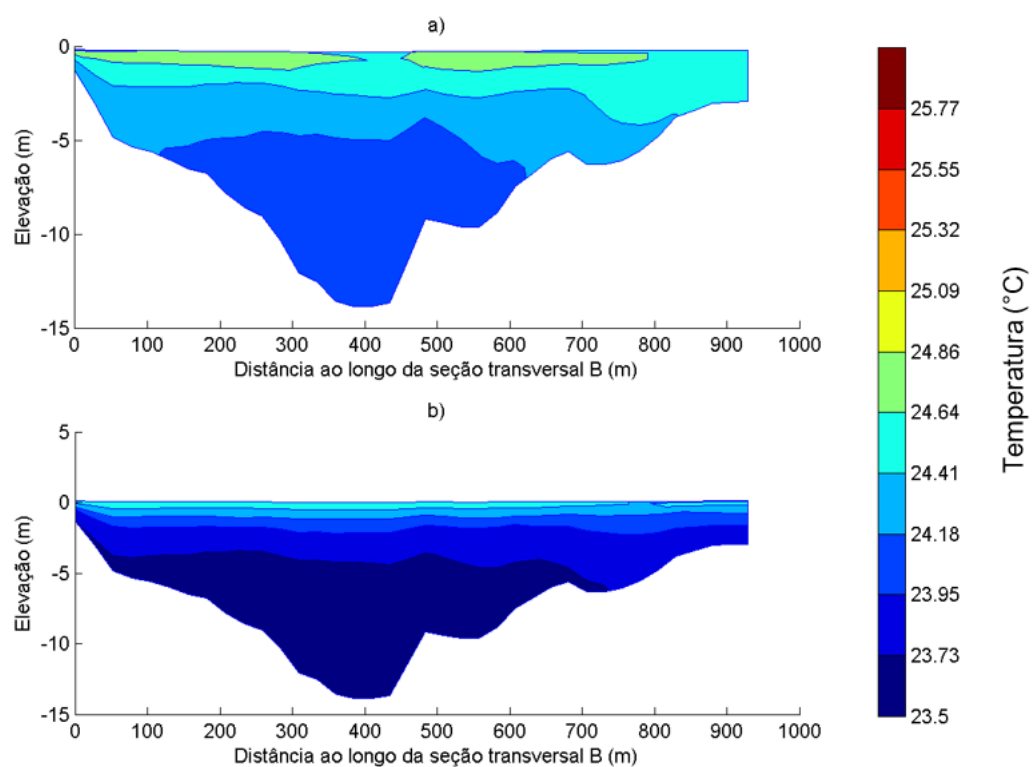


Figura 42: Variável temperatura, ao longo da seção transversal B, durante a quadratura, para diferentes instantes: a) meio da enchente (QME-B); b) preamar (QP-B).

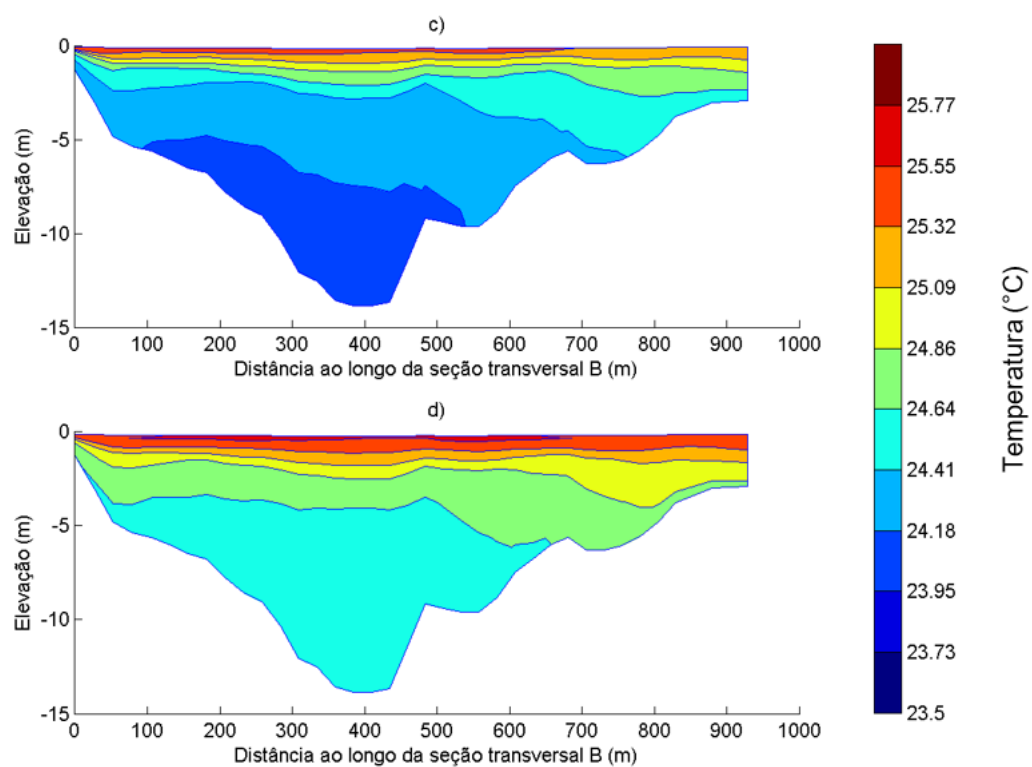


Figura 43: Variável temperatura, ao longo da seção transversal B, durante a quadratura, para diferentes instantes: c) meio da vazante (QMV-B); d) baixa-mar (QB-B).

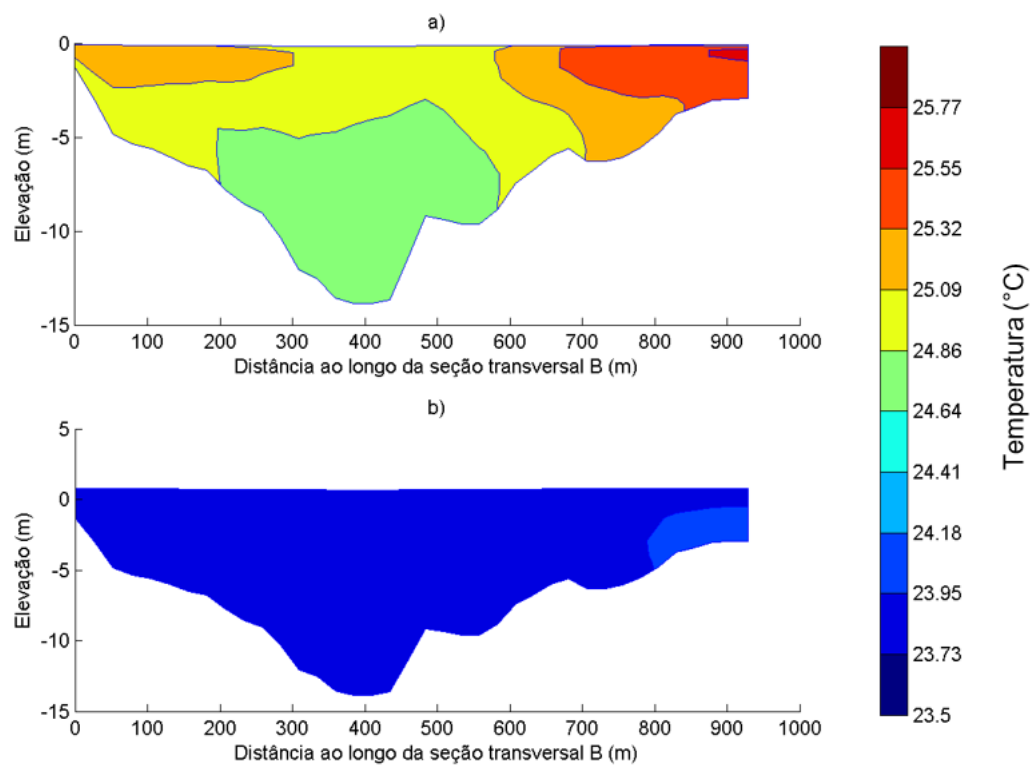


Figura 44: Variável temperatura, ao longo da seção transversal B, durante a sizígia, para diferentes instantes: a) meio da enchente (SME-B); b) preamar (SP-B).

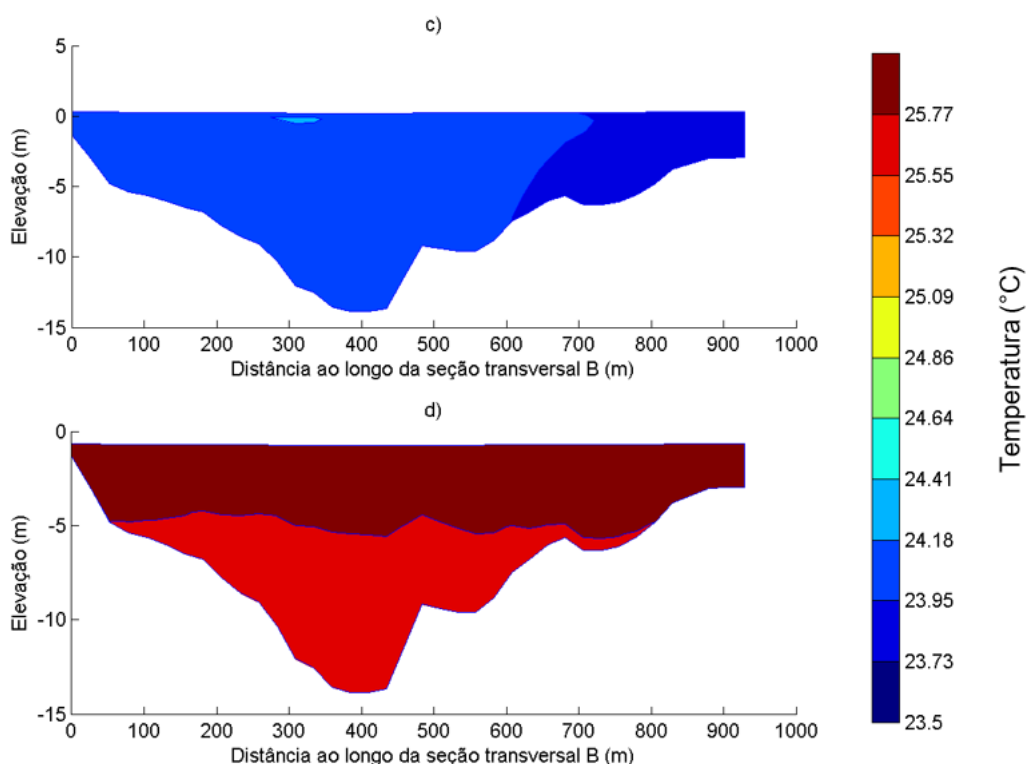


Figura 45: Variável temperatura, ao longo da seção transversal B, durante a sizígia, para diferentes instantes: c) meio da vazante (SMV-B); d) baixa-mar (SB-B).

Em comparação com a seção A, a temperatura da seção B se comportou de maneira diferente, provavelmente devido a presença de uma planície de maré na seção A. Pode se observar o comportamento da temperatura na seção B na quadratura, Figura 42 e Figura 43, e na sizígia, Figura 44 e Figura 45. Como já explicado, essa presença deixa a lâmina de água mais susceptível a oscilações em sua temperatura. Portanto, dependendo das condições meteorológicas momentâneas a temperatura da lâmina de água se comporta de acordo (devido ao fluxo de calor pela superfície livre). Como na seção B o volume de água é bem maior (canal mais fundo que o canal principal da seção A) e não há uma planície de maré, o fluxo de calor em sua superfície pode não ser tão considerável para a variação da temperatura na seção B.

Ademais, é esperado que haja o encontro de temperaturas maiores no estuário em locais em que há maior influência da entrada da descarga dos rios, em contrapartida que, águas mais frias são encontradas na parte do estuário mais próxima do oceano.

Esse fato foi confirmado pelo resultado apresentado nas simulações, em que ao comparar Figura 26, a Figura 27, a Figura 28 e a Figura 29 (seção A), com Figura 42, Figura 43, Figura 44 e Figura 45 (seção B), é possível observar uma faixa de temperatura entre 27 °C e 29,3 °C na seção A, mais próxima a entrada dos rios, e uma faixa de temperatura entre 23,5 °C e 26 °C na seção B, mais próxima do oceano.

Com relação a variável temperatura na seção B, foi observado que maiores temperaturas foram encontradas na baixa-mar e menores temperaturas foram encontradas na preamar. Esse fato foi constatado tanto na quadratura (Figura 42, Figura 43), como na sizígia (Figura 44, Figura 45). Isso pode ser explicado pela ação da corrente de maré, que dependendo da maré, faz com que águas mais frias e oceânicas, ou que águas mais quentes e fluviais, estejam na seção. No momento de preamar, a água mais fria e oceânica já entrou, estuário adentro, com seu volume máximo, podendo ser o fato que fez com que menores temperaturas fossem observadas. No momento de baixa-mar, a água mais fria e oceânica já desaguou, em parte, de volta para o oceano, dando lugar a águas quentes e fluviais, podendo ser o fato que fez com que maiores temperaturas fossem observadas.

Importante destacar a não calibração dos parâmetros do modelo de fluxo de calor para a região. Também é importante ressaltar que, no Delft3D-FLOW, a troca de calor no leito é considerada igual a zero. Esse fato pode levar a previsões superestimadas de temperatura em lâminas de água rasas. Além disso, o efeito da precipitação na temperatura da água não é levado em consideração.

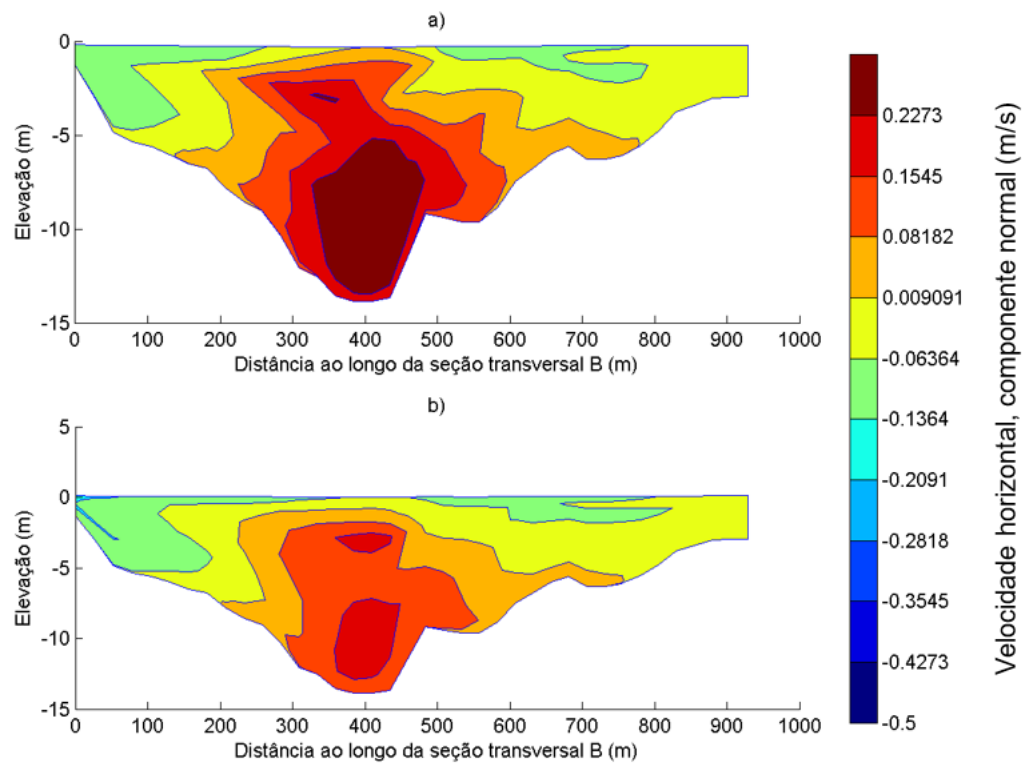


Figura 46: Variável velocidade horizontal (componente normal), ao longo da seção transversal B, durante a quadratura, para diferentes instantes: a) meio da enchente (QME-B); b) preamar (QP-B).

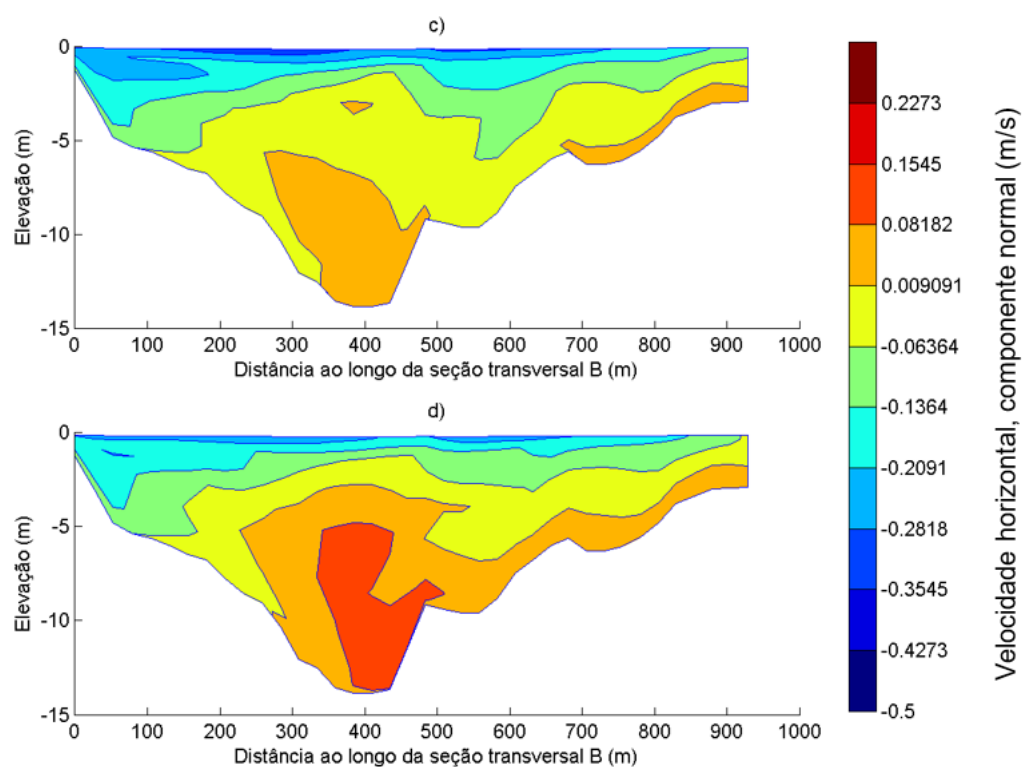


Figura 47: Variável velocidade horizontal (componente normal), ao longo da seção transversal B, durante a quadratura, para diferentes instantes: c) meio da vazante (QMV-B); d) baixa-mar (QB-B).

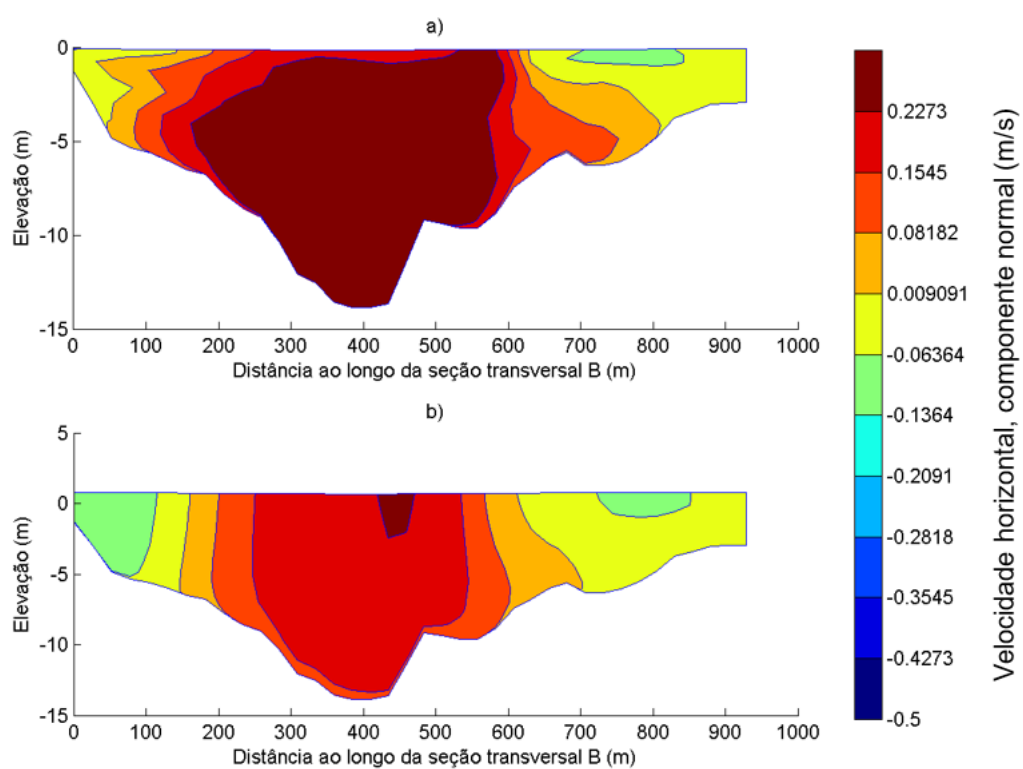


Figura 48: Variável velocidade horizontal (componente normal), ao longo da seção transversal B, durante a sizígia, para diferentes instantes: a) meio da enchente (SME-B); b) preamar (SP-B).

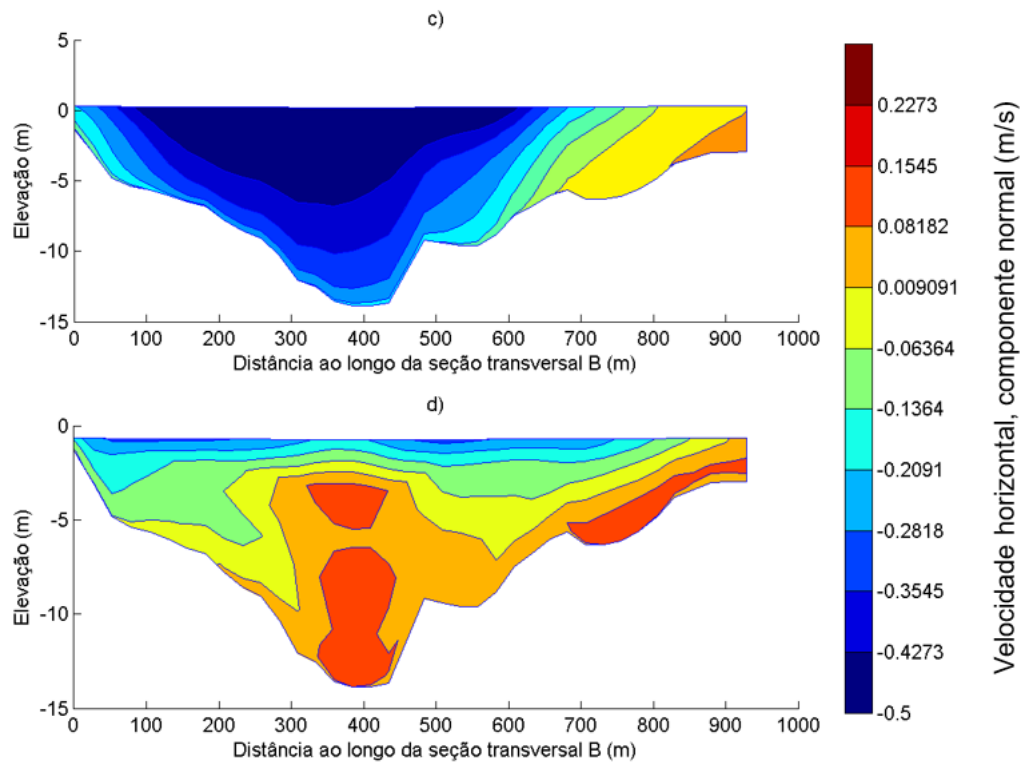


Figura 49: Variável velocidade horizontal (componente normal), ao longo da seção transversal B, durante a sizígia, para diferentes instantes: c) meio da vazante (SMV-B); d) baixa-mar (SB-B).

Com relação a variável velocidade horizontal (componente normal a seção transversal) na seção B, ao comparar picos de velocidade presentes nos diferentes períodos da quadratura (Figura 46 e Figura 47) e nos diferentes períodos da sizígia (Figura 48 e Figura 49), é possível observar uma maior diferença de valores dentre os momentos observados na sizígia, do que diferença dentre os momentos da quadratura. De acordo com o referencial adotado na visualização da velocidade horizontal na seção B, dentre os instantes avaliados, na sizígia a menor velocidade horizontal encontrada atingiu valores menores que de -0,5 m/s (meio da enchente, SME-A, Figura 48, letra a), e a maior atingiu valores maiores que 0,22 m/s (SMV-A, Figura 49, letra c). Já entre os instantes avaliados durante a quadratura, a maior velocidade horizontal atingiu valores maiores que 0,22 m/s (QME-A, Figura 46, letra a), e a menor foi aproximadamente -0,28 m/s (QMV-A, Figura 47, letra c). Esses resultados estão de acordo com o esperado, pois para o período em que há um maior gradiente da lâmina d'água, ou seja, quando há mudanças mais bruscas na lâmina de água, maiores velocidades horizontais são encontradas dentro do estuário.

Além disso, seguindo o mesmo raciocínio do parágrafo anterior e observando os momentos em que aconteceram os picos de velocidade horizontal, é possível constatar que os momentos de meio de enchente e meio de vazante apresentaram os valores mais intensos para cada diferente sentido da velocidade, tanto na quadratura (Figura 46, letra a, e Figura 47, letra c), como na sizígia (Figura 48, letra a, e Figura 49, letra c). Esses resultados estão de acordo com o esperado, em que os picos de velocidade horizontal acontecem entre os estofos de preamar e de baixa-mar, tanto no meio da enchente, como no meio da vazante. Isso ocorre, pois o meio da enchente e o meio da vazante normalmente são momentos em que há um maior gradiente da lâmina d'água, ou seja, ou a água sai mais rápido do estuário (causando uma diminuição da lâmina d'água mais rapidamente), ou a água entra mais rápido no estuário (causando um aumento da lâmina d'água mais rapidamente). Sendo assim, é possível afirmar que o programa representou bem esse comportamento esperado na seção B, pois os picos de velocidade horizontal aconteceram nos momentos de meio de enchente e meio de vazante, tanto na quadratura, como na sizígia.

Outra observação que pode ser feita é que a magnitude da velocidade horizontal normal a seção transversal presente nas partes mais rasas da seção foram menores do que a magnitude da velocidade horizontal normal a seção transversal no canal principal, tanto na quadratura (Figura 46 e Figura 47), como na sizígia (Figura 48 e Figura 49). Resultado também coerente, pois nas partes mais rasas do canal o cisalhamento causado pelo próprio fundo atua mais do que no canal principal (pois a lâmina de água é menor nas partes mais rasas). Esse cisalhamento proporciona maior resistência a qualquer movimento. Importante ressaltar que todas as relações destacadas na seção B, com relação ao comportamento da variável velocidade horizontal (componente normal), foram observadas de forma semelhante, com relação a seção A.

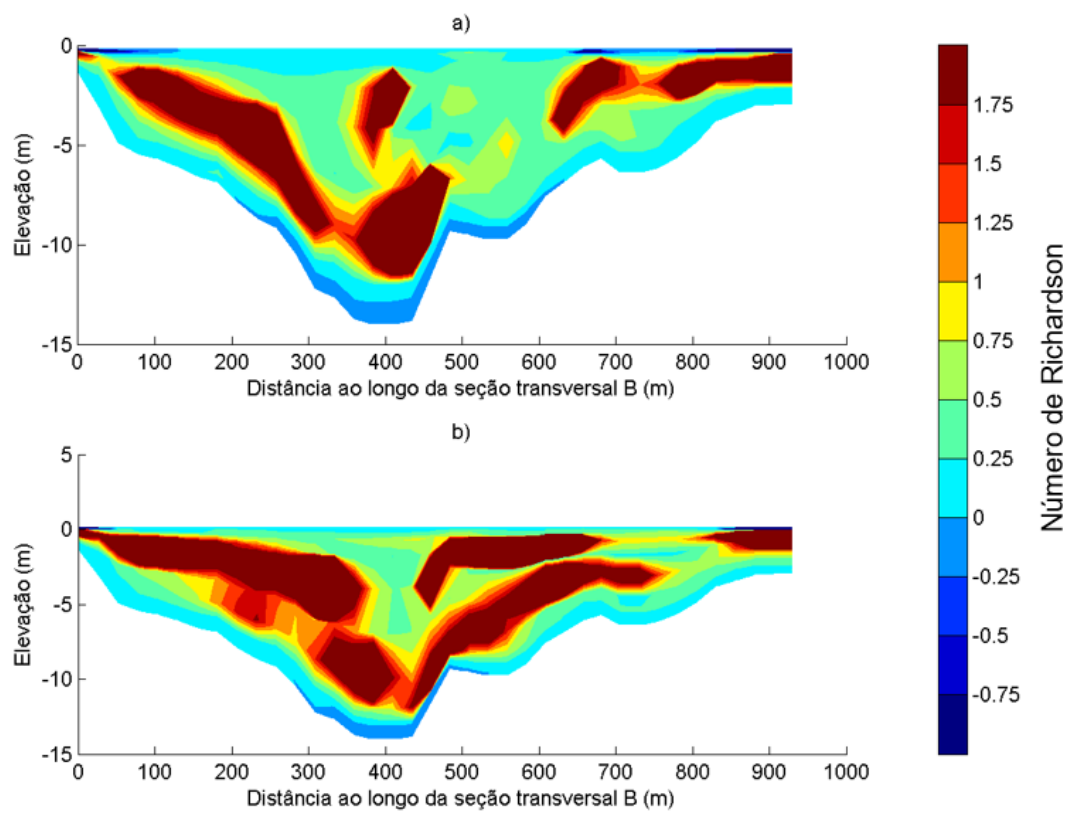


Figura 50: Variável número de Richardson, ao longo da seção transversal B, durante a quadratura, para diferentes instantes: a) meio da enchente (QME-B); b) preamar (QP-B).

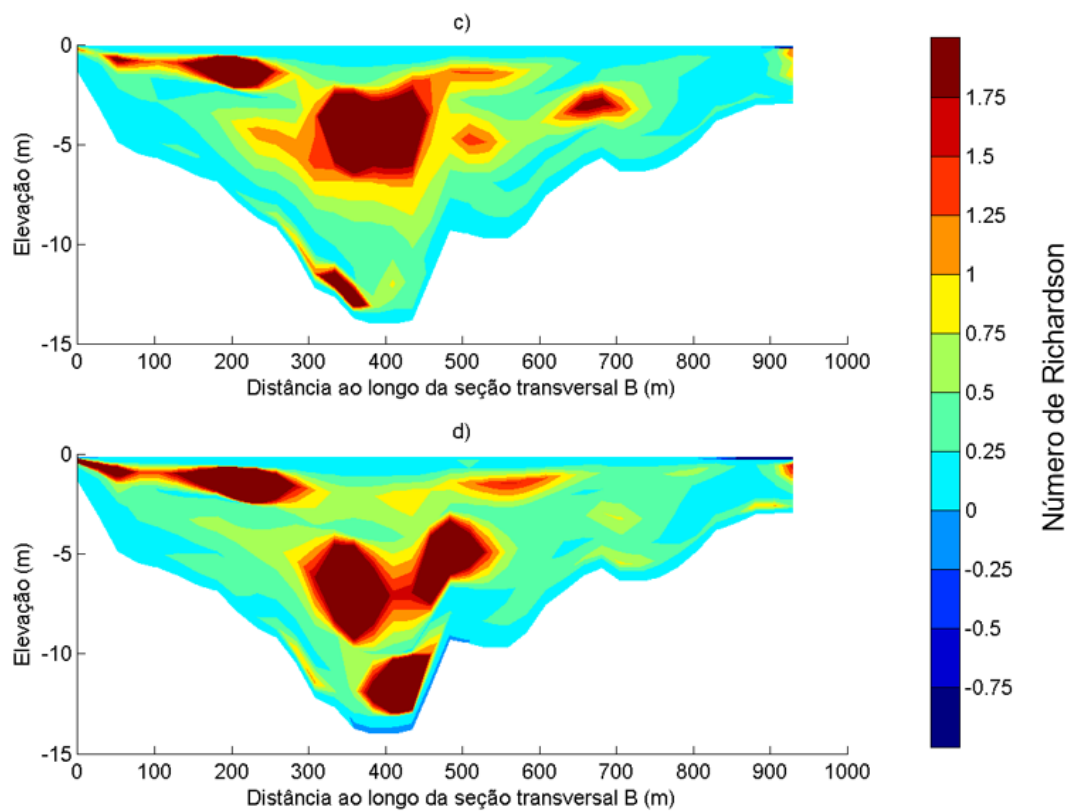


Figura 51: Variável número de Richardson, ao longo da seção transversal B, durante a quadratura, para diferentes instantes: c) meio da vazante (QMV-B); d) baixa-mar (QB-B).

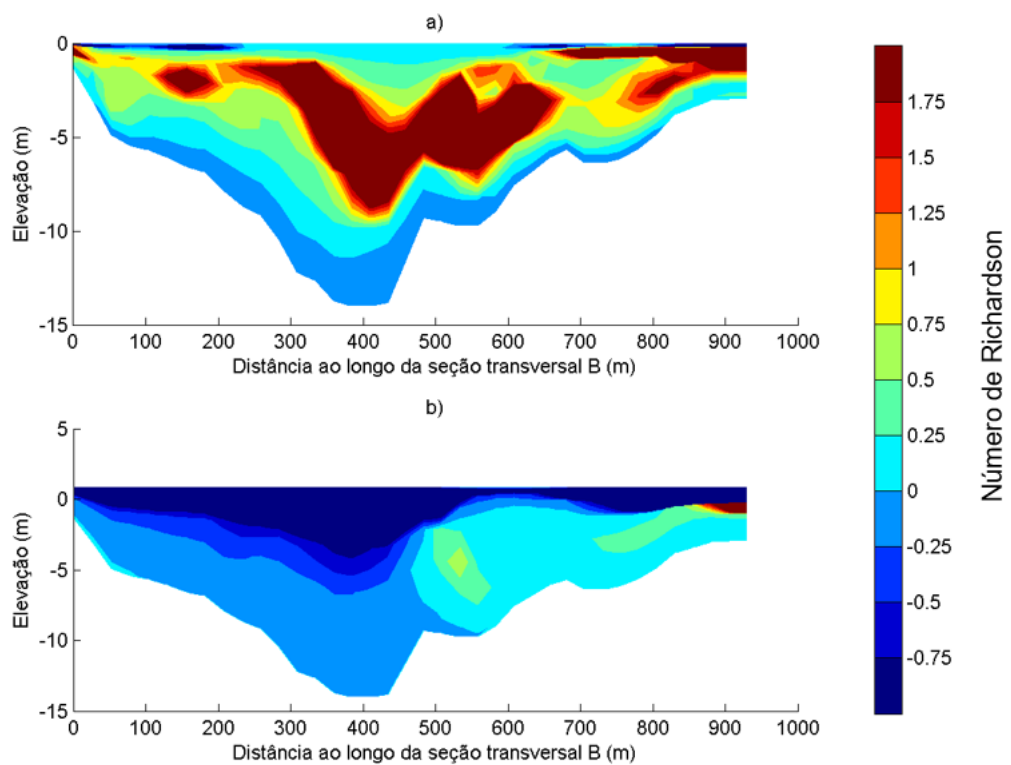


Figura 52: Variável número de Richardson, ao longo da seção transversal B, durante a sizígia, para diferentes instantes: a) meio da enchente (SME-B); b) preamar (SP-B).

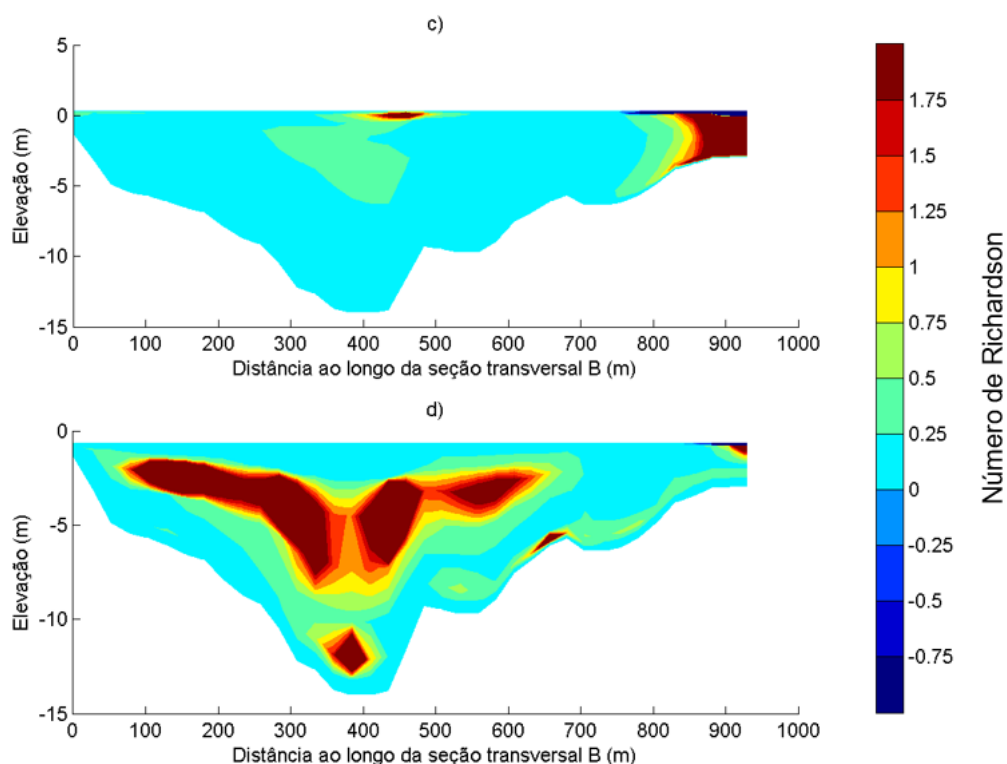


Figura 53: Variável número de Richardson, ao longo da seção transversal B, durante a sizígia, para diferentes instantes: c) meio da vazante (SMV-B); d) baixa-mar (SB-B).

Com relação a variável número de Richardson analisada na seção B, ao observar a Figura 50 e a Figura 51, é possível constatar que, segundo a interpretação do número de Richardson dada por Dyer (1997), com relação a estabilidade da estratificação (Seção 3.1.1), em todos os momentos do período de quadratura a lâmina de água se apresentou, em sua maior parte, com estratificação estável ($Ri > 0$). Adicionalmente, durante a maior parte dos momentos de sizígia (Figura 52 e Figura 53), a lâmina de água se apresentou com estratificação estável ($Ri > 0$). No entanto, na sizígia, pode se observar o instante de preamar (SP-B), em que em grande parte da área da seção se apresentou com estratificação instável ($Ri < 0$), e uma pequena porção se apresentou estável ($Ri > 0$).

Logo, com relação ao grau de estabilidade dado pela análise do número de Richardson, observando a Figura 50, Figura 51, Figura 52 e Figura 53, é possível concluir que a estratificação se apresentou mais estável no período de quadratura,

comparando com o período de sizígia, na maior parte do tempo observado, assim como discutido ao analisar esse mesmo quesito na seção A.

Paralelamente, ao analisar o número de Richardson (quadratura e sizígia) com vistas em identificar qual processo impera na mistura dentro da coluna de água, assim como explicado na Seção 3.1.1, é possível apontar que $Ri < 0,25$ foi dominante em dois momentos encontrados na sizígia (SP-B e SMV-B). Nos demais momentos (SB-B e SME-B), $Ri > 0,25$. Logo, nos momentos observados na sizígia, a seção B apresentou um equilíbrio de dois processos atuando na mistura: a difusão turbulenta e o entranhamento. Esse fato leva a conclusão de que, nos momentos observados durante a sizígia, a seção B variou entre pouco estratificada e estratificada. Na quadratura, em todos os momentos observados (Figura 50 e Figura 51) houve predominância do entranhamento na mistura ($Ri > 0,25$). Esse fato implica em uma dominância de uma seção estratificada nesses instantes.

Em relação aos resultados que identificaram o processo que impera na mistura dentro da coluna de água, considerando todo o tempo de observação dos resultados do número de Richardson na seção B (quadratura e sizígia), houve predominância de $Ri > 0,25$. Portanto, há predominância do processo de entranhamento na mistura, levando a caracterizar o local como estratificado, durante o período analisado.

5.2.3. Discussões gerais acerca da estratificação

De forma geral, em ambas as seções, de acordo com os momentos observados, o período de quadratura se apresentou mais estratificado que o período de sizígia, sendo que todas as variáveis (salinidade, temperatura, velocidade horizontal e número de Richardson) se apresentaram de acordo com essa observação. Importante ressaltar a predominância do processo de difusão turbulenta na mistura durante a sizígia, e a predominância do processo de entranhamento na mistura durante a quadratura, em ambas as seções, nos momentos observados. Esse fato leva a conclusão de que, em ambas as seções, o período de quadratura apresentou uma

lâmina de água estratificada ($Ri > 0,25$), e o período de sizígia apresentou uma lâmina de água parcialmente misturada ($Ri < 0,25$), nos momentos analisados. Além disso, ao analisar todo o período de resultados (quadratura e sizígia) nas duas seções transversais, é possível afirmar que elas possuem características de uma lâmina de água estratificada por conter predominância do processo entranhamento na mistura de sua coluna de água, pois $Ri > 0,25$ na maior parte do tempo (DYER, 1997).

Essa relação entre quadratura e sizígia apresentada no parágrafo acima também foi uma relação encontrada por Garonce e Quaresma (2014) com relação ao número de Richardson, concordando com os resultados do presente trabalho. Esse fato também é encontrado nos trabalhos de Genz (2006), Mantovanelli *et al.* (2004). Apesar desses dois últimos trabalhos não terem sido realizados no SEIV, confirmam uma tendência encontrada em estuários, em que velocidades de maior magnitude são encontradas em período de sizígia, gerando maior difusão turbulenta e mistura nesse período, sendo o menos estratificado.

A interpretação, segundo Dyer (1997), dada para os resultados do número de Richardson no presente estudo indica que o período de quadratura se caracteriza por apresentar uma lâmina de água estratificada, e o período de sizígia tende a apresentar uma lâmina de água parcialmente misturada. Interpretação essa que varia um pouco em relação a apresentada por Garonce e Quaresma (2014). As referidas autoras mediram *in situ* algumas variáveis em duas verticais próximas a seção transversal B, avaliada pelo presente estudo, para realizar o cálculo do número de Richardson em camadas (R_{iL}) modificado. A interpretação dos resultados referentes ao número de Richardson apresentados pelas autoras afirma que o estuário se encontra parcialmente misturado no período de quadratura e com pouca estratificação no período de sizígia.

Há algumas razões que podem explicar essa diferença de resultados: a ausência de dados de vazão dos tributários e de galerias pluviais que desaguam ao longo da baía, para o período simulado; a diferença das condições do estuário (vazão, salinidade e temperatura dos rios) entre o período em que foram realizadas as medições das autoras e o período em que foi realizada a simulação do presente trabalho (períodos

distintos); a diferença entre a metodologia e o tipo de cálculo (numérico ou com variáveis medidas) do número de Richardson; a não calibração dos números de Stanton (c_h) e de Dalton (c_e) no modelo de fluxo de calor; e a não consideração da troca de calor com o leito do estuário e da precipitação pelo modelo de fluxo de calor.

Vale ressaltar a diferença entre a metodologia e o tipo de cálculo do número de Richardson encontrado nos dois trabalhos. No estudo das autoras citadas, a metodologia utilizada para o cálculo do número de Richardson pode ter sido limitada, pois utilizou-se dados medidos pontualmente ao longo de duas verticais para o cálculo, podendo carregar erros quanto ao manuseio do equipamento durante a medição, e quanto a calibração do equipamento. Além disso, o cálculo que as autoras utilizaram foi o do número de Richardson em camadas (R_{iL}), em uma forma modificada, devido a dificuldades em encontrar medidas precisas quanto ao gradiente de velocidade horizontal na vertical ($\frac{\partial u}{\partial z}, \frac{\partial v}{\partial z}$) e o gradiente de massa específica na vertical ($\frac{\partial \rho}{\partial z}$), que são necessários para o cálculo do número de Richardson por gradiente (R_i), utilizado neste trabalho. O R_{iL} providencia apenas um valor para toda a lâmina de água verticalmente analisada. Por sua vez, o R_i proporciona valores para cada ponto de discretização do domínio. O cálculo do número de Richardson em camadas (R_{iL}), modificado, encontra-se na Equação 51 (GARONCE e QUARESMA, 2014):

$$R_{iL} = \frac{gh\Delta\rho_v}{\bar{\rho}\bar{u}^2} \quad (51)$$

Onde, g é a aceleração gravitacional, h é a profundidade local, $\bar{u}$ e $\bar{\rho}$ são as médias da velocidade e da densidade na coluna de água, respectivamente, e $\Delta\rho_v$ é a diferença de densidade entre o fundo e a superfície. Além disso, o R_{iL} considera que a velocidade na direção y é igual a zero ($v = 0$), pois a equação é mais simplificada devido a dificuldades de medição das variáveis, ao passo que R_i considera a velocidade nas direções x e y . Logo, se a velocidade local na direção y for considerável, haverá uma discrepância de resultados. Portanto, todos esses fatores podem justificar a variação na interpretação de resultados segundo o número de Richardson.

Importante salientar que a diferença entre salinidade e temperatura superficial e de fundo, encontradas durante o período de maior estratificação (quadratura), no presente trabalho, de 0,6 ppt e 0,5 °C na seção A (ao longo de aproximadamente 8,7 m), e de 1,53 ppt e 1 °C na seção B (ao longo de aproximadamente 13,5 m), não são tão acentuadas quando comparadas com demais estuários classificados como estratificados.

Para comparação, um exemplo de estuário estratificado é o estuário de Vellar, na Índia, em que pode chegar a uma diferença de salinidade de 25 ppt ao longo de uma profundidade de 2,2 m (DYER e RAMAMOORTHY, 1969). Outro estuário estratificado é o de Palmiet, na África do Sul. Ele pode chegar a uma diferença de salinidade de 19 ppt ao longo de 4 m de profundidade (LARGIER e TALJAARD, 1991). Além disso, tem-se o estuário do Rio Fraser, na Colúmbia Britânica, Canadá, o qual chega a uma diferença de salinidade de 18 ppt ao longo de 12 m de profundidade (GEYER e FARMER, 1989).

No entanto, mesmo com a baixa diferença vertical de salinidade e temperatura observados nas seções transversais, a interpretação dos resultados do número de Richardson encontrados no presente trabalho, segundo Dyer (1997), apontam para uma estratificação durante a quadratura. Esse fato pode ser explicado pela análise da fórmula de Ri (Equação 46), em que a equação quantifica a razão entre o gradiente vertical de massa específica e o gradiente vertical das velocidades horizontais. Portanto, o número não mede a estratificação em si, mas sim a razão entre as forças estabilizantes da estratificação da densidade, e as forças desestabilizadoras da velocidade de cisalhamento.

Portanto, para se chegar a uma conclusão final quanto a estratificação do SEIV, estudos mais completos, investigando a estratificação de forma mais minuciosa e sanando possíveis problemas apresentados neste estudo, devem ser promovidos.

Além disso, ao comparar a estratificação vertical da salinidade e da temperatura na seção A (Figura 22, Figura 23, Figura 24, Figura 25, Figura 26, Figura 27, Figura 28,

Figura 29), com a estratificação vertical das mesmas variáveis na seção B (Figura 38, Figura 39, Figura 40, Figura 41, Figura 42, Figura 43, Figura 44, Figura 45), é possível observar que há uma estratificação maior na seção B, nos momentos analisados. Isso pode ser explicado pela maior atuação do cisalhamento de fundo na seção A, pois é mais rasa, se comparada com a seção B, misturando a coluna de água de maneira mais eficiente.

6. CONCLUSÃO

De forma inicial, tem-se que a resposta hidrodinâmica dos diferentes cenários, baroclínico e barotrópico, foram satisfatórias, uma vez que parâmetros estatísticos seguiram uma mesma tendência de trabalhos similares. Além disso, foi realizada uma comparação dos parâmetros estatísticos dos cenários. Pela obtenção de parâmetros estatísticos bem parecidos nos diferentes cenários, conclui-se que a ação da forçante baroclínica próxima a estação do Porto de Tubarão não influenciou tanto na elevação da lâmina d'água local. Além disso, não afetou muito a magnitude da corrente próxima a estação de medição da Terceira Ponte. Portanto, conclui-se que há um pequeno gradiente de massa específica nesses dois pontos de medição, o que pode indicar a predominância da água salobra influenciando no cálculo da massa específica, devido a sua localização mais próxima da boca do estuário. Além disso, a consideração da vazão apenas do Rio Santa Maria da Vitória em período de seca, pode ter contribuído para a observação de grande homogeneização (pequeno gradiente de densidade) nessa simulação (DYER, 1997).

Ao comparar dados medidos de temperatura e salinidade com resultados obtidos apenas pela simulação no modo baroclínico (BC), em 23 pontos ao longo da Baía de Vitória e do canal de acesso ao Porto de Vitória, obteve-se uma diferença considerável nos valores. O erro médio absoluto (MAE) comparando os dados medidos na superfície com os dados simulados de superfície foi de 4,3 ppt para salinidade e 2,9 °C para temperatura. Em paralelo, o MAE obtido comparando diretamente os dados medidos de fundo com os dados simulados de fundo foi de 3,5 ppt para salinidade e 2,9 °C para temperatura. Os principais fatores que podem explicar essa diferença são: a ausência de dados de vazão dos tributários e de galerias pluviais que desaguam ao longo da baía; a não calibração dos parâmetros número de Stanton (c_h) e de Dalton (c_e) no modelo de fluxo de calor; e a não consideração da troca de calor com o leito do estuário e da precipitação pelo modelo de fluxo de calor. Porém, ao comparar valores médios de superfície-fundo medidos e simulados, pôde-se observar uma tendência semelhante entre eles.

De forma geral, em ambas as seções, de acordo com os momentos observados, o período de quadratura se apresentou mais estratificado que o período de sizígia. Importante ressaltar a predominância do processo de difusão turbulenta na mistura durante a sizígia, e a predominância do processo de entranhamento na mistura durante a quadratura, em ambas as seções, nos momentos observados. Concluindo, em ambas as seções, o período de quadratura apresentou uma lâmina de água estratificada ($Ri > 0,25$), e o período de sizígia apresentou uma lâmina de água parcialmente misturada ($Ri < 0,25$), nos momentos analisados. Além disso, ao analisar todo o período de resultados (quadratura e sizígia) nas duas seções transversais, é possível afirmar que elas possuem características de uma lâmina de água estratificada por conter predominância do processo entranhamento na mistura de sua coluna de água, pois $Ri > 0,25$ na maior parte do tempo (DYER, 1997).

Essa relação entre quadratura e sizígia apresentada no parágrafo acima também foi uma relação encontrada por Garonce e Quaresma (2014) com relação ao número de Richardson, concordando com os resultados do presente trabalho. Esse fato também é encontrado nos trabalhos de Genz (2006), Mantovanelli *et al.* (2004). Apesar desses dois últimos trabalhos não terem sido realizados no SEIV, confirmam uma tendência encontrada em estuários, em que velocidades de maior magnitude são encontradas em período de sizígia, gerando maior difusão turbulenta e mistura nesse período, sendo o menos estratificado.

A interpretação, segundo Dyer (1997), dada para os resultados do número de Richardson no presente estudo indica que o período de quadratura apresenta uma lâmina de água estratificada, e o período de sizígia apresenta uma lâmina de água parcialmente misturada. Interpretação um pouco diferente em relação a apresentada por Garonce e Quaresma (2014). A interpretação dos resultados referentes ao número de Richardson apresentados pelas autoras afirma que o estuário se encontra parcialmente misturado no período de quadratura e com pouca estratificação no período de sizígia.

Algumas razões podem explicar essa diferença de resultados: a ausência de dados de vazão dos tributários e de galerias pluviais que desaguam ao longo da baía, para

o período simulado; a diferença das condições do estuário (vazão, salinidade e temperatura dos rios) entre o período em que foram realizadas as medições das autoras e o período em que foi realizada a simulação do presente trabalho (períodos distintos); a diferença entre a metodologia e o tipo de cálculo (numérico ou com variáveis medidas) do número de Richardson; a não calibração dos números de Stanton (c_h) e de Dalton (c_e) no modelo de fluxo de calor; e a não consideração da troca de calor com o leito do estuário e da precipitação pelo modelo de fluxo de calor. Portanto, todos esses fatores podem justificar a variação na interpretação de resultados segundo o número de Richardson. Para se chegar a uma conclusão final quanto a estratificação do SEIV, estudos mais completos, investigando a estratificação de forma mais minuciosa e sanando possíveis problemas apresentados neste estudo, devem ser promovidos.

Além disso, é possível observar uma maior estratificação vertical de salinidade e temperatura presente na seção B, com relação a seção A, que pode ser explicada pela maior atuação do cisalhamento do fundo na seção A, pois é mais rasa.

Como sugestão para futuros trabalhos tem-se: a busca de uma maior precisão na consideração da vazão dos afluentes e galerias pluviais que desaguam no SEIV; a calibração dos parâmetros número de Stanton (c_h) e de Dalton (c_e) no modelo de fluxo de calor; e a obtenção de dados de entrada necessários para simulações em período seco e chuvoso.

Assim como mencionado anteriormente, Garonce e Quaresma (2014) encontraram uma forte relação momentânea entre os fluxos de material particulado em suspensão (MPS) e sal. Portanto, o presente trabalho abre portas para futuros trabalhos, os quais, aplicando as devidas sugestões, façam da modelagem computacional uma ferramenta que otimize a gestão com relação a dispersão de MPS no SEIV.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANDUTTA, F. P. **Experimentos e Modelagem Numérica com Aplicação ao Estuário Tropical do Rio Curimataú, RN**. Dissertação de Mestrado, Instituto Oceanográfico - Universidade de São Paulo, São Paulo, 2006.

_____. **O Sistema Estuarino dos rios Caravelas e Peruípe (Bahia): Observações, simulações, tempo de residência e processos difusivo e advectivo**. Tese de Doutorado, Instituto Oceanográfico - Universidade de São Paulo, 2011.

AUCAN, J.; RIDD, P. V. Tidal asymmetry in creeks surrounded by salt flats and mangroves with small swamp slopes. **Wetlands Ecology and Management**, v. 8, n. 4, p. 223–231, 2000.

AZEVEDO, I. C.; BORDALO, A. A.; DUARTE, P. M. Influence of river discharge patterns on the hydrodynamics and potential contaminant dispersion in the Douro estuary (Portugal). **Water Research**, v. 44, n. 10, p. 3133-3146, 2010.

BARROS FILHO, G. C. **Identificação dos Processos Físicos Na Hidrodinâmica Das Águas do Entorno Da Ilha De Vitória - ES**. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental - Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, 2002.

BARTH, A.; ALVERA-AZCÁRATE, A.; WEISBERG, R. H. Benefit of nesting a regional model into a large-scale ocean model instead of climatology. Application to the West Florida Shelf. **Continental Shelf Research**, v. 28, p. 561-573, 2008.

BAPTISTELLI, S. C. **Análise crítica da utilização de modelagem matemática na avaliação da dispersão de efluentes leves no litoral da Baixada Santista (Estado de São Paulo)**. Tese de Doutorado, Departamento de Engenharia Hidráulica e Sanitária - Escola Politécnica da Universidade de São Paulo, São Paulo, 2008.

BLUMBERG, A. F. **A primer for Ecomsed**. Technical report of HydroQual, Mahwah, N.J., p.188, 2002.

BLUMBERG, A. F.; MELLOR, G. L. **A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model**. In: HEAPS, N. S. (Ed.), *Three-Dimensional Coastal Ocean Models*. Washington, D.C.: American Geophysical Union, 1987, 16 pp.

BOOIJ, N.; HOLTHUIJSEN, L. H.; RIS, R. C. The SWAN wave model for shallow water. **Proc. 25th International Conference on Coastal Engineering**. ASCE, Orlando, USA, v. 1, p. 668–676, 1996.

BRANT, P. G. C. **Modelagem hidrodinâmica ambiental de dragagem no canal de acesso ao Porto de Tubarão e na região de bota fora - ES**. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Oceânica - Universidade Federal do Rio

de Janeiro/COPPE, Rio de Janeiro, 2012.

BROWN, E.; COLLING, A.; PARK, D.; PHILLIPS, J.; ROTHERY, D.; WRIGHT, J. **Ocean circulation**. 2^a ed., Butterworth–Heinemann, 2001, cap. 3.3.

CHACALTANA, J. T. A.; MARQUES, A. C.; RIGO, D.; PACHECO, C. G. **Influência do manguezal no padrão de escoamento do sistema estuarino da ilha de Vitória – ES**. In: Semana Estadual de Meio Ambiente (SESMA), 5., 2003, Vitória, 7 pp.

CHEN, C.; LIU, H.; BEARDSLEY, R. C. An unstructured grid, finite-volume, three-dimensional, primitive equations ocean model: application to coastal ocean and estuaries. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 20, n. 1, p. 159–186, 2003.

CHEN, X. Modeling hydrodynamics and salt transport in the Alafia River estuary, Florida during May 1999–December 2001. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, v.61, p.477-490, 2004.

COLAÇO, G.; ROSA, P. H. T.; NOGUEIRA, I.; KAISER, J.; LOPES, I. T.; JESUS, L. C.; DELPUPO, D. F.; PARENTE, C.E. Desenvolvimento de um sistema operacional de previsão hidrodinâmica e de ondas acoplado para o Porto de Tubarão, Vitória-ES utilizando o ADCIRC+SWAN. In: SIMPÓSIO SOBRE ONDAS, MARÉS, ENGENHARIA OCEÂNICA E OCEANOGRAFIA POR SATÉLITE, 12., 2017, Arraial do Cabo.

CURBANI, F. E. **Modelagem da qualidade da água da Baía de Vitória, ES**. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental - Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, 2016.

DA SILVA, C. G.; PATCHINEETAM, S. M.; NETO, J. A. B.; PONZI, V. R. A. Ambientes de Sedimentação Costeira e Processos Morfodinâmicos Atuantes na Linha de Costa. In: NETO, J. A. B.; PONZI, V. R. A.; SICHEL, S. E (Orgs). **Introdução à Geologia Marinha**. Rio de Janeiro: Interciência, 2004, cap. 8, p. 175-218.

DAVIES, J. H. A morphogenetic approach to world shorelines. **Zeitschrift für Geomorphologie**. v. 8, p. 127-142, 1964.

DEB, M.; FERREIRA C. M. Potential impacts of the Sunderban mangrove degradation on future coastal flooding in Bangladesh. **Journal of Hydro-environment Research**. v. 17, p. 30 - 46. 2017.

DE JESUS, H. C.; COSTA, E. A.; MENDONÇA, A. S. F.; ZANDONADE, E. Distribuição de metais pesados em sedimentos do sistema estuarino da ilha de Vitória-es. **Química Nova**, v. 27, n. 3, p. 378–386, 2004.

DELTARES. **Delft3D-FLOW: User Manual**. Versão 3.15. The Netherlands, 2019.

DIONNE, J. C. Towards a more adequate definition of the St. Lawrence Estuary. **Zeitschrift für Geomorphologie**. v. 7, n. 1, p. 36-44, 1963.

DO AMARAL, K. J.; ROSMAN, P. C. C.; DE AZEVEDO, J. P. S. **Estuário do rio Macaé: modelagem computacional como ferramenta para o Gerenciamento Integrado de Recursos Hídricos**. Dissertação de Mestrado, Coordenação dos Programas de Pós-Graduação de Engenharia - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2003.

DO NASCIMENTO, T. F. **Análise da influência da descarga do Rio Santa Maria da Vitória sobre a propagação da onda de maré e da hidrodinâmica tridimensional da Baía de Vitória**. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental - Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, 2013.

DUNN, R.; ZIGIC, S.; BURLING, M.; LIN, H. Hydrodynamic and Sediment Modelling within a Macro Tidal Estuary: Port Curtis Estuary, Australia. **Journal of Marine Science and Engineering**. v. 3, n. 3, p. 720-744, 2015.

DYER, K. R. **Estuaries: a physical introduction**. 2ª ed., Chichester: John Wiley & Sons, 1997, 342 pp.

_____. Sediment transport processes in estuaries. In: PERILLO, G. M. E. (Ed.). **Geomorphology and sedimentology of estuaries: Developments in sedimentology** 53. 1ª ed., Amsterdam: Elsevier Science, 1996, cap. 14, p. 423-446.

DYER, K. R.; RAMAMOORTHY, K. Salinity and water circulation in the Vellar Estuary. **Limnology and Oceanography**. v. 14, n. 1, p. 4-15, 1969.

EGBERT, G. D.; EROFEEVA, S. Y. Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 19, n. 2, p. 183-204, 2002.

ELLIOTT, M.; McLUSKY, D. S. The need for definitions in understanding estuaries. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, v. 55, p. 815-827, 2002.

FALCONER, R. A. **DIVAST Manual**. Civil Engineering Department, Bradford University, UK, 1993.

FOX, R. W.; MCDONALD, A. T.; PRITCHARD, P. J. **Introdução a mecânica dos fluidos**. 6ª ed., LTC, 2006, p. 185-221.

FREEMAN, G. E.; RAHMEYER, W. J.; COPELAND, R. R. **Determination of Resistance Due to Shrubs and Woody Vegetation**. Relatório final. Coastal and Hydraulics Laboratory, USACE, Vicksburg, Estados Unidos da América, 2000.

GARCIA, G. E.; GONÇALVES, J. E. Implementação de Modelo Numérico para Avaliação do Transporte de Sedimentos no Reservatório de Itaipu — PR. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 16, n. 3, p. 49–58, 2011.

GARÇÃO, H. F. **Estudo da hidrodinâmica e da distribuição de salinidade na baía de Vitória através de modelagem computacional**. Trabalho de Conclusão de Curso, Departamento de Ecologia e Recursos Naturais - Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, 2007.

GARONCE, F. A. A.; QUARESMA, V. S. Hydrodynamic aspects at Vitória Bay Mouth, ES. **Anais da Academia Brasileira de Ciencias**, v. 86, n. 2, p. 555–570, 2014.

GARONCE, F. A. A. **Caracterização da circulação e balanço do material particulado em suspensão (MPS) na desembocadura da Baía de Vitória/ES**. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Ambiental - Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, 2012.

GARRATT J. R. Review of drag coefficients over oceans and continents. **Monthly Weather Review**, v. 105, p. 915–929, 1977.

GENZ, F. **Avaliação dos efeitos da Barragem Pedra do Cavalo sobre a circulação estuarina do Rio Paraguaçu e Baía De Iguaçu**. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências - Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2006.

GERRITSEN, H.; DE GOEDE, E. D.; PLATZEK, F. W.; VAN KESTER, J. A. Th. M.; GENSEBERGER, M.; UITTENBOGAARD, R. E. **Validation Document Delft3D-FLOW - A software system for 3D flow simulations**. WL | Delft Hydraulics, 2007.

GEYER, W. R.; FARMER, D. M. Tide-induced variation of the dynamics of a salt wedge estuary. **Journal of Physical Oceanography**. v. 19, p. 1060-1072, 1989.

GILL, A. E. **Atmosphere-Ocean Dynamics**. 1^a ed., Academic Press, 1982, v. 30, 662 pp.

GONÇALVES, A. R. A. **Modelação de sobrelevação de origem meteorológica na costa portuguesa**. Dissertação de Mestrado, Universidade de Lisboa, Lisboa, 2016.

HANSEN, D. V.; RATTRAY, M. New dimensions in estuary classification. **Limnol. Oceanog.**, v.11, p. 319-326, 1966.

HORSTMAN, E.; DOHMEN-JANSSEN, M.; HULSCHER, S. Modeling tidal dynamics in a mangrove creek catchment in Delft3D. **Coastal Dynamics**, p. 833–844, 2013.

HU, K.; DING, P.; WANG, Z.; YANG, S. A 2D/3D hydrodynamic and sediment transport model for the Yangtze Estuary, China. **Journal of Marine Systems**. v. 77, p. 114–136, 2009.

JI, Z. G. **Hydrodynamics and water quality**: modeling rivers, lakes, and estuaries. Hoboken: John Wiley & Sons, 2008, cap. 2, p. 13-98.

KANAMITSU, M.; EBISUZAKI, W.; WOOLLEN, J.; YANG, S.; HNILO, J. J.; FIORINO, M.; POTTER, G. L. NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (R-2). **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 83, n. 11, p. 1631–1643+1559, 2002.

KUMAR, R. R.; KUMAR, B. P.; SATYANARAYANA, A. N. V.; SUBRAHAMANYAM, D. B.; RAO, A. D.; DUBE, S. K. Parameterization of sea surface drag under varying sea state and its dependence on wave age. **Nat Hazards**, v. 49, p. 187–197, 2009.

LACERDA, K. C. **Modelagem hidrodinâmica e do transporte de sedimentos da Baía de Vitória, ES: impacto do aprofundamento do canal estuarino do Porto de Vitória**. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental - Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, 2016.

LACERDA, K. C.; CURBANI, F. E.; BARRETO, F. T. C.; CHACALTANA, J. T. A. 2015. Modelagem do impacto da vegetação de manguezal no escoamento estuarino: Baía de Vitória, ES-Brasil. **I Congresso Internacional de Hidrossedimentologia**. Disponível em: <<http://files.congresso-hidrossedimentologia.webnode.com/200000279-66f8568ec9/SED169> - Kaio Calmon Lacerda.pdf>.

LANE, A. **The heat balance of the North Sea**. Technical report of Proudman Oceanographic Laboratory, n. 8, 1989.

LARGE, W. G.; POND, S. Open Ocean Momentum Flux Measurements in Moderate to Strong Winds. **Journal of Physical Oceanography**. 11, p. 324-418, 1981.

LARGIER, J. L.; TALJAARD, S. The dynamics of tidal intrusion, retention, and removal of seawater in a bar-built estuary. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**. v. 33, n. 4, p. 325-338, 1991.

LE HIR, P.; ROBERTS, W.; CAZAILLET, O.; CHRISTIE, M.; BASSOULLET, P.; BACHER, C. Characterization of intertidal flat hydrodynamics. **Continental Shelf Research**. v. 20, p. 1433–1459, 2000.

LESSER, G. R. **An approach to medium-term coastal morphological modelling**. Tese de Doutorado, Delft University of Technology, Delft, 2009.

LI, A.; REIDENBACH, M. A. Forecasting decadal changes in sea surface temperatures and coral bleaching within a Caribbean coral reef. **Coral Reefs**, v. 33, n. 3, p. 847–861, 2014.

MACIEL, M. A. **Modelagem do pardão de escoamento no Canal da Passagem, Vitória - ES**. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental - Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, 2004.

MACINA I. L. F.; MENDONÇA A. S. F. Avaliação da qualidade da água a montante e a jusante de reservatórios localizados na bacia do rio Santa Maria da Vitória. In: CONGRESSO INTERAMERICANO DE ENGENHARIA SANITÁRIA E AMBIENTAL, 27., 2000, Porto Alegre. **Anais...** Porto Alegre: Asociación Interamericana de Ingeniería Sanitaria y Ambiental (AIDIS); Associação Brasileira de Engenharia Ambiental (ABES), 2000.

MANTOVANELLI, A.; MARONE, E.; DA SILVA, E. T.; LAUTERT, L. F.; KLINGENFUSS, M. S.; PRATA, V. P.; NOERNBERG, M. A.; KNOPPERS, B. A.; ANGULO, R. J. Combined tidal velocity and duration asymmetries as a determinant of water transport and residual flow in Paranaguá Bay estuary. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, v. 59, n. 4, p. 523–537, 2004.

MARCHIORO, E. A Incidência de Frentes Frias no Município de Vitória (ES). **Acta Geográfica**. Edição especial Climatologia Geográfica, p. 49-60, 2012.

MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M. As flutuações de nível do mar durante o Quaternário superior e a evolução geológica de “deltas” brasileiros. **Boletim IG-USP**. Publicação especial 15, p. 1-186, 1993.

MARTINS, F. A. B. C. **Modelação matemática tridimensional de escoamentos costeiros e estuarinos usando uma abordagem de coordenada vertical genérica**. Tese de Doutorado, Instituto Superior Técnico - Universidade de Lisboa, 1999.

MARTINS, F.; LEITÃO, P.; SILVA, A.; NEVES, R. 3D modelling in the Sado estuary using a new generic vertical discretization approach. **Oceanologica acta**. v. 24, p. S51 – S62. 2001.

MAZDA, Y.; WOLANSKI, E.; KING, B.; SASE, A.; OHTSUKA, D.; MAGI, M. Drag force due to vegetation in mangrove swamps. **Mangroves and Salt Marshes**. v. 1, p. 193-199. 1997.

MIRANDA, L. B.; CASTRO, B. M.; KJERFVE, B. **Princípios de oceanografia Física de estuários**. Edusp, 2002, 411 pp.

NEVES, R. C.; QUARESMA, V. S.; BASTOS, A. C.; SILVA, J. C. R. Sedimentary transport in coastal bays: case study of Vitória and Espírito Santo Bays – ES – Brazil. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 30, p. 181–189, 2012.

NICHOLS, M. M.; BIGGS, R. B. Estuaries. In: DAVIES JR, R. A. (Org.). **Coastal Sedimentary Environments**. 2ª ed., New York: Springer-Verlag, 1985, cap. 2.

NIKURADSE, J. **Laws of flow in rough pipes**. NACA Technical Memorandum 1292, Washington, EUA, 1950. Traduzido de Nikuradse, J., Stromungsgesetze in rauhen Rohren, Forschung auf dem Gebiete des Ingenieurwesens, VDI Verlag, Berlin, Germany, 1933.

OLIVEIRA, R. J. **Avaliação da qualidade de água da Baía do Espírito Santo no período de 2000 a 2005.** 2006. 60 f., Trabalho de Conclusão de Curso, Departamento de Ecologia e Recursos Naturais - Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, 2006.

PANDOE, W. W. **Extended three-dimensional ADCIRC hydrodynamic model to include baroclinic flow and sediment transport.** Tese de Doutorado, Office of Graduate Studies - Universidade Texas A&M, Texas, 2004.

PEREIRA, M. D.; SIEGLE, E.; MIRANDA, L. B; SCHETTINI, C. A. F. Hidrodinâmica e transporte de material particulado em suspensão sazonal em um estuário dominado por maré: Estuário de Caravelas (BA). **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 28, p. 427–444, 2010.

PERILLO, G. M. E. Definitions and geomorphologic classification of estuaries, In: PERILLO, G. M. E. (Ed.). **Geomorphology and sedimentology of estuaries: Developments in sedimentology** 53. 1ª ed., Amsterdam: Elsevier Science, 1996, cap. 2, p. 17-46.

PETERS, H. Spatial and temporal variability of turbulent mixing in an estuary. **Journal of Marine Research**, v. 57, n. 6, p. 805–845, 1999.

PETERS, H.; BOKHORST, R. Microstructure observations of turbulent mixing in a partially mixed estuary Part I: Dissipation rate. **Journal of Physical Oceanography**, v. 30, n. 6, p. 1232–1244, 2000.

PINOTES, P. M. A. **Identificação de tempestades extremas na Costa Portuguesa.** Dissertação de Mestrado, Universidade de Lisboa, Lisboa, 2014.

RIBAS, T. M. **Implementação de modelo numérico para estudo hidrodinâmico das baías de Antonina e de Paranaguá–PR.** Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Ambiental do Setor de Tecnologia - Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2004.

RIGO, D. **Análise do escoamento em regiões estuarinas com manguezais – medições e modelagem na baía de Vitória, ES.** Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Oceânica - Universidade Federal do Rio de Janeiro/COPPE, Rio de Janeiro, 2004.

RIGO, D.; CHACALTANA, J. T. A. Computational modelling of mangrove effects on the hydrodynamics of Vitória Bay, Espírito Santo – Brazil. **Journal of Coastal Research**, edição especial 39 (Proceedings of the 8th International Coastal Symposium - ICS 2004), p. 1543-1545, 2006.

RIGO, D.; SARMENTO, R.; GUIMARÃES, M. B. **Determinação do Tombo da Maré para o Canal da Passagem.** Relatório de pesquisa feita pela CESAN (Companhia

Espírito Santense de Saneamento) em parceria com a UFES encontra-se no ITUFES, p. 8 - 10, Vitória. 1993.

RODI, W. **Turbulence Models and Their Application in Hydraulics**: A state-of-the-art review. The Netherlands: International Association for Hydraulic Research, 1984.

ROY, P. S.; WILLIAMS, R. J.; JONES, A. R.; YASSINI, I.; GIBBS, P. J.; COATES, B.; WEST, R. J.; SCANES, P. R.; HUDSON, J. P.; NICHOL, S. Structure and function of south-east australian estuaries. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, v. 53, n. 3, p. 351-384, 2001.

SANTIAGO, D. I. **Simulação Numérica do Padrão de Escoamento no Canal de Acesso ao Porto de Vitória, ES**. Trabalho de Conclusão de Curso, Departamento de Ecologia e Recursos Naturais - Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, 2004.

SCHETTINI, C. A. F.; CARVALHO, J. L. B. **Caracterização hidrodinâmica do estuário do Rio Cubatão, Joinville**. Notas Técnicas da FACIMAR, v. 3, p. 87–97, 1999.

SCHETTINI, C. A. F.; DE MIRANDA, L. B. Circulation and suspended particulate matter transport in a tidally dominated estuary: Caravelas Estuary, Bahia, Brazil. **Brazilian Journal of Oceanography**, v. 58, n. 1, p. 1–11, 2010.

SHCHEPETKIN, A. F.; MCWILLIAMS, J. C. The Regional Ocean Modeling System: a splitexplicit, free-surface, topography following coordinates ocean model. **Ocean Modelling**, v. 9, p. 347–404, 2005.

SHEN, J.; BOON, J. D.; KUO, A. Y. A modeling study of a tidal intrusion front and its impact on larval dispersion in the James River estuary, Virginia. **Estuaries**, v. 22, n. 3A, p. 681–692, 1999.

SHENG, Y. P.; DAVIS, J. R.; SUN, D.; QIU, C.; CHRISTIAN, D.; PARK, K.; KIM, T.; ZHANG, Y. Application of an integrated modeling system for estuarine and coastal ecosystems to Indian River Lagoon, Florida. In: SPAULDING, M. L. (Ed.), **Estuarine and Coastal Modeling**: Proceedings of Seventh International Conference. Florida: ASCE, 2001, p. 329–343.

SIQUEIRA, J. M. **Estudo do mecanismo de alagamento e secamento em modelo computacional 2DH baseado em elementos finitos**. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental - Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, 2007.

SMITH, S. D.; BANKE, E. G. Variation of the sea surface drag coefficient with wind speed. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 101, n. 429, p.

665–673, 1975.

STELLING, G. S. **On the construction of computational methods for shallow water flow problems**. Tec. Rep. 35, Rijkswaterstaat, 1984.

STELLING, G. S.; LEENDERTSE, J. J. Approximation of convective processes by cyclic AOI methods. In: International Conference on Estuarine and Coastal Modeling, 2., 1992, Florida. **Anais...** Tampa: ASCE, 1992, p. 771–782.

STRUVE, J.; FALCONER, R. A.; WU, Y. Influence of model mangrove trees on the hydrodynamics in a flume. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**. v. 58, n. 1, p. 163 - 171. 2003.

THATCHER, M. L.; HARLEMAN D. R. F. **A mathematical model for the prediction of unsteady salinity intrusion in estuaries**. Report n. 144, MIT School of Engineering Massachusetts Institute of Technologie, Department of Civil Engineering. 234 pp., 1972.

TOBÓN, C. A. P. **Metodología para la validación de modelos hidrodinámicos utilizando amplia información de campo: aplicación a la bahía Meldorf en la costa del Mar del Norte alemán**. Tese de Doutorado, Universidad Nacional de Colombia, Medellín, 2002.

UNESCO. **Background papers and supporting data on the international equation of state**. France: United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization, 1981.

VALE, C. C. DO. 2006. Caracterização dos manguezais em três diferentes ambientes morfológicos costeiros do estado do Espírito Santo. **VI Simpósio Nacional de Geomorfologia**, 1-11.

VAN RIJN, L. C. Unified View of Sediment Transport by Currents and Waves. I: Initiation of Motion, Bed Roughness, and Bed-Load Transport. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 133, n. 6, p. 649–667, 2007.

VAN RIJN, L. C.; WALSTRA, D. J. R.; GRASMEIJER, B.; SUTHERLAND, J.; PAN, S.; SIERRA, J. P. The predictability of cross-shore bed evolution of sandy beaches at the time scale of storms and seasons using process-based profile models. **Coastal Engineering**. v. 47, n. 3, p. 295–327, 2003.

VAZ, N.; DIAS, J. M.; LEITÃO, P. C. Three-dimensional modelling of a tidal channel: The Espinheiro Channel (Portugal). **Continental Shelf Research**. v. 29, n. 1, p. 29-41. 2009.

VERBOOM, G. K.; SLOB, A. Weakly-reflective boundary conditions for two-dimensional shallow water flow problems. **Advances in Water Resources**, v. 7, n. 4, p. 192–197, 1984.

VERONEZ, P.; BASTOS, A. C.; QUARESMA, V. S. Morfologia e distribuição sedimentar em um sistema estuarino tropical: Baía de Vitória, ES. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 27, n. 4, p. 609–624, 2009.

VIÉGAS, N. J. F. **Modelagem numérica das marés no litoral do Espírito Santo**. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental - Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, 2006.

WELLS, J. T. Tide-dominated estuaries and tidal rivers. In: PERILLO, G. M. E. (Ed.). **Geomorphology and sedimentology of estuaries**: Developments in sedimentology 53. 1ª ed., Amsterdam: Elsevier Science, 1996, cap. 6, p. 179-206.

WILLMOTT, J. C. On the validation of models. **Physical Geography**. v. 2, p.184-194, 1981.

WOLANSKI, E.; JONES, M.; BUNT, J. S. Hydrodynamics of a tidal creek-mangrove swamp system. **Australian Journal of Marine Freshwater Research**. v. 31, n. 4, p. 431 - 450. 1980.

WU, Y.; FALCONER, R. A.; STRUVE, J. Mathematical modelling of tidal currents in mangrove forests. **Environmental Modelling & Software**. v. 16, n. 1, p. 19 – 29. 2001.