



Universidade Federal do Espírito Santo

Centro Tecnológico

Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental

Thiago Freitas do Nascimento

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.

Vitória – ES

2013



Thiago Freitas do Nascimento

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 apresentada ao Programa de Pós-graduação em Engenharia Ambiental, da Universidade Federal do Espírito Santo, como parte dos requisitos para a obtenção do título de Mestre em Engenharia Ambiental.

Área de concentração: *Recursos Hídricos*

Orientador: Prof. Dr. Julio Tomás Aquije Chacaltana

Vitória – ES



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

“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”.

THIAGO FREITAS DO NASCIMENTO

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Julio Tomás Aquije Chacaltana
Orientador – DEA/CT/UFES

Prof. Dr. Prof. Dr. Daniel Rigo
Examinador Interno – DEA/CT/UFES

Prof. Dr. Joseph Harari
Examinador Externo– USP

Coordenadora do PPGEA: Profa. Dra. Regina de Pinho Keller

UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO
Vitória, ES, 16 de dezembro de 2013.

Dados Internacionais de Catalogação-na-publicação (CIP)
(Biblioteca Central da Universidade Federal do Espírito Santo, ES, Brasil)

N244a Nascimento, Thiago Freitas do, 1985-
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 / Thiago Freitas do Nascimento.
– 2013.
121 f. : il.

Orientador: Julio Tomás Aquije Chacaltana.
Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental) –
Universidade Federal do Espírito Santo, Centro Tecnológico.

1. Estuários. 2. Santa Maria da Vitória, Rio (ES). 3. Vitória,
Baía de (ES). 4. Maré barotrópica. 5. Simulação numérica. 6.
MOHID (Modelo hidrodinâmico). I. Chacaltana, Julio Tomás
Aquije. II. Universidade Federal do Espírito Santo. Centro
Tecnológico. III. Título.

CDU: 628

“... Fale no bem, faça o bem, acredite no amor e
questione o que sistema impõe...”

Ponto de equilíbrio

AGRADECIMENTOS

Primeiramente gostaria de agradecer a minha família, ao meu pai e minhas irmãs, por toda dedicação e cuidado que tiveram comigo ao longo desses anos. E claro, a minha querida mãe, que mesmo não estando mais presente teve um papel fundamental na minha formação.

A minha linda noiva, por todo apoio e incentivo dado.

Ao pessoal que é e já foi do Labesul pela ajuda despendida ao longo desses anos.

Ao professor e amigo Julio pelas horas dedicadas a orientação e apoio nos estudos realizados por mim.

Sou muito grato também aos amigos de graduação.

RESUMO

A onda de maré em regiões estuarinas é amortecida e progressivamente distorcida pelas forças de atrito no fundo, pela vazão fluvial, por estreitamentos/alargamentos abruptos nos canais e pela presença de áreas de vegetação. Neste trabalho é realizado um estudo para compreender a hidrodinâmica induzida pela onda de maré ao longo da Baía de Vitória e verificar a influência da vazão do Rio Santa Maria da Vitória na hidrodinâmica.

O modelo hidrodinâmico MOHID é usado neste trabalho no modo barotrópico tridimensional e implantado para todo o sistema estuarino da ilha de Vitória. E o período de simulação corresponde ao ano de 2009. Como condição de contorno de maré, o modelo foi forçado por um conjunto de harmônicos, os quais foram extraídos de uma longa série de dados de maré pelo programa Pacmaré. Já os dados de vazão do rio Santa Maria da Vitória foram obtidos do website da Agência Nacional de Águas (ANA).

Como condição de contorno de fundo foi utilizado valores de comprimento de rugosidade equivalente de fundo, os quais foram extraídos dos mapas faciográficos do estudo realizado por Paiva (2008). Enquanto na região de manguezal foi utilizado o valor de 3 metros, como nos trabalhos de Maciel (2004) e Nascimento *et al.* (2011). Foi empregada uma malha retangular na horizontal com espaçamento regular de, aproximadamente, 56x56 metros, enquanto para a discretização vertical foi utilizada uma malha do tipo sigma com 10 camadas.

Dos resultados de propagação de maré encontrados para a Baía de Vitória foi possível observar que a onda de maré ao se propagar para montante do estuário, as componentes M_2 e S_2 tem um comportamento diferenciado, enquanto a primeira é amplificada a segunda é reduzida. Além disso, a região da Baía de Vitória é o local onde os harmônicos de águas rasas sofrem maior influência.

Durante os períodos de alta descarga fluvial a onda de maré tende a ser bloqueada, resultando em um número de harmônicos e amplitude inferiores, quando comparado com os períodos de baixa descarga fluvial, corroborando

com os resultados de Goring (1984); Godin (1985); Nicoliti (2007); Nicoliti *et al.* (2009). Foi averiguado que ao menos 11 constituintes harmônicos são comuns ao trimestre de baixa descarga fluvial, estando ausentes no trimestre de alta descarga fluvial analisado.

Para o trimestre de baixa descarga fluvial, percebeu-se a presença de vários vórtices quando se analisa as correntes residuais, sendo que tais vórtices não foram notados no trimestre de alta descarga fluvial. Assim, foi constatado que durante os períodos de alta descarga fluvial a qualidade das águas do Sistema Estuarino da Ilha de Vitória pode sofrer uma melhora substancial.

Já quando se analisou a hidrodinâmica da Baía de Vitória, foi constatado que há uma diferença de fase entre as partes norte e sul, sendo que as maiores velocidades são encontradas na parte sul da baía, o que vai de encontro com os trabalhos feitos por Garção (2007) e Rigo (2004). No entanto, durante eventos de alta descarga fluvial a parte norte da baía funciona como um rio, escoando em uma única direção durante todo o ciclo de maré, e é nesta região onde são encontradas as maiores velocidades.

Por fim, foi observada uma inversão de dominância na região, sendo vazante dominante nos períodos de sizígia e enchente dominante nos períodos de quadratura, resultado também encontrado por Rigo (2004). Além disso, foi notado que durante a baixamar as maiores velocidades são encontradas em subsuperfície na região central da Baía da Vitória.

ABSTRACT

The tidal wave is damped in estuarine regions and progressively distorted by frictional forces in the bottom, by river discharge, by narrowing/abrupt enlargements in the channels and by the presence of vegetation areas. In this paper the study is conducted to understand the induced tidal wave along the Porto de Vitória and check the river discharge influence of the Rio Santa Maria da Vitória in hydrodynamics.

The hydrodynamic model used in this work is MOHID in three-dimensional barotropic mode and deployed throughout the estuarine system of the Ilha de Vitória. And the simulation period corresponds to the year 2009. As the tidal boundary condition, the model was forced by a set of harmonics, which were extracted from a long series of tidal data by Pacmaré program. And the data of river discharge of Santa Maria da Vitoria were obtained from the National Water Agency (ANA) website.

As a boundary condition in the bottom was used length values equivalent roughness, which were extracted from the maps of study by Paiva (2008). While the mangrove region the value of 3 meters was used, as the work of Maciel (2004) and Nascimento *et al.* (2011). A rectangular mesh horizontally at regular intervals of approximately 56x56 meters was used, while for the vertical discretization a mesh sigma type was used with 10 layers.

The results founded for the tide waves in the Baía de Vitória was observed that the tidal wave to propagate upstream of the estuary, the M_2 and S_2 components has a different behavior, while the first is amplified the second is reduced. Moreover, the region of Baía de Vitória is where the shallow water harmonic suffers more influence.

During periods of high river discharge the tidal wave tends to be blocked, resulting in a number of harmonics and amplitude lower compared with periods of low river discharge, corroborating the results of Goring (1984), Godin (1985); Nicoliti (2007); Nicoliti *et al.* (2009). It was ascertained that at least 11 harmonic constituents are common to the period of low river discharge, are absent in the period of high river discharge analyzed.

For the period low river discharge, we realized the presence of multiple vortices when analyzing residual streams and these vortices no was noted in the period of high river discharge. Thus, it was found that during periods of high river discharge the water quality of the estuarine system of Ilha de Vitória may suffer a substantial improvement.

However, when we analyzed the hydrodynamics of the Baía de Vitória, it was found that there is a phase difference between the northern and southern parts, and the highest velocities are found in the southern part of the bay, which is aligned with the work done by Garção (2007) and Rigo (2004). However, during high river discharge events the northern part of the bay runs like a river, flowing in one direction throughout the tidal cycle, and it is in this region where the highest velocities are found.

Finally, a reversal of dominance was observed in the region, in the periods of spring tide the estuary is ebb dominant and in the periods of quadrature the estuary is flood dominant, these result also was found by Rigo (2004). Furthermore, it was noted that during low tide the highest velocities are found in the subsurface in central region of Baía da Vitória.

SUMÁRIO

SUMÁRIO	10
1 INTRODUÇÃO	19
2 OBJETIVOS	22
2.1 Objetivo Geral	22
3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	23
3.1 Fundamentos	23
3.1.1 Estuários.....	23
3.1.2 Maré	24
3.1.3 Principais aspectos da maré em regiões estuarinas	32
3.1.4 Hidrodinâmica versus região de manguezal	34
3.1.5 Influência da descarga fluvial sobre a propagação da onda de maré em estuários.....	36
4 OS MODELOS COMPUTACIONAIS	38
4.1 Introdução.....	38
4.2 MOHID	39
4.2.1 Introdução.....	39
4.2.2 Equações.....	39
4.2.3 Método de solução das equações matemáticas	42
5 METODOLOGIA	45
5.1 Área de estudo.....	45
5.2 Implantação do modelo MOHID para a área de estudo.....	47
5.2.1 Batimetria.....	48
5.2.2 Rio Santa Maria da Vitória	49
5.2.3 Condições Iniciais	51
5.3 Análise estatística	52
5.4 Extração dos harmônicos de maré.....	52
5.5 Cenário	53
6 RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	54
6.1 Calibração e Validação.....	54
6.1.1 Calibração.....	54
6.1.2 Validação.....	64
6.2 Comportamento das componentes de maré e dos harmônicos gerados ao longo do Canal de Acesso e Baía de Vitória.....	69

6.3 Análise da descarga fluvial na oscilação do nível da água.....	71
6.4 Efeito da sazonalidade na distribuição das correntes residuais	76
6.5 Análise tridimensional da hidrodinâmica da Baía de Vitória	85
6.5.1 Descrição dos resultados	86
6.5.2 Discussão	109
7 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES FINAIS	111
8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	113

LISTA DE FIGURAS

<i>Figura 1: Diagrama ilustrando os três principais tipos de estuários baseados na estratificação: (a) estratificado, (b) parcialmente misturado e (c) bem misturado. Fonte: Modificado de Masselink & Hughes (2003).....</i>	<i>24</i>
<i>Figura 2: geradoras da maré. Fonte: DHN, 2002.....</i>	<i>25</i>
<i>Figura 3: Marés de sizígia e marés de quadratura. Fonte: DHN, 2002.....</i>	<i>26</i>
<i>Figura 4: Elementos das marés. Fonte: DHN, 2002.....</i>	<i>28</i>
<i>Figura 5: Vista esquemática de dois sistemas, sendo o (a) sem manguezal e o (b) considerando o manguezal. Fonte: Modificado Mazda et al., 2002.</i>	<i>35</i>
<i>Figura 6: Distribuição dos vetores de velocidade nos modelos A e B, respectivamente. Sendo o modelo A sem o manguezal e o B com o manguezal. Fonte: Modificado de Mazda et al, 2002.</i>	<i>36</i>
<i>Figura 7: Malha tridimensional do tipo Sigma. Fonte: Martins, 1999.....</i>	<i>43</i>
<i>Figura 8: Malha tridimensional do tipo Cartesiana. Fonte: Martins, 1999.....</i>	<i>44</i>
<i>Figura 9: Região do Sistema Estuarino da Ilha de Vitória.....</i>	<i>46</i>
<i>Figura 10: Modelo digital de terreno da região de estudo.....</i>	<i>49</i>
<i>Figura 11: Média mensal da vazão do Rio Santa Maria da Vitória na estação de Santa Leopoldina.....</i>	<i>51</i>
<i>Figura 12: Correntes medidas na terceira ponte e maré medida na vale em 1999 (RIGO, 2004).</i>	<i>54</i>
<i>Figura 13: Grades utilizadas no aninhamento.....</i>	<i>57</i>
<i>Figura 14: Elevação do marégrafo localizado na vale. Início do levantamento em 23/04/2002 às 00:00 e fim em 30/09/2002 às 22:30. Coordenadas -20,287 e -40,245 (Lat,Lon). Os dados foram cedidos pelo LABESUL.....</i>	<i>58</i>
<i>Figura 15: Comparação entre os resultados de elevação do modelo e o medido em campo. ...</i>	<i>60</i>
<i>Figura 16: Comparação entre os resultados de velocidade do modelo e o medido em campo..</i>	<i>61</i>
<i>Figura 17: Comprimento da rugosidade obtido através dos estudos de Paiva (2008).</i>	<i>62</i>
<i>Figura 18: Comparação entre os dados de velocidade modelado e medido para diferentes comprimentos de rugosidade.</i>	<i>63</i>
<i>Figura 19: Magnitude da velocidade medida pelo equipamento ADP.....</i>	<i>64</i>
<i>Figura 20: Mapa mostrando a região do Canal de Acesso e o ponto de fundeio do ADP (20.32225 S e 40.33573 W).....</i>	<i>64</i>
<i>Figura 21: Comparação entre experimental e modelado para os dados de elevação da coluna d'água.</i>	<i>67</i>
<i>Figura 22: Comparação entre experimental e modelado para magnitude da velocidade. (A) camada superficial e (B) camada de fundo.</i>	<i>68</i>
<i>Figura 23: Estações de monitoramento distribuídas ao longo da área de estudo.</i>	<i>69</i>
<i>Figura 24: Comportamento dos principais componentes de maré na área de estudo.....</i>	<i>70</i>

<i>Figura 25: Comportamento dos principais harmônicos de águas rasas na área de estudo.....</i>	<i>71</i>
<i>Figura 26: Estações de cálculo do modelo distribuídas para análise da descarga fluvial.</i>	<i>72</i>
<i>Figura 27: Vazão para o trimestre com as menores médias mensais de vazão do Rio Santa Maria da Vitória e o resultado da elevação da água da estação de cálculo CP 4.</i>	<i>73</i>
<i>Figura 28: Vazão para o trimestre com as maiores médias mensais de vazão do Rio Santa Maria da Vitória e o resultado da elevação da água da estação de cálculo CP 4.</i>	<i>73</i>
<i>Figura 29: Vazão do Rio Santa Maria da Vitória para o período de anomalia de precipitação e elevação da estação de cálculo CP 4.....</i>	<i>74</i>
<i>Figura 30: Comportamento das correntes residuais superficiais ao sul da desembocadura do Rio Santa Maria da Vitória, para o trimestre de baixa descarga fluvial. A linha tracejada em azul representa a região de corte para análise das correntes verticais.....</i>	<i>78</i>
<i>Figura 31: Distribuição tridimensional residual das componentes zonal e meridional para o trimestre de baixa descarga fluvial, localizado na latitude -20,2667 graus.....</i>	<i>78</i>
<i>Figura 32: Distribuição tridimensional residual para o trimestre de baixa descarga fluvial, localizado na latitude -20,2667 graus.</i>	<i>79</i>
<i>Figura 33: Comportamento das correntes residuais superficiais ao sul da desembocadura do Rio Santa Maria da Vitória, para o trimestre de alta descarga fluvial.....</i>	<i>79</i>
<i>Figura 34: Distribuição tridimensional residual das componentes zonal e meridional para o período de alta descarga fluvial, localizado na latitude -20,2667 graus.....</i>	<i>80</i>
<i>Figura 35: Distribuição tridimensional residual para o trimestre de alta descarga fluvial, localizado na latitude -20,2667 graus.</i>	<i>80</i>
<i>Figura 36: Comportamento das correntes residuais superficiais ao sul da desembocadura do Rio Santa Maria da Vitória, para o trimestre de baixa descarga fluvial. A linha tracejada em azul representa a região de corte para análise das correntes verticais.....</i>	<i>82</i>
<i>Figura 37: Distribuição tridimensional residual das componentes meridional e zonal para o período de baixa descarga fluvial, localizado na longitude -40,3198 graus.....</i>	<i>83</i>
<i>Figura 38: Distribuição tridimensional residual para o trimestre de baixa descarga fluvial, localizado na longitude -40,3198 graus.</i>	<i>83</i>
<i>Figura 39: Comportamento das correntes residuais superficiais ao sul da desembocadura do Rio Santa Maria da Vitória, para o trimestre de alta descarga fluvial.....</i>	<i>84</i>
<i>Figura 40: Distribuição tridimensional residual das componentes meridional e zonal para o período de alta descarga fluvial, localizado na longitude -40,3198 graus.</i>	<i>84</i>
<i>Figura 41: Distribuição tridimensional residual para o trimestre de alta descarga fluvial, localizado na longitude -40,3198 graus.</i>	<i>85</i>
<i>Figura 42: Instantes de maré ao qual serão feitas as análises em superfície, meio e fundo da coluna d'água.....</i>	<i>86</i>
<i>Figura 43: Distribuição do campo de velocidade superficial na Baía de Vitória para o instante de preamar no período de sizígia.....</i>	<i>87</i>

<i>Figura 44: Distribuição do campo de velocidade no meio da coluna d'água na Baía de Vitória para o instante de preamar no período de sizígia.....</i>	<i>88</i>
<i>Figura 45: Distribuição do campo de velocidade próxima ao fundo na Baía de Vitória para o instante de preamar no período de sizígia.</i>	<i>88</i>
<i>Figura 46: Distribuição do campo de velocidade superficial na Baía de Vitória para o instante de meia maré vazante no período de sizígia.....</i>	<i>89</i>
<i>Figura 47: Distribuição do campo de velocidade no meio da coluna d'água na Baía de Vitória para o instante de meia maré vazante no período de sizígia.</i>	<i>89</i>
<i>Figura 48: Distribuição do campo de velocidade próxima ao fundo na Baía de Vitória para o instante de meia maré vazante no período de sizígia.</i>	<i>90</i>
<i>Figura 49: Distribuição do campo de velocidade superficial na Baía de Vitória para o instante de baixamar no período de sizígia.....</i>	<i>90</i>
<i>Figura 50: Distribuição do campo de velocidade no meio da coluna d'água na Baía de Vitória para o instante de baixamar no período de sizígia. O círculo em vermelho está demarcando a região onde as velocidades são maiores na subsuperfície.....</i>	<i>91</i>
<i>Figura 51: Distribuição do campo de velocidade próxima ao fundo na Baía de Vitória para o instante de baixamar no período de sizígia.....</i>	<i>91</i>
<i>Figura 52: Distribuição tridimensional das magnitudes da velocidade para a região localizada na latitude -20,2667 graus.</i>	<i>92</i>
<i>Figura 53: Distribuição do campo de velocidade superficial na Baía de Vitória para o instante de meia maré de enchente no período de sizígia.</i>	<i>92</i>
<i>Figura 54: Distribuição do campo de velocidade no meio da coluna d'água na Baía de Vitória para o instante de meia maré de enchente no período de sizígia.....</i>	<i>93</i>
<i>Figura 55: Distribuição do campo de velocidade próxima ao fundo na Baía de Vitória para o instante de meia maré de enchente no período de sizígia.....</i>	<i>93</i>
<i>Figura 56: Distribuição do campo de velocidade superficial na Baía de Vitória para o instante de preamar no período de quadratura.</i>	<i>95</i>
<i>Figura 57: Distribuição do campo de velocidade no meio da coluna d'água na Baía de Vitória para o instante de preamar no período de quadratura.</i>	<i>95</i>
<i>Figura 58: Distribuição do campo de velocidade próxima ao fundo na Baía de Vitória para o instante de preamar no período de quadratura.....</i>	<i>96</i>
<i>Figura 59: Distribuição do campo de velocidade superficial na Baía de Vitória para o instante de meia maré vazante no período de quadratura.</i>	<i>96</i>
<i>Figura 60: Distribuição do campo de velocidade no meio da coluna d'água na Baía de Vitória para o instante de meia maré de vazante no período de quadratura.....</i>	<i>97</i>
<i>Figura 61: Distribuição do campo de velocidade próxima ao fundo na Baía de Vitória para o instante de meia maré de vazante no período de quadratura.</i>	<i>97</i>
<i>Figura 62: Distribuição do campo de velocidade superficial na Baía de Vitória para o instante de baixamar no período de quadratura.....</i>	<i>98</i>

<i>Figura 63: Distribuição do campo de velocidade no meio da coluna d'água na Baía de Vitória para o instante de baixamar no período de quadratura. O círculo em vermelho representa a região onde as velocidades são mais elevadas em subsuperfície.....</i>	<i>98</i>
<i>Figura 64: Distribuição tridimensional das magnitudes da velocidade para a região localizada na latitude -20,296 graus.....</i>	<i>99</i>
<i>Figura 65: Distribuição do campo de velocidade no fundo na Baía de Vitória para o instante de baixamar no período de quadratura.....</i>	<i>99</i>
<i>Figura 66: Distribuição do campo de velocidade superficial na Baía de Vitória para o instante de meia maré de enchente no período de quadratura.....</i>	<i>100</i>
<i>Figura 67: Distribuição do campo de velocidade no meio da coluna d'água na Baía de Vitória para o instante de meia maré de enchente no período de quadratura.</i>	<i>100</i>
<i>Figura 68: Distribuição do campo de velocidade no fundo na Baía de Vitória para o instante de meia maré de enchente no período de quadratura.....</i>	<i>101</i>
<i>Figura 69: Distribuição do campo de velocidade superficial na Baía de Vitória para o instante de preamar no período de sizígia durante um evento de alta descarga fluvial.....</i>	<i>102</i>
<i>Figura 70: Distribuição do campo de velocidade no meio da coluna d'água na Baía de Vitória para o instante de preamar no período de sizígia durante um evento de alta descarga fluvial.....</i>	<i>103</i>
<i>Figura 71: Distribuição do campo de velocidade no fundo na Baía de Vitória para o instante de preamar no período de sizígia durante um evento de alta descarga fluvial.....</i>	<i>104</i>
<i>Figura 72: Distribuição do campo de velocidade superficial na Baía de Vitória para o instante de meia maré de vazante no período de sizígia durante um evento de alta descarga fluvial.</i>	<i>104</i>
<i>Figura 73: Distribuição do campo de velocidade no meio da coluna d'água na Baía de Vitória para o instante de meia maré de vazante no período de sizígia durante um evento de alta descarga fluvial.....</i>	<i>105</i>
<i>Figura 74: Distribuição do campo de velocidade no meio da coluna d'água na Baía de Vitória para o instante de meia maré de vazante no período de sizígia durante um evento de alta descarga fluvial.</i>	<i>105</i>
<i>Figura 75: Distribuição do campo de velocidade superficial na Baía de Vitória para o instante de baixamar no período de sizígia durante um evento de alta descarga fluvial.....</i>	<i>106</i>
<i>Figura 76: Distribuição do campo de velocidade no meio da coluna d'água na Baía de Vitória para o instante de baixamar no período de sizígia durante um evento de alta descarga fluvial.</i>	<i>106</i>
<i>Figura 77: Distribuição do campo de velocidade no fundo na Baía de Vitória para o instante de baixamar no período de sizígia durante um evento de alta descarga fluvial.....</i>	<i>107</i>
<i>Figura 78: Distribuição do campo de velocidade superficial na Baía de Vitória para o instante de meia maré de enchente no período de sizígia durante um evento de alta descarga fluvial.....</i>	<i>107</i>
<i>Figura 79: Distribuição do campo de velocidade no meio da coluna d'água na Baía de Vitória para o instante de meia maré de enchente no período de sizígia durante um evento de alta descarga fluvial.....</i>	<i>108</i>

Figura 80: Distribuição do campo de velocidade no fundo na Baía de Vitória para o instante de meia maré de enchente no período de sizígia durante um evento de alta descarga fluvial..... 108

LISTA DE TABELA

<i>Tabela 1: Tipos de maré. Fonte: Modificado de DHN, 2002.</i>	27
<i>Tabela 2: Os principais constituintes harmônicos. O coeficiente de razão é a razão entre a amplitude da componente pela componente M_2. Fonte: Modificado de Brown et al., 2001.</i>	30
<i>Tabela 3: Principais harmônicos de águas rasas, origem e período. Fonte: Modificado de Pugh, 1987.</i>	31
<i>Tabela 4: Distorção barotrópica da maré em função da sua fase relativa. Fonte: Martins, 1999.</i>	33
<i>Tabela 5: Dado da estação de Santa Leopoldina.</i>	50
<i>Tabela 6: Descrição das grades utilizadas no método de aninhamento do MOHID.</i>	56
<i>Tabela 7: Qualidade dos resultados simulados com base no índice RMAE para as velocidades de acordo com Van Rijn et al. (2003).</i>	65
<i>Tabela 8: Coordenadas das estações de controle.</i>	71
<i>Tabela 9: Quantidade de constituintes harmônicos, significativas ao nível de 95% de confiança, e parâmetros descritores da maré encontrados nos trimestres de alta e baixa descarga fluvial.</i>	75

LISTA DE SÍMBOLOS

f - Parâmetro de Coriolis

ν_H - Viscosidade turbulenta horizontal

ν_V - Viscosidade turbulenta vertical

ν - Viscosidade molecular cinemática

p - Pressão

u - Componente do vetor velocidade na direção x

v - Componente do vetor velocidade na direção y

w - Componente do vetor velocidade na direção z

g - Aceleração da gravidade

ρ - Densidade

C_D - Coeficiente de arrasto

k - Constante de Von Karman

z_0^b - Comprimento da rugosidade

η - Elevação da superfície

1 INTRODUÇÃO

Os ecossistemas litorâneos e costeiros, como os estuários, são habitats de grande parte dos recursos marinhos brasileiros, pois são áreas de criação e refúgio permanente ou temporário de inúmeras espécies de peixes, crustáceos e moluscos, o que os tornam de grande importância ecológica. Além disso, o sistema estuarino funciona como uma ponte conectando a terra e o oceano e recebe substância de origem natural e antropogênica (LIU *et al.*, 2008).

A onda de maré ao penetrar nessas regiões é geralmente amortecida e progressivamente distorcida pelas forças do atrito no fundo e pela vazão fluvial (GODIN, 1999). Além disso, a maré também é influenciada pela geometria do canal, que num sistema estuarino é bastante complexa contendo estreitamentos e vegetação de manguezal (SPEER & AUBREY, 1985; DRONKERS, 1986; HUANG *et al.*, 2008). As principais forças atuantes na penetração de maré no estuário são as de gravidade, as de pressão, as de atrito, as inerciais e as de estratificação da água.

A descarga fluvial causa um amortecimento na propagação da onda de maré, provocando menores amplitudes em períodos chuvosos, quando comparados com períodos de seca, e também uma redução na sua celeridade ou aumento de fase (GORING, 1984; GODIN, 1985). Esse amortecimento muitas vezes não é tão evidente, uma vez que as marés podem ser amplificadas em certos estuários e dissipadas em outros; essa análise deve levar em consideração características da geometria do canal, como larguras e profundidades (FRIEDRICHS & AUBREY, 1994; SHETYE & GOUVEIA, 1992; LANZONI & SEMINARA, 1998).

A determinação das amplitudes e fases das componentes de maré, as de origem astronômica ou decorrente de águas rasas, assim como do nível médio em função das diferentes forçantes, é fundamental na determinação e compreensão da hidrodinâmica do estuário. A circulação no estuário é o suporte para diversos estudos de interesse prático, como o de transporte de sedimentos, dispersão de poluentes, determinação de correntes e níveis para navegação interior ou para previsão de cheias.

Os ambientes estuarinos são extremamente dinâmicos, sendo sua circulação bastante complexa devido às interações entre os vários processos físicos. Essa circulação tem forte influência sobre a distribuição de nutrientes, no transporte e dispersão do plâncton, sedimentos e contaminantes, além de influenciar, significativamente, no ciclo de vida dos organismos marinhos, de modo que se torna essencial entender os processos hidrodinâmicos atuantes (LIU *et al.*, 2008).

Neste contexto, a aplicação de modelos que consigam descrever de forma satisfatória a hidrodinâmica em regiões estuarinas costeiras possui grande importância na definição de estratégias para o gerenciamento costeiro, no estudo de impactos ambientais derivados dos projetos de engenharia, bem como na otimização de redes de monitoramento ambiental, que geram informações essenciais para um melhor entendimento dos ambientes aquáticos, porém possuem custos elevados (JI, 2008). Dessa maneira, a Dinâmica dos Fluidos Computacional, fundamentada na modelagem numérica e matemática, tem se mostrado uma ferramenta bastante importante.

Nas últimas décadas, muitos avanços foram alcançados no âmbito da Dinâmica dos Fluidos Computacional (MARTINS *et al.*, 2001), e Ji (2008) argumenta que dentre os fatores importantes na evolução dessa técnica, três fatores-chaves devem ser destacados: melhor entendimento e descrição matemática dos processos físicos, químicos e biológicos em rios, lagos, estuários e águas costeiras; disponibilidade de esquemas numéricos rápidos e eficientes e, por último, o progresso na tecnologia computacional.

Muitos trabalhos envolvendo a aplicação da técnica Dinâmica dos Fluidos Computacional usando modelos bidimensionais (2DH) na região do Sistema Estuarino da Ilha de Vitória (SEIV) têm sido desenvolvidos (CHACALTANA *et al.*, 2003; GARÇÃO & CHACALTANA, 2009; LEONE, 2007; MACIEL, 2004; NASCIMENTO & CHACALTANA, 2012; NASCIMENTO *et al.*, 2011; RIGO, 2004; SOUZA, 2010), no entanto, Vaz *et al.* (2009) argumenta que a classe de modelo 2DH tem como desvantagem a não representação de importantes processos tridimensionais localizados no âmbito da influência hidrodinâmica

sobre a qualidade de águas de áreas estuarinas, se tornando a maior motivação para aprimorar e melhorar os modelos tridimensionais.

Segundo Martins *et al.* (2009) em regiões de geometria complexa, como nos estuários, é esperado que somente os modelos tridimensionais sejam capazes de simular “com realidade” o escoamento. Dessa maneira, o presente trabalho tem por objetivo estudar o comportamento da propagação da onda de maré ao longo do estuário, verificar a influência do rio Santa Maria da Vitória na propagação da onda de maré da Baía de Vitória e por fim estudar o comportamento tridimensional da região de interesse. Para alcançar tal objetivo será usada a técnica da Dinâmica dos Fluidos Computacional, onde o modelo numérico tridimensional MOHID foi implantado para a região de estudo.

No Capítulo 2 são apresentados os objetivos da pesquisa. No Capítulo 3 são colocados os conceitos fundamentais e o embasamento teórico sobre a propagação da onda de maré em regiões estuarinas. No Capítulo 4 é realizada uma breve introdução sobre a modelagem numérica, além disso, é apresentada a ferramenta utilizada no estudo, o sistema de modelagem MOHID, onde são apresentadas as equações governantes e a estratégia de cálculo do modelo.

O Capítulo 5 é destinado à metodologia empregada no trabalho, abordando os principais aspectos da área de estudo e uma descrição detalhada dos dados de entrada que serão utilizadas no modelo.

No Capítulo 6 são apresentados os resultados e discussões, sendo que a primeira parte é dedicada à calibração e validação do modelo para a área de estudo, onde são apresentados gráficos comparativos entre os dados do modelo e dados coletados em campo, além disso, são mostrados resultados estatísticos para as séries de dados apresentadas nos gráficos. Já a segunda parte é dedicada à apresentação e análise dos resultados obtidos no estudo.

No Capítulo 7 encontram-se as conclusões e recomendações finais.

2 OBJETIVOS

2.1 Objetivo Geral

O objetivo geral do trabalho é de contribuir para compreensão da propagação de maré e da hidrodinâmica tridimensional ao longo da área de estudo, e através disso, fornecer subsídios para entendimento do transporte e dispersão de poluentes na região.

2.2 Objetivos específicos

- Implantar o modelo tridimensional MOHID no Sistema Estuarino da Ilha de Vitória;
- Calibrar e validar o modelo numérico;
- Avaliar o efeito da vazão fluvial na elevação de maré, em termos das componentes harmônicas;
- Avaliar o efeito da vazão no padrão sazonal da circulação estuarina;
- Avaliar o comportamento hidrodinâmico tridimensional da Baía de Vitória.

3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 Fundamentos

3.1.1 Estuários

Segundo Dalrymple *et al.* (1992) os estuários são corpos costeiros semi-fechados onde ocorre a mistura de água marinha e fluvial, contendo suas fácies influenciadas por processos de ondas, marés e fluviais.

E de acordo com Brown *et al.* (2001) tais ambientes são feições geologicamente jovens, os quais foram originados na última transgressão marinha pós glacial, na qual o aumento do nível do mar inundou a linha de costa afogando os vales.

De acordo com o padrão de mistura das águas fluviais e marinhas os estuários são classificados como estratificados, parcialmente misturados e bem misturados (MASSELINK & HUGHES, 2003), como pode ser visto na Figura 1.

- Estuários estratificados: Comumente ocorrem ao longo de costas influenciadas por micromaré, onde a descarga do rio é suficiente para desenvolver um fluxo superficial de água doce, mas é insuficiente para expulsar o fluxo de água salina que entra no estuário ou gerar turbulência suficiente para causar uma mistura efetiva. Ocorre pouca mistura entre água doce e salgada, e há formação de uma haloclina pronunciada.
- Estuários parcialmente misturados: Desenvolvem quando a energia da maré é suficiente para gerar um aumento do cisalhamento ao longo da haloclina, gerando ondas internas. Essas ondas são importantes causadoras de turbulência entre os fluxos marinho e fluvial, resultando numa considerável mistura.
- Estuários bem misturados: Ocorre quando há uma mistura efetiva entre os fluxos marinhos e fluviais, nesse caso os gradientes verticais de salinidade desaparecem.

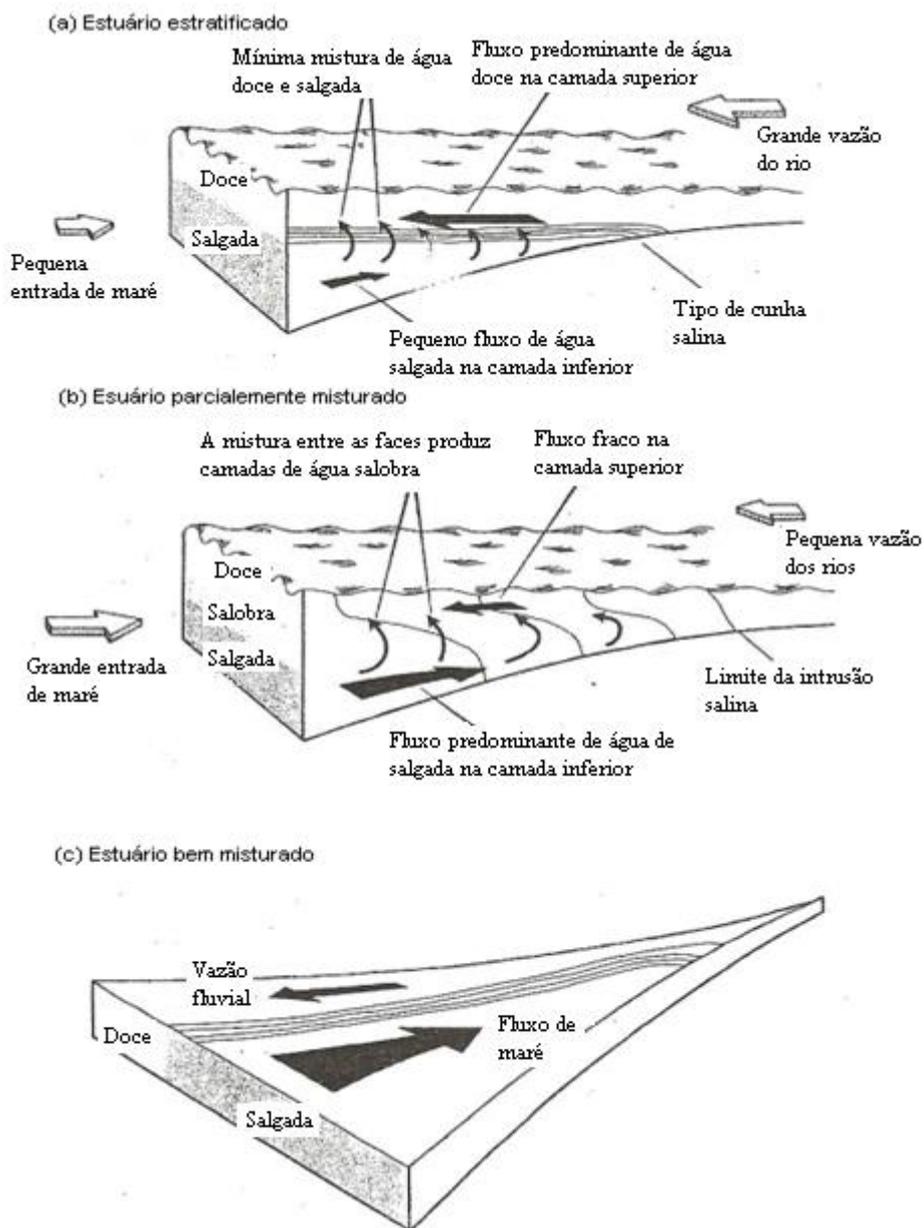


Figura 1: Diagrama ilustrando os três principais tipos de estuários baseados na estratificação: (a) estratificado, (b) parcialmente misturado e (c) bem misturado. Fonte: Modificado de Masselink & Hughes (2003).

3.1.2 Maré

Segundo Franco (1988) as marés são variações periódicas do nível do mar sobre influências de forças astronômicas. A formação das marés se dá pela ação combinada de forças de atração gravitacional entre a Terra, Lua e Sol, e por forças centrífugas geradas pelos movimentos de rotação em torno do

centro de massa do sistema Sol-Terra-Lua localizado no interior da Terra. Sendo a Lua, devido à sua proximidade, o corpo celeste que mais influencia a maré, e em seguida o Sol, por força de sua grande massa.

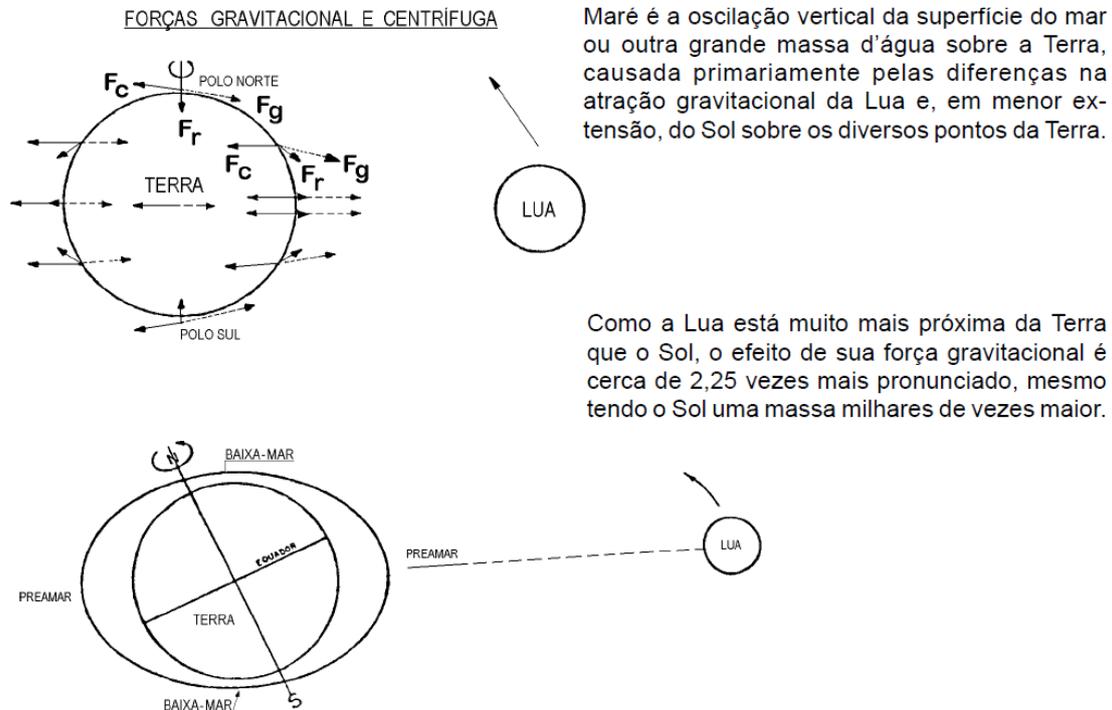


Figura 2: Geradoras da maré. Fonte: DNH, 2002.

Esses movimentos relativos entre Sol-Terra-Lua fazem com que as marés sejam movimentos harmônicos compostos, e em virtude disso, podem ser decompostos em vários movimentos harmônicos simples, expressos por equações matemáticas (DNH, 2002).

Quando as forças de atração da Lua e do Sol são somadas, por ocasião das luas cheias e novas, produz o que conhecemos por maré de sizígia, com preamares muito mais altas e baixa-mares muito mais baixas. Já quando estas forças se opõem, em virtude do quarto crescente e quarto minguante da Lua, produz as marés de quadratura, com preamares mais baixas e baixa-mares mais altas (Figura 3).

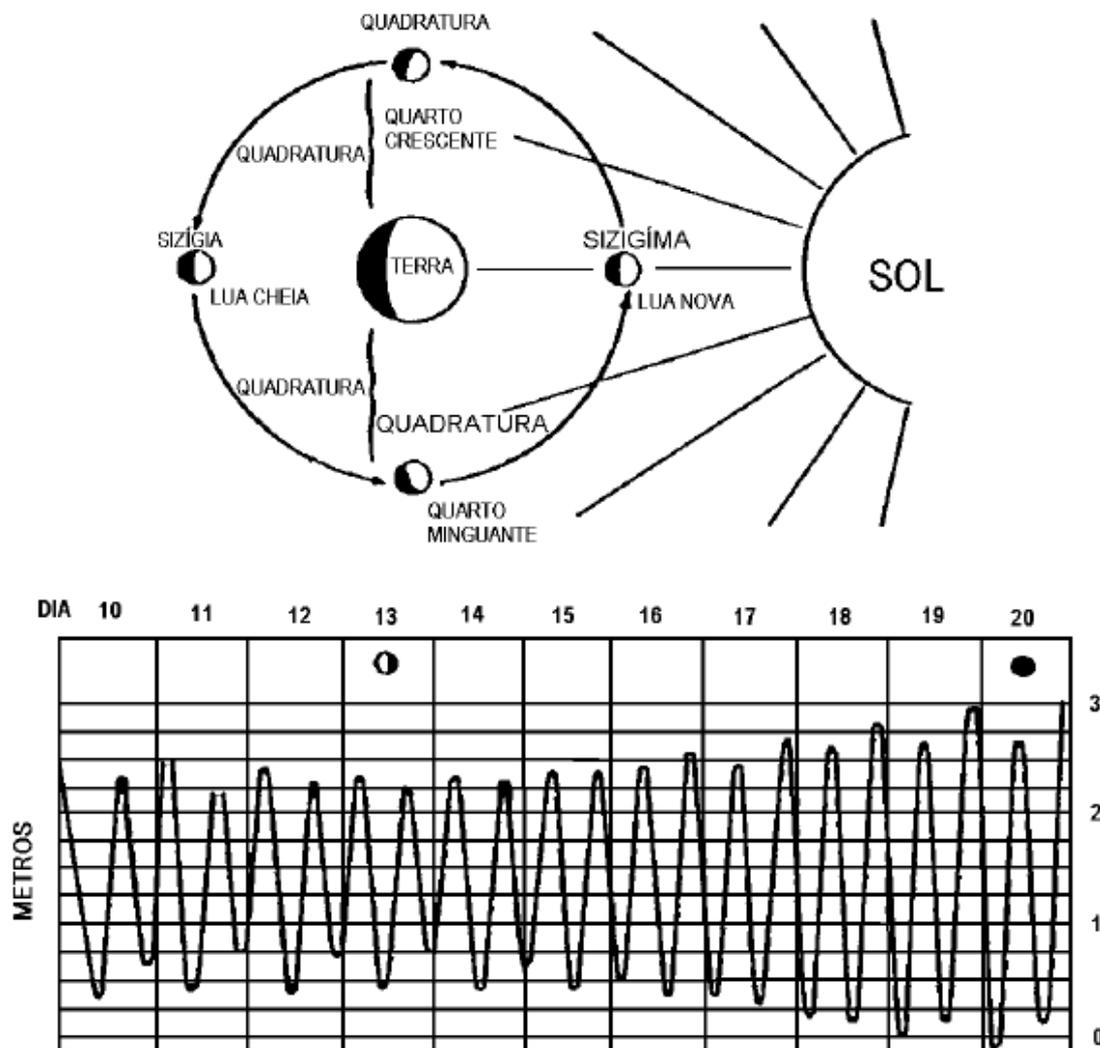
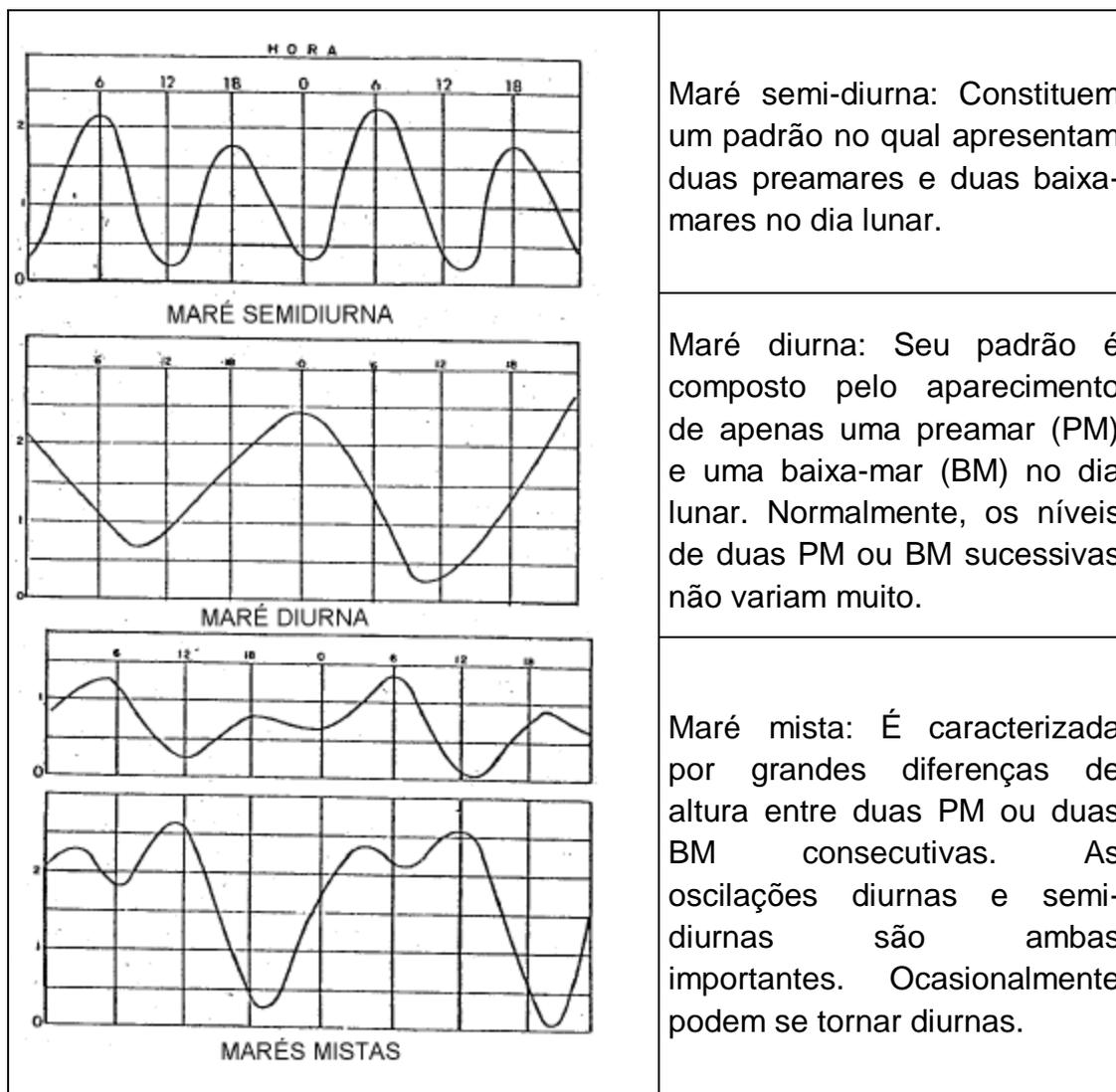


Figura 3: Marés de sizígia e marés de quadratura. Fonte: DHN, 2002.

Como um dia lunar possui aproximadamente 24 horas e 50 minutos, em oposição ao dia solar de 24 horas, as marés não ocorrem todos os dias à mesma hora num mesmo local. E, dependendo de como é o padrão de variação no dia lunar, podem ser classificadas como semi-diurnas, diurnas e mistas (Tabela 1).

Tabela 1: Tipos de maré. Fonte: Modificado de DHN, 2002.



Para se ter uma maior clareza no entendimento das marés, algumas definições devem estar bem elucidadas e, através da Figura 4 serão apresentadas e definidas as principais.

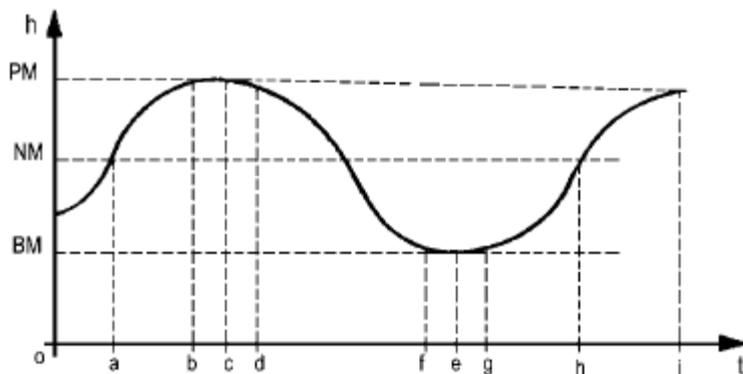


Figura 4: Elementos das marés. Fonte: DHN, 2002.

PREAMAR (PM): Maior altura que alcançam as águas em uma oscilação; igual a h_{PM} e acontece nos instantes t_c e t_i .

BAIXA-MAR (BM): Menor altura que alcançam as águas em uma oscilação; igual a h_{BM} e ocorre no instante t_e .

AMPLITUDE DA MARÉ: Distância vertical entre uma PM e uma BM consecutiva, igual a $h_{PM} - h_{BM}$.

NÍVEL MÉDIO (NM): Valor médio em torno do qual a maré oscila.

ENCHENTE: Intervalo de tempo durante o qual o nível do mar se eleva; duração da enchente = $t_i - t_e$.

VAZANTE: Intervalo de tempo durante o qual o nível do mar baixa; duração da vazante = $t_e - t_c$.

ESTOFO DA MARÉ: Período durante o qual o nível do mar fica praticamente estacionado; pode ser estofo de preamar ($t_d - t_b$) ou de baixa-mar ($t_g - t_f$).

NÍVEL DE REDUÇÃO (NR): Nível a que são referidas as alturas das águas e as sondagens representadas nas Cartas Náuticas.

CICLO DA MARÉ: Período de tempo entre uma PM e a BM que lhe segue.

ALTURA DA MARÉ: Distância vertical entre o nível do mar em determinado instante e o nível de redução.

3.1.2.1 Análise harmônica das marés

Segundo Pugh (1987) e Brown *et al.* (2001) a onda de maré é pode ser representada pelo somatório de um grupo de componentes harmônicos ou maré parciais, representadas por funções senoidais, com fases e amplitudes constantes para cada local. As amplitudes e as fases das constantes harmônicas são obtidas através dos registros maregráficos, assumindo-se que as respostas às forças geradoras de maré não mudam no tempo. Na Tabela 2 são apresentados os principais constituintes harmônicos.

Em áreas rasas a propagação da onda de maré é afetada pelo atrito e por outros processos físicos que dependem do quadrado ou potências superiores de elevações ou velocidades, gerando distorções nos componentes harmônicos principais e variações na elevação da água e nas velocidades. Essas distorções podem ser expressas pela geração de novos harmônicos, definidos como harmônicos de águas rasas (Tabela 3).

Tabela 2: Os principais constituintes harmônicos. O coeficiente de razão é a razão entre a amplitude da componente pela componente M_2 . Fonte: Modificado de Brown *et al.*, 2001.

Espécie e origem da componente de maré	Símbolo	Período (h)	Coeficiente de razão ($M_2=100$)
Semidiurnas:			
Principal lunar	M_2	12.42	100
Principal solar	S_2	12.00	46.6
Grande lunar elíptica	N_2	12.6	19.2
Luni-solar	K_2	11.97	12.7
Diurnas:			
Luni-solar	K_1	23.93	58.4
Principal lunar	O_1	25.82	41.5
Principal solar	P_1	24.07	19.4
Longo período:			
Lunar quinzenal	M_f	327.86	17.2
Lunar mensal	M_m	661.30	9.1

Tabela 3: Principais harmônicos de águas rasas, origem e período. Fonte: Modificado de Pugh, 1987.

Espécie	Componentes	Período (h)	Origem
Diurnas:	MP_1	25,67	M_2-P_1
	SO_1	22,42	S_2-O_1
Semidiurnas:	MNS_2	13,13	$M_2+N_2-S_2$
	$2MS_2$	12,87	$2M_2-S_2$
	MSN_2	11,79	$M_2+S_2-N_2$
	$2SM_2$	11,61	$2S_2-M_2$
3-Diurnas:	MO_3	8,39	M_2+O_2
	MK_3	8,18	M_2+K_1
4-Diurnas:	MN_4	6,27	M_2+N_2
	M_4	6,21	M_2+M_2
	MS_4	6,10	M_2+S_2
	MK_4	6,09	M_2+K_1
	S_4	6,00	S_2+S_2
6-Diurnas:	M_6	4,14	$M_2+M_2+M_2$
	$2MS_6$	4,09	$2MS_2+S_2$
8-Diurna:	M_8	3,11	$4M_2$
Longo Período:	Mm	661,20	M_2-N_2
	Msf	345,37	M_2-S_2

Como esse tipo de análise trabalha com frequências pré-determinadas, quando uma variável não periódica modula a resposta do sistema, como no caso da propagação da maré em estuários com forte influência fluvial, aparece uma não estacionaridade que não pode ser contemplada pelo método. Assim, o resultado da análise harmônica nestas condições exibiria magnitudes anômalas nas amplitudes e nas fases das componentes vizinhas de uma dada banda de frequência, em virtude da transferência de energia dentro dela. GODIN (1986) apresentou esse problema na análise de dados de dois rios canadenses, o rio Saint-Lawrence e o rio Fraser, obtendo respostas anômalas próximas às componentes semi-diurnas S_2 e K_2 e atribuídas aos efeitos de águas rasas e à presença da vazão fluvial.

Mesmo com os possíveis problemas no emprego da análise harmônica em dados maregráficos submetidas à influência fluvial, essa técnica vai ser utilizada neste trabalho para analisar o comportamento e a geração das constantes harmônicas ao longo do estuário. Esse mesmo procedimento foi utilizado por Gallo (2004) para verificar a influência da vazão fluvial sobre a propagação da maré no estuário do Rio Amazonas.

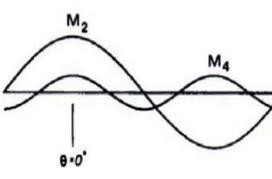
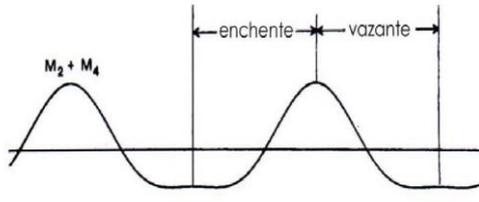
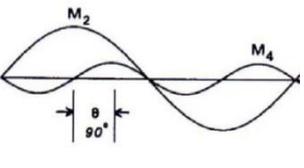
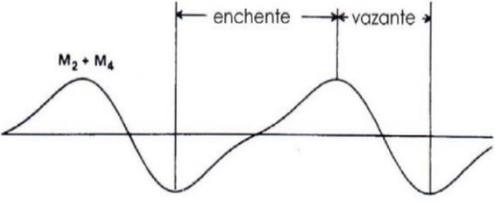
3.1.3 Principais aspectos da maré em regiões estuarinas

Ao propagar-se do oceano para regiões estuarinas a maré sofre distorções, devido à interação das mesmas com a geometria de ambientes costeiros e com a profundidade em águas rasas, além da superposição de seus constituintes, acarretando em diferenças na duração dos tempos e nas magnitudes de enchente e vazante (assimetrias de maré). Nos casos em que a duração da vazante é mais longa que a enchente, as maiores velocidades ocorrem na enchente e é denominado de “enchente dominante”. Para os casos opostos chama-se de “vazante dominante” (SPEER & AUBREY, 1985; DRONKERS, 1986; HUANG *et al.*, 2008).

De acordo com Speer & Aubrey (1985); Friedrichs & Aubrey (1988) a interação dos harmônicos com os sub-harmônicos são os principais responsáveis pela descrição das diferenças nos tempos de enchente e vazante. Sendo

influenciada, principalmente, pela interação da componente M_2 , e seu primeiro sub-harmônico M_4 . A dominância de enchente ou vazante será governada pela relação de fase entre os constituintes M_2 e M_4 dada por $2\theta_2 - \theta_4$, onde θ_2 e θ_4 são os ângulos de fase de M_2 e M_4 , respectivamente. A Tabela 4 resume dois tipos de distorção possíveis em função dos valores da fase relativa.

Tabela 4: Combinação de M_2 e M_4 com deslocamentos de fase. Adaptado de Boon & Byrne (1981)

Deslocamento de fase	Forma dos harmônicos $\eta(t)$	Resultado da interação
$\Delta = 0^\circ$		
$\Delta = 90^\circ$		

Do ponto de vista da geometria, em muitos estuários e embaiamentos, a maré é influenciada por dois fatores, que são: a razão do volume médio do prisma de maré e o volume médio do estuário V_s/V_c e a razão da amplitude de maré pela profundidade média da água a/h (SPEER & AUBREY, 1985; HUANG *et al.*, 2008).

A razão a/h entre a amplitude da maré e a profundidade média do domínio caracteriza o estuário quanto à capacidade de distorção, considerando-se que os mecanismos não lineares são importantes para $a/h > 0.1$.

O quociente V_s/V_c entre o volume médio do prisma de maré e o volume médio do estuário é um indicador da capacidade de armazenamento do sistema nas zonas entre marés.

Mazda *et al.* (1995) observou em seu estudo com assimetria de maré nos canais com manguezal, que a velocidade da corrente é usualmente maior na vazante do que na enchente. E que essa situação é oposta para muitos estuários sem manguezal.

Na ausência de fricção, a velocidade da onda de maré depende da profundidade ($c = \sqrt{gh}$), onde h é a profundidade e g a aceleração devido à gravidade, assim a crista da onda tende a mover-se mais rapidamente que a cava ao longo de um estuário raso, logo a crista da maré aproxima-se da cava, o que resulta numa enchente mais curta e com correntes mais intensas quando comparadas com a vazante (BROWN *et al.*, 2001). Nesses casos, a dominância de enchente é atribuída à distorção de uma onda progressiva não refletida. Entretanto, a influência da fricção não pode ser negligenciada em muitos mares costeiros e estuários (DRONKERS, 1986).

Nos estuários onde o comprimento do mesmo (l) é muito menor que o comprimento da onda de maré (L), $l \ll L$, a maior parte da maré incidente é refletida na cabeça do embaiamento (DRONKERS, 1986).

Segundo Speer & Aubrey (1985) essas assimetrias são importantes, pois tem implicações consideráveis no transporte de sedimento, dispersão de contaminantes na coluna d'água, entre outros.

3.1.4 Hidrodinâmica versus região de manguezal

Struve *et al.* (2003) argumentam que a vegetação de manguezal exercem grande influência sobre a hidrodinâmica de regiões estuarinas tropicais, uma vez que a rugosidade devido a vegetação de mangue é um fator significativo, pois influenciam as velocidades e o nível da água.

Segundo Mazda *et al.* (1997) as árvores de mangue e suas raízes inibem as correntes de maré nas áreas alagáveis. Nesses locais a relação entre correntes e a densidade da vegetação afeta a sedimentação, a transferência de massa e os processos biológicos. Wu *et al.* (2001) profere, que correspondentemente, ocorre um significativo aumento das velocidades no canal principal. E de acordo Struve *et al.* (2003) os fatores que mais influenciam no aumento da velocidade, em função do manguezal, são densidade e diâmetro das árvores. A influência do diâmetro é pouco pronunciada quando se considera a densidade máxima de árvores, mas ainda é apreciável.

O comportamento da corrente de maré e a influência do manguezal também foi estudado por Mazda *et al.* (2002). A Figura 5 exemplifica como ocorre a interação do volume de água com as áreas alagáveis vegetadas devido a ação da maré. O esquema mostra, comparativamente, o comportamento do nível d'água sem o manguezal e com o manguezal. Através do esquema pode-se notar que há um aumento do nível d'água no canal principal. Já na Figura 6, encontra-se o resultado de experimentos numéricos. O qual é notável a intensificação das velocidades no canal principal, quando se considera o manguezal.

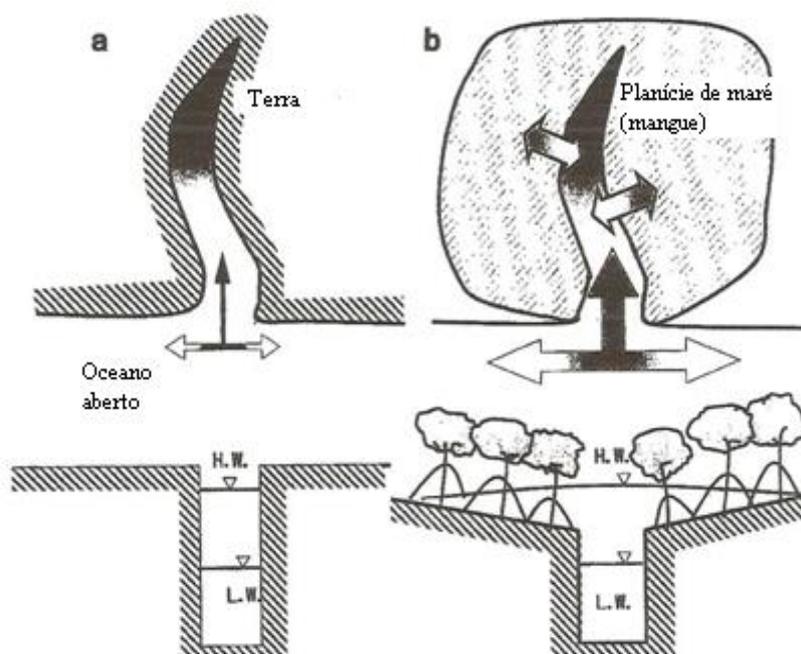


Figura 5: Vista esquemática de dois sistemas, sendo o (a) sem manguezal e o (b) considerando o manguezal. Fonte: Modificado Mazda *et al.*, 2002.

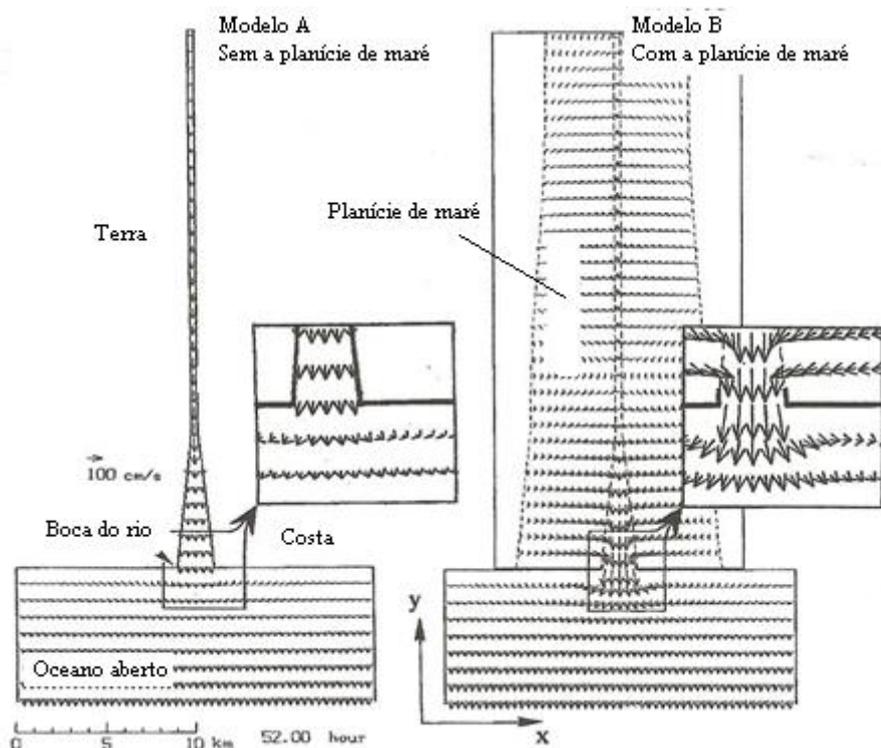


Figura 6: Distribuição dos vetores de velocidade nos modelos A e B, respectivamente. Sendo o modelo A sem o manguezal e o B com o manguezal. Fonte: Modificado de Mazda *et al*, 2002.

Chacaltana *et al.* (2003) fizeram um estudo comparativo sobre a influência do manguezal no padrão de escoamento do sistema estuarino da ilha de Vitória, considerando e não considerando o alagamento do manguezal. O estudo mostrou que a hidrodinâmica é bastante influenciada pela região de manguezal, ocasionando uma assimetria nas elevações do nível d'água e um aumento importante de até 45% do valor nas velocidades, principalmente durante a maré vazante, quando se considera o alagamento.

3.1.5 Influência da descarga fluvial sobre a propagação da onda de maré em estuários

Segundo Azevedo *et al.*, (2010) alterações na descarga fluvial causam alterações na hidrodinâmica, na estratificação estuarina e no tempo de residência, bem como nos materiais particulados e dissolvidos que chegam no estuário provenientes dos rios, como nutrientes e sedimentos. Além disso, mudanças na hidrodinâmica dos estuários afetam a dispersão de

contaminantes originados dos escoamentos superficiais e água residuárias, que é particularmente crítico nos estuários urbanos.

Os autores supracitados avaliaram os efeitos da magnitude e da variabilidade da descarga fluvial no comportamento hidrodinâmico e na dispersão de poluentes no estuário do Douro - Portugal, aplicando três regimes de descarga combinados com três regimes de magnitude. Os resultados mostraram que a descarga fluvial desempenha um papel importante na dispersão de contaminantes, sendo mais eficaz durante escoamentos estáveis. Os autores concluíram que a dispersão de contaminantes não depende apenas da vazão média do rio, mas que há também interações não-lineares entre magnitude do escoamento e variabilidade da descarga fluvial.

4 OS MODELOS COMPUTACIONAIS

4.1 Introdução

Modelagem é o uso de modelos numérico-matemáticos para simular o comportamento de corpos de água em resposta a um conjunto de forçantes específicas, e tem como principal objetivo entender melhor os processos físicos, químicos e biológicos que ocorrem no ambiente (JI, 2008).

Além disso, Liu & Liu (2003) argumentam que simulações numéricas transformam importantes aspectos de um problema físico em uma descrição matemática discreta, recriando e resolvendo problemas através de computadores.

Segundo os autores supracitados as simulações numéricas são uma importante ferramenta para validar teorias, uma vez que servem para assistir os resultados experimentais e ajudar na interpretação e descoberta de novos fenômenos. O que corrobora com o argumentado por Ji (2008), que diz que dados mensurados sozinhos raramente são suficientes para tomar decisões sobre o planejamento da qualidade de águas, principalmente quando esses corpos de água são grandes e complexos, e assim, os modelos numéricos funcionam como uma ferramenta integradora.

De acordo com Ji (2008) os modelos numéricos estão evoluindo devido as três fatores chaves, dentre os quais podemos citar: melhor entendimento e descrição matemática dos processos físicos, químicos e biológicos em rios, lagos, estuários e águas costeiras; disponibilidade de esquemas numéricos rápidos e eficientes, além do grande progresso na tecnologia computacional.

Essa ferramenta quando calibrada e verificada são capazes de representar com bastante realidade a hidrodinâmica, o transporte de sedimento, tóxicos e condições de qualidade da água de corpos de água, sendo usados para gerar dados que auxiliem a tomada de decisão, através da previsão de cenários futuros.

4.2 MOHID

4.2.1 Introdução

O modelo MOHID é um conjunto de modelagem desenvolvido em linguagem Fortran 95, desenvolvido pelo Instituto Superior Técnico (IST) no Centro de Estudos MARETEC (*Marine and Environmental Technology Research Center*) da Universidade Técnica de Lisboa (UTL), em cooperação com a empresa HIDROMOD Ltda.

Possui capacidade para modelar em uma – duas – ou três dimensões, o qual é composto por mais de 40 módulos. Dentre os mais importantes podemos citar os seguintes: Model, Hydrodynamic, Water Properties, Lagrangian, Water Quality, Oil Dispersion, Turbulence, Geometry, Surface, Bottom, Open Boundary, Discharges and Hydrodynamic File.

Outra importante característica é a possibilidade de rodar modelos aninhados, sendo o número de aninhamentos limitado somente pela capacidade computacional, o que possibilita estudar com maior detalhamento determinadas regiões.

As aplicações do MOHID têm sido bastante diversificadas, dentre as principais podemos mencionar o emprego em regiões estuarinas (MARTINS *et al.*, 2001; MONTERO *et al.*, 1999; TABOADA *et al.*, 1998; VAZ *et al.*, 2005), lagoas costeiras (MALHADAS *et al.* 2009; VAZ *et al.*, 2009), baías (SOUZA, 2010; NAVAS *et al.*, 2011), plataformas continentais (SANTOS *et al.*, 2002; JESUS, 2011), entre outros.

4.2.2 Equações

As equações tridimensionais para escoamentos incompressíveis são resolvidas considerando as aproximações de Boussinesq e Reynolds, bem como a de equilíbrio hidrostático. As equações do balanço de momento para as velocidades do escoamento médio horizontal em coordenadas Cartesianas são:

$$\begin{aligned} \partial_t u = & -\partial_x(uu) - \partial_y(uv) - \partial_z(uw) + fv - \frac{1}{\rho_0} \partial_x p + \partial_x((v_H + V)\partial_x u) \\ & + \partial_y((v_H + V)\partial_y u) + \partial_z((v_t + V)\partial_z u) \end{aligned} \quad 1$$

$$\begin{aligned} \partial_t v = & -\partial_x(vu) - \partial_y(vv) - \partial_z(vw) - fu - \frac{1}{\rho_0} \partial_y p + \partial_y((v_H + V)\partial_x v) \\ & + \partial_y((v_H + V)\partial_y v) + \partial_z((v_t + V)\partial_z v) \end{aligned} \quad 2$$

Onde u , v e w são as componentes do vetor velocidade nas direções x , y e z , respectivamente, f o parâmetro de Coriolis, v_H e v_t as viscosidades turbulentas nas direções horizontais e verticais, V é a viscosidade molecular cinemática (igual a $1,3 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$), p a pressão. O termo da esquerda representa a evolução da velocidade com o tempo, os três primeiros termos da direita representam o transporte advectivo, o quarto a força de Coriolis, o quinto o gradiente de pressão e os últimos três são os termos de difusão turbulenta (MOHID DESCRIPTION, 2003).

Enquanto que a velocidade vertical é calculada através da equação de continuidade para fluidos incompressíveis (equação do balanço de massa)

$$\partial_x u + \partial_y v + \partial_z w = 0 \quad 3$$

Onde w é calculado através da integração entre o fundo e a profundidade z :

$$w(z) = \partial_x \int_{-h}^z u dx + \partial_y \int_{-h}^z v dy \quad 4$$

Com o intuito de obter a equação de superfície livre a equação de continuidade é integrada em toda a coluna d'água:

$$\partial_t \eta = -\partial_x \int_{-h}^{\eta} u dz - \partial_y \int_{-h}^{\eta} v dz \quad 5$$

Martins (1999) argumenta que se deve assumir uma aproximação hidrostática, uma vez que a dimensão horizontal característica é várias ordens de grandeza superior a dimensão vertical, o que implica em componente vertical da velocidade três ordens de grandeza inferior às horizontais. E se a aceleração vertical for pequena, o que é verdade na maioria dos casos, lança-se mão da aproximação em questão:

$$\frac{\partial p}{\partial z} + g\rho = 0 \quad 6$$

Onde g é a aceleração da gravidade e ρ é a densidade. Se a pressão atmosférica p_{atm} é subtraída da pressão p , e a densidade ρ é decomposta por uma densidade de referência constante ρ_0 e um desvio ρ' através da densidade de referência constante (anomalia da densidade), depois integrando da superfície livre até a profundidade z onde a pressão é calculada, temos:

$$p(z) = p_{atm} + g\rho_0(\eta - z) + g \int_z \eta\rho' dz \quad 7$$

A equação supracitada relaciona a pressão a qualquer profundidade com a pressão atmosférica na superfície do mar, o nível do mar e a pressão anômala integrada entre o nível analisado e a superfície. Usando essa expressão e a aproximação de Boussinesq, o gradiente de pressão horizontal na direção x_i pode ser dividida em três contribuições:

$$\partial_{x_i} p = \overbrace{\partial_{x_i} p_{atm}}^{\text{Gradiente de pressão atmosférica}} - \overbrace{g\rho_0 \partial_{x_i} \eta}^{\text{Elevação da superfície do mar (gradiente de pressão barotrópico)}} - \overbrace{g \int_z \eta \partial_{x_i} \rho' dz}^{\text{Distribuição de densidade (gradiente de pressão baroclínico)}} \quad 8$$

No fundo, os fluxos advectivos são impostos como sendo nulos e o fluxo difusivo de momentum é estimado por meio de uma tensão de fundo que é calculada pelo método de não deslizamento com uma lei quadrática que depende da velocidade próxima do fundo. Dessa maneira, o termo difusivo próximo ao fundo é escrito como:

$$v \frac{\partial \vec{v}_H}{\partial z_{\text{fundo}}} = C_D \vec{v}_H |\vec{v}_H| \quad 9$$

Onde C_D é o coeficiente de arrasto que é calculado pela expressão

$$C_D = \left(\frac{k}{\log \left(\frac{z + z_0^b}{z_0^b} \right)} \right)^2 \quad 10$$

Onde k é a constante de Von Karman e z_0^b é o comprimento da rugosidade e z é a altura dentro da camada limite.

4.2.3 Método de solução das equações matemáticas

O método utilizado pelo modelo para resolver as equações governantes descritas é de volumes finitos. Neste método é utilizada uma aproximação dos balanços integrais das propriedades transportadas e, para isso, calculam-se os fluxos através das faces das células. Estes balanços são obtidos pela integração das equações diferenciais nas células da malha secundária, a qual divide o domínio em células de cálculo (MARTINS, 1999).

Com relação à discretização vertical pode-se dividir a coluna d'água em diferentes coordenadas: Sigma, Cartesiana, Lagrangeana (baseada na Sigma ou Cartesiana), Espaçamento Fixo e Harmônica (MOHID DESCRIPTION, 2003). No presente trabalho, somente foram utilizadas as malhas do tipo sigma e do tipo cartesiana, assim, segue abaixo um detalhamento maior sobre essas.

A malha designada como Sigma (Figura 7) possui camadas que se ajustam para representar de forma adequada a geometria do fundo e da superfície, possuindo o mesmo número de pontos nodais para todas as profundidades (MARTINS *et al.*, 2001), com o objetivo de contornar o problema de reproduzir os processos verticais em regiões de topografia fortemente irregular, com

variações abruptas na superfície ou no fundo, através transformação que se segue:

$$\sigma = \frac{z - \eta}{\eta + H} = \frac{z - \eta}{D} \quad 11$$

Onde H é a profundidade em relação ao nível médio da superfície livre, D é a profundidade total, η é a elevação da superfície e sigma varia de 0 na superfície livre ($z = \eta$) a -1 ($z = -H$) no fundo.

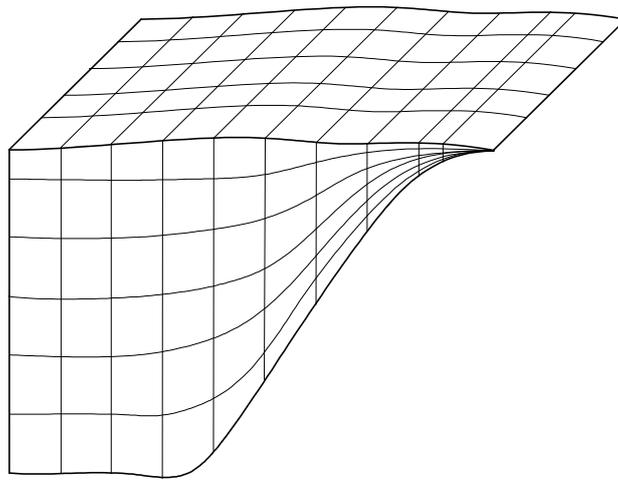


Figura 7: Malha tridimensional do tipo Sigma. Fonte: Martins, 1999.

Já a malha cartesiana (Figura 8) é gerada pela sobreposição de malhas bidimensionais do tipo cartesianas, mantendo a distância entre as camadas constante em todo o domínio. Sua geometria de fundo é definida de modo a determinar se cada célula se encontra completamente em água ou em terra, já a superfície livre é considerada plana e rígida. Segundo Martins (1999) e Lin & Falconer (1997) os principais inconvenientes deste tipo de malha estão relacionados com a representação da geometria.

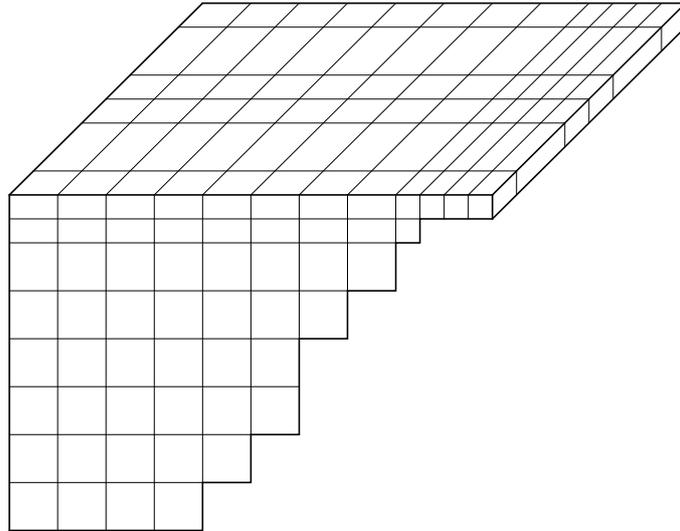


Figura 8: Malha tridimensional do tipo Cartesiana. Fonte: Martins, 1999.

Para a discretização temporal usa-se um esquema baseado no algoritmo semi-implícito ADI (Alternate Direction Implicit), esse algoritmo calcula alternadamente uma componente da velocidade implicitamente, enquanto a outra componente é calculada explicitamente (MARTINS *et al.*, 2001; VAZ *et al.*, 2009).

Mohid utiliza a grade de Arakawa-C para solucionar as equações, com relação à horizontal as velocidades são localizadas no centro das faces leste (velocidade-u) e sul (velocidade-v), enquanto a elevação, turbulência e traçadores são colocadas no centro. Já para a vertical, a velocidade vertical w , traçadores e magnitude da turbulência vertical são colocadas na superfície e no fundo das faces, enquanto as velocidades horizontais e elevação são colocadas no centro do elemento (na vertical) (MOHID DESCRIPTION, 2003).

5 METODOLOGIA

5.1 Área de estudo

- Sistema Estuarino da Ilha de Vitória

O sistema estuarino da Ilha de Vitória está localizado na região da Grande Vitória, Espírito Santo – Brasil. Sendo constituído principalmente pelo Canal da Passagem, pela Baía de Vitória e pelo delta do Rio Santa Maria da Vitória (Figura 9). O sistema é influenciado diretamente pelas atividades antrópicas dos municípios de Cariacica, Vila Velha e Vitória, os quais possuem uma grande pressão demográfica. A região de manguezal, ao norte da região de estudo, ocupa uma área em torno de 20 Km².

Vitória, capital do Estado do Espírito Santo, é uma Ilha contornada pelos seguintes corpos de água: Canal da Passagem, Baía de Vitória e Baía do Espírito Santo. O Canal da Passagem conecta a Baía do Espírito Santo com a Baía de Vitória, com largura média de 80 m e profundidades típicas variando entre 1 e 7 m.

A Baía de Vitória compreende a região que vai desde o delta da desembocadura do Rio Santa Maria da Vitória até a região da Baía do Espírito Santo, na parte sul compreende o Porto de Vitória e seu Canal de Acesso. Possui uma largura que varia de 1,6 Km a 160 m, e profundidades que variam, na maior parte da área, de 4 a 24 m.

A Baía do Espírito Santo (BES) é influenciada diretamente pelo oceano aberto, sendo afetada diretamente pelas ondas oceânicas. Essa região é caracterizada pela presença de baixios, na região central, que é um cordão de baixas profundidades paralelo à Praia de Camburi, principal praia e cartão postal de Vitória. Suas profundidades variam de 0 m, na região da praia, a 25 metros na região do Porto de Tubarão.

A região de Vitória está economicamente localizada em posição estratégica, uma vez que abriga terminais importantes do Complexo Portuário do Espírito Santo, que segundo a Codesa (2011) é hoje um dos mais importantes do

Brasil, dentre os quais podemos destacar: Cais Comercial de Vitória, Cais de Capuaba, Cais de Paul, Terminal Flexibrás, Terminal de Granéis Líquidos de São Torquato, entre outros. Além de estar localizado próximo de grandes centros urbanos, industriais, e, principalmente, do mercado consumidor detentor de grande parte do PIB brasileiro.

No trabalho feito por Vale & Ferreira (1998) são apontados diversos impactos antrópicos que vêm atuando no sistema estuarino da Ilha de Vitória. Estes impactos são decorrentes da urbanização, esgoto, lixo, desmatamento do manguezal, camaroneiras, pesca predatória, aterros, além da introdução de espécies vegetais exóticas.

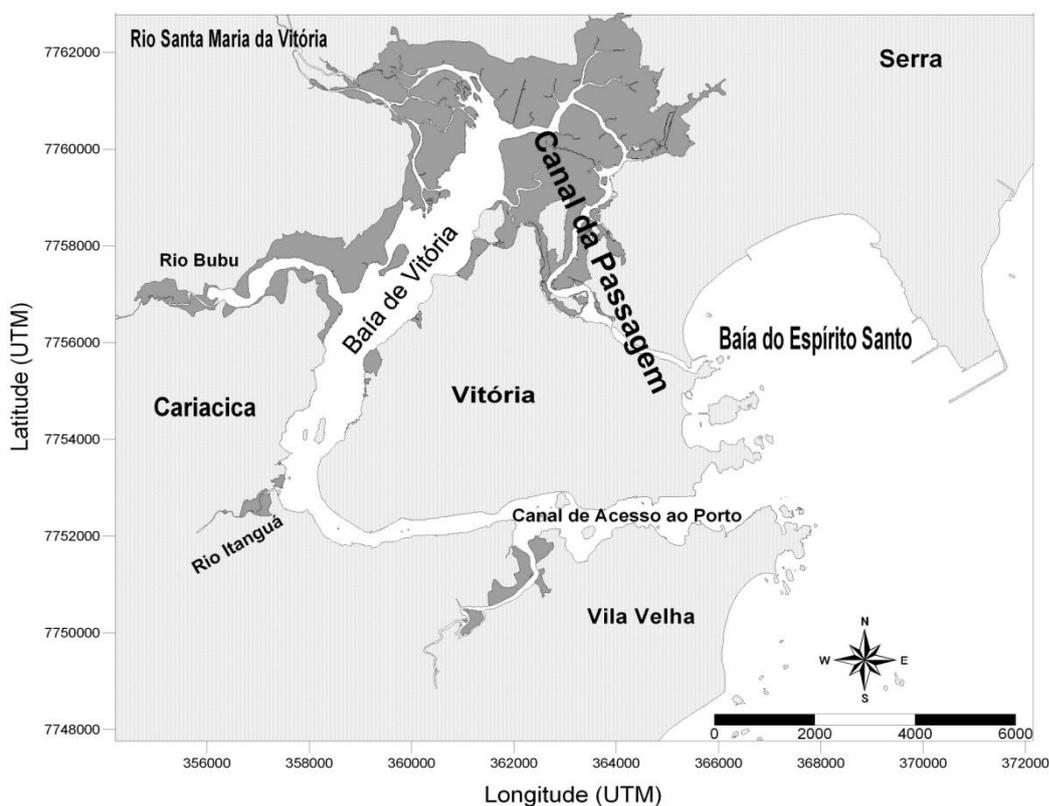


Figura 9: Região do Sistema Estuarino da Ilha de Vitória.

Os ventos predominantes são os de nordeste e sudeste, os primeiros estão associados ao giro anti-horário do Atlântico Sul, predominantes no verão, já os segundos estão relacionados com as frentes frias, sendo mais freqüentes no inverno.

A hidrodinâmica do sistema estuarino é regida principalmente pela maré astronômica, seguido da maré meteorológica e finalmente dos ventos (VIÉGAS, 2006). O regime de maré na região é classificado como de micromarés, semidiurnas com desigualdades diurnas entre duas baixamares e preamares observadas por Barros Filho (2002), sendo M_2 a principal componente lunar de maré com período de 12,42h.

Os contribuintes de água doce para o sistema estuarino são os rios Formate-Marinho, Bubu e Santa Maria da Vitória, sendo este último o principal contribuinte. O rio Santa Maria da Vitória tem uma bacia hidrográfica de aproximadamente 1.660 km², percorre 122 km até desaguar na Baía de Vitória com uma vazão média anual de 13,7 m³/s, enquanto que a vazão dos outros somados não ultrapassam 3,0 m³/s (HIDROWEB, 2011). O rio Santa Maria da Vitória tem sua vazão regulada pelas Usinas de Rio Bonito e Suíça, as quais se localizam nos municípios de Santa Maria de Jetibá e Santa Leopoldina, respectivamente.

5.2 Implantação do modelo MOHID para a área de estudo

Na aplicação do sistema hidrodinâmico Mohid para reproduzir a circulação e os padrões de escoamento em regiões costeiras e estuarinas, deve-se definir um conjunto de dados que devem ser fornecidos à grade numérica que representa a geometria da área a ser modelada. Estes dados incluem o conhecimento da amplitude de maré, velocidades, propriedades físicas da água, vento, batimetria da região, rugosidade do fundo e rugosidade da planície alagada com vegetação, dentre outros.

Os tipos de contorno que delimitam as fronteiras do domínio fluido na grade podem ser classificados como fechado e aberto. No primeiro, o domínio fluido faz fronteira com a terra ou estruturas sólidas, logo definem as margens do corpo d'água. Como não há fluxo através dessas fronteiras, a componente normal e a componente tangencial da velocidade na fronteira de terra são consideradas nulas. Já nos contornos abertos, ou fronteiras abertas, não há um limite físico do corpo d'água, existe fluxo de água e/ou soluto ao longo da

fronteira aberta. Sendo assim, é preciso especificar como as condições hidrodinâmicas e/ou variação de soluto variam ao longo do tempo.

Também, é preciso especificar as condições iniciais do modelo. Quando os valores iniciais de velocidade e elevação são continuações dos valores de uma simulação anterior (Equação 12), temos a chamada “partida quente” (*hot start*), já quando estes valores são nulos (Equação 13) em todo o domínio temos a chamada “partida fria” (*cold start*).

$$\vec{u}(x, y, z, t) = \vec{u} \text{ e } \eta(x, y, t) = \eta \quad 12$$

$$\vec{u}(x, y, z, t) = 0 \text{ e } \eta(x, y, t) = 0 \text{ ou } \eta_{max} \quad 13$$

A seguir será feito um detalhamento sobre os dados de entrada do modelo, bem como das condições de contorno e iniciais usados no presente estudo.

5.2.1 Batimetria

A inserção dos valores das profundidades e das altimetrias na grade numérica foi realizada pelo uso do modelo digital de terreno na região de estudo (Figura 10). O modelo digital foi cedido pelo Laboratório de Simulação de Escoamento com Livre (LABESUL) e gerada através da compilação de uma série de dados, dentre os quais podemos citar digitalização de Cartas Náuticas (1401 da 8ª edição da Marinha do Brasil), levantamento batimétrico dos canais (RIGO, 2004) e levantamento altimétrico na região de manguezal (FACITEC, 2004). Além disso, foram utilizadas ortofotos para confecção e atualização da linha de costa.

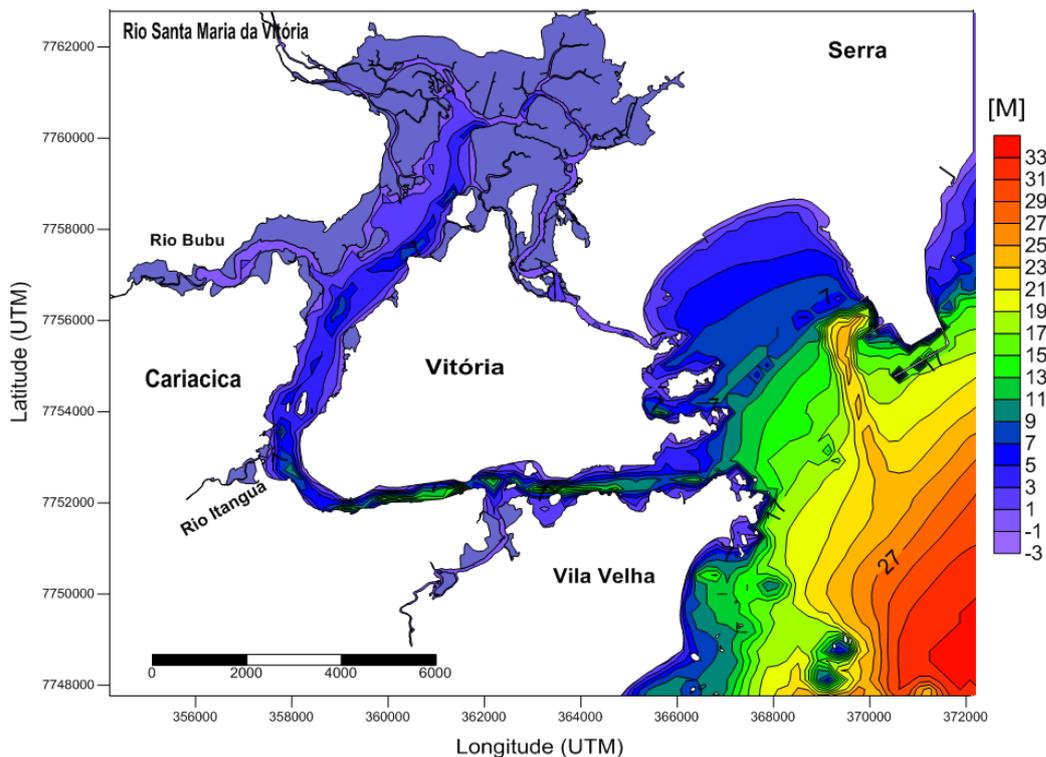


Figura 10: Modelo digital de terreno da região de estudo.

5.2.2 Rio Santa Maria da Vitória

No contorno aberto que o Rio Santa Maria da Vitória faz com a grade numérica foi fornecida a condição de velocidade. Os valores de velocidade foram calculados indiretamente através dos dados de vazão diários disponibilizados no site da ANA através do portal HIDROWEB. A estação escolhida está localizada no município de Santa Leopoldina (Tabela 5).

Cabe ressaltar, que os dados de vazão utilizados são valores aproximados, uma vez que a medição se dá em um lugar diferente da imposta como condição de contorno, no entanto, são os valores de referência mais próximos do local, dessa maneira, os valores de vazão utilizados no estudo estão subestimados, já que não se considera uma grande área de bacia que vai do ponto amostral em Santa Leopoldina à desembocadura do rio Santa Maria da Vitória, o que representa 30 km de distância de um ponto para o outro.

Tabela 5: Dado da estação de Santa Leopoldina. Fonte: Hidroweb.

Código	57130000
Nome	SANTA LEOPOLDINA
Bacia	ATLÂNTICO, TRECHO LESTE (5)
Sub-bacia	RIOS ITAPEMIRIM, ITABAPOANA E. (57)
Rio	RIO SANTA MARIA DA VITÓRIA
Estado	ESPÍRITO SANTO
Município	SANTA LEOPOLDINA
Responsável	ANA
Operadora	CPRM
Latitude	-20:06:01
Longitude	-40:31:40
Altitude (m)	160

5.2.2.1 Sazonalidade

Uma vez que o rio Santa Maria da Vitória é o principal contribuinte de água doce para a região do SEIV, este será o único contribuinte usado na modelagem. O modelo será aplicado para todo o ano de 2009 de modo que se possa determinar a influência de tal rio no padrão sazonal da circulação estuarina. Essa variação sazonal do rio pode ser vista na Figura 11, de forma bem evidenciada, pela média mensal da série histórica da vazão do período entre 1960 e 2008.

Pode-se notar que o ano de 2009 foi um ano mais chuvoso quando comparado com a média histórica, sendo também observado o padrão sazonal. Cabe ressaltar que houve uma falha nos dados de vazão para o mês de setembro,

de modo que para sanar essa falta de dados, foram utilizados os dados médios históricos para o preenchimento dessa lacuna.

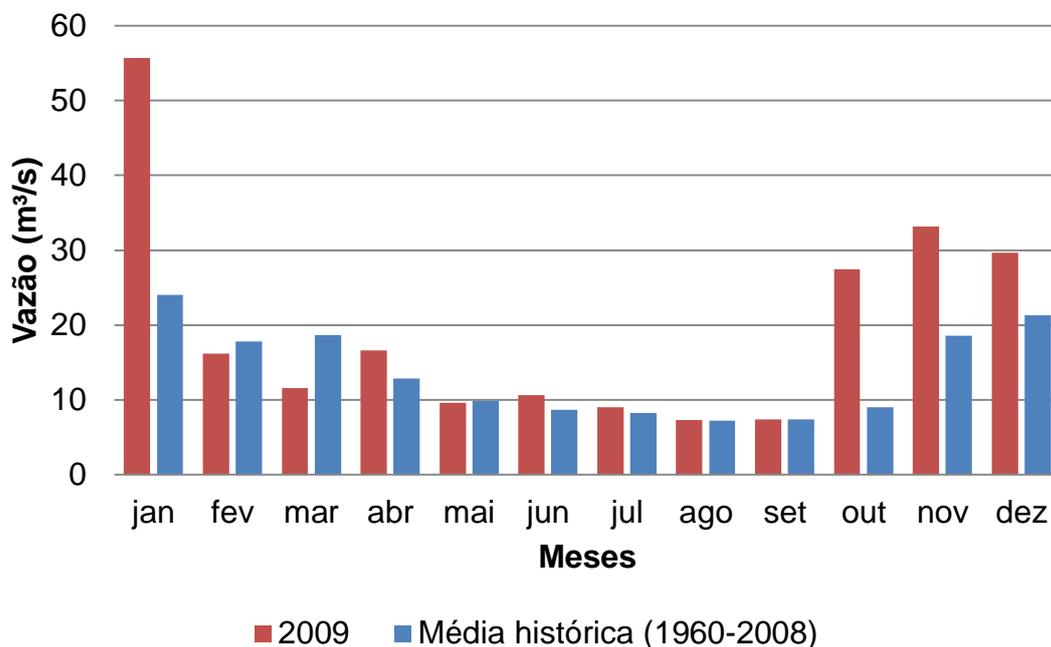


Figura 11: Média mensal da vazão do Rio Santa Maria da Vitória na estação de Santa Leopoldina.

5.2.3 Condições Iniciais

Como visto no item 5.2, os modelos numéricos podem ser iniciados tanto por “partida fria” como por “partidas quentes”. No estudo em questão a simulação do mês de janeiro de 2009 foi iniciada por uma “partida fria”, já para os meses subsequentes de 2009 o modelo foi iniciado por “partida quente” usando como condição inicial os valores da simulação do último dia do mês anterior, às 24h. Cabe ressaltar, que em todos os casos usados para o teste da condição de contorno (seção 6.1.1.1), as simulações foram iniciadas por “partidas frias” e os quatro primeiros dias foram desconsiderados na análise dos resultados.

5.3 Análise estatística

A validação dos resultados do modelo foi realizado pelo uso de uns parâmetros estatísticos que permitam quantificar o quanto estes resultados se aproximam dos medidos em campo. O método estatístico escolhido para avaliar a correlação dos dados medidos e modelados foi o índice de concordância de Wilmott (Id) (WILMOTT, 1981), este coeficiente mede a capacidade do modelo de reproduzir de forma satisfatória os dados medidos em campo. Seu valor pode variar de 0 a 1, de modo que quando igual a 1 os dados estão em perfeita concordância.

$$Id = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N |X_{mod} - X_{obs}|^2}{\sum_{i=1}^N (|X_{mod} - \bar{X}_{obs}| + |X_{obs} - \bar{X}_{obs}|)^2} \quad 14$$

onde X é a variável que está sendo comparada, \bar{X} sua média no tempo e N o número de dados medidos. Esse método estatístico foi usado recentemente por Haidvogel *et al.*, (2007); Vaz *et al.*, (2009) e Warner *et al.*, (2005), com o intuito de avaliar a performance de modelos numéricos comparados com dados coletados em campo.

5.4 Extração dos harmônicos de maré

Para extrair as componentes harmônicas nas fases de implantação e calibração do modelo MOHID nesse trabalho, foram utilizados os programas T_TIDE, desenvolvido por Mike Foreman (IOS) e adaptado e reescrito por Pawlowicz *et al.* (2002) e o PACMARÉ, criado e desenvolvido por Franco (2000), o qual é amplamente utilizado nas áreas de oceanografia e engenharia costeira no Brasil e pela Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN). No entanto, para análise dos resultados somente será utilizado o programa Pacmaré, tendo em vista sua aceitação pela DHN.

5.5 Cenário

Muitos artigos encontrados na literatura (GALPERIN *et al.*, 2008; LIU *et al.*, 2008; SIMIONATO *et. al.*, 2004; VAZ *et al.*, 2009; XU *et al.*, 2008; YANG & KHANGAOKAR, 2009) estudam a influência da descarga ou de outro componente através da análise de cenários, no entanto, como o presente trabalho servirá também como um estudo preliminar para operacionalizar o modelo numérico em questão, e assim, disponibilizar previsões sobre a região de estudo no website do LABESUL, o estudo não será feito por cenários hipotéticos específicos.

Dessa maneira, para avaliar o comportamento da onda de maré ao longo da área de estudo e os efeitos da descarga fluvial do Rio Santa Maria da Vitória e a hidrodinâmica barotrópica tridimensional da Baía de Vitória, fez-se a simulação numérica para todo o ano de 2009.

6 RESULTADOS E DISCUSSÃO

6.1 Calibração e Validação

6.1.1 Calibração

Os dados utilizados na calibração do modelo foram os mesmos utilizados nos trabalhos de Rigo (2004) e Barros Filho (2002) (FIGURA 12). Para o registro de elevação da água foi usado o marégrafo do modelo Global Water WL 300 na região da Vale. Já as correntes foram medidas através do correntógrafo Sensordata SD 600 (precisão de $\pm 0,5$ cm/s), fundeado a 60% da profundidade na região da Terceira Ponte.

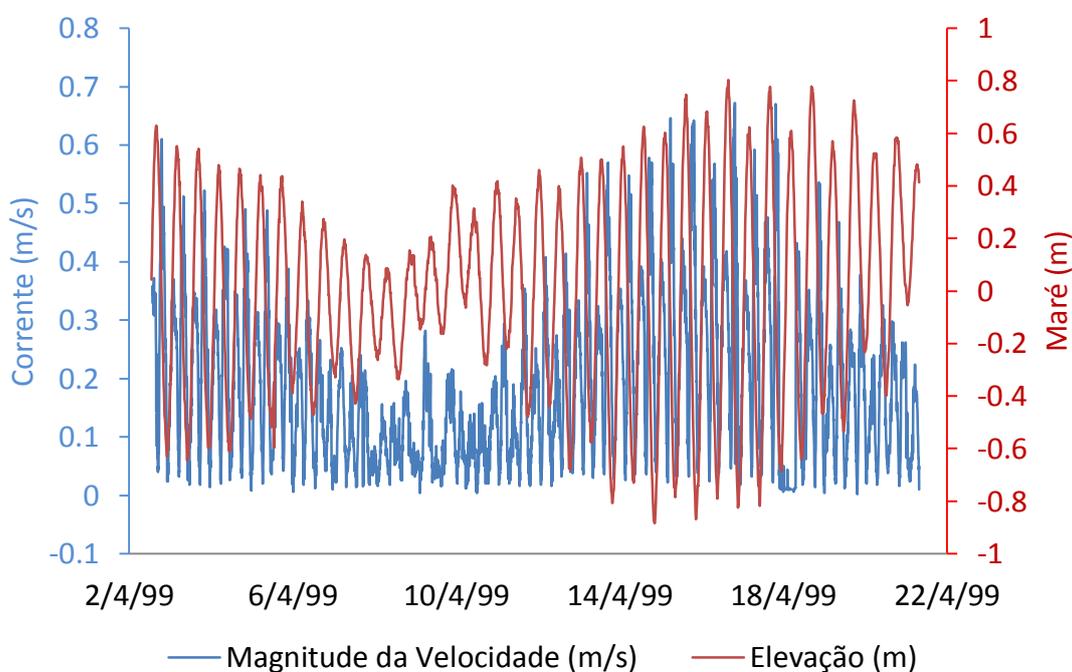


Figura 12: Correntes medidas na Terceira Ponte e maré medida na Vale em 1999 (RIGO, 2004).

No processo de calibração, foram feitos vários ajustes em parâmetros físicos e numéricos. Para a calibração do modelo Mohid podem ser utilizados os parâmetros relacionados com as condições de contorno, a rugosidade de fundo, o passo temporal, a batimetria e a resolução espacial da grade numérica.

No presente trabalho os parâmetros empregados foram a rugosidade de fundo e as condições de contorno, as quais serão detalhadas mais à frente. O passo temporal foi escolhido em virtude da estabilidade do modelo e o tempo de execução do mesmo, que permite trabalhar com número de Courant de até 10. Assim, o passo de tempo escolhido para rodar a grade numérica de interesse foi 10 segundos, o que resultou em um número de Courant de 6,645.

Já a grade numérica foi escolhida em função da viabilidade, já que grades muito refinadas podem gerar ótimos resultados, no entanto, demandam um custo computacional extremamente elevado, e da representatividade do domínio a ser modelado. Foram feitos testes preliminares no qual se pode notar que a grade numérica utilizada nesse trabalho conseguiu representar bem a hidrodinâmica local, além disso, o custo computacional mostrou-se satisfatório para a realização dos estudos. Para uma simulação hidrodinâmica de um mês, o custo computacional foi de 5 dias.

6.1.1.1 Condição de contorno

Foram testados quatro diferentes tipos de entrada de dados como condições de contorno referentes à maré. Como comumente utilizado em outros trabalhos feitos com o modelo Mohid, testou-se como forçante de maré o modelo global FES2004 (RIFLET *et al.*, 2007; RIFLET *et al.*, 2008; CANAS *et al.*, 2009), de duas maneiras distintas.

No primeiro cenário proposto, os constituintes harmônicos do modelo FES2004 foram aplicados diretamente na grade de interesse, sendo representada pela L6, vide Tabela 6 e Figura 13. Já no segundo cenário com os dados do modelo global FES2004, testou-se fazer o aninhamento ou “downscaling”, como praticado nos trabalhos de Riflet *et al.*, 2007 e Riflet *et al.*, 2008, na qual parte-se de uma grade numérica de maior escala e menor refinamento para a grade de interesse de menor escala e maior refinamento. No presente estudo, foram necessárias 6 grades, de diferentes resoluções, para fazer o aninhamento desejado (Tabela 6 e Figura 13). Com o propósito de facilitar o entendimento e

tornar a leitura mais dinâmica, o primeiro cenário será mencionado daqui para frente como **bes**, enquanto o segundo cenário será chamado de **aninhamento**.

Tabela 6: Descrição das grades utilizadas no método de aninhamento do MOHID.

Domínio	Origem (LatxLong)		Elementos		Espaçament o	Número de camadas na vertical
	X	Y	i	j		
L1	-41.25	-22.0203	52	49	1/6°	1 (Sigma)
L2	-41.25001	-21.55611	49	40	1/6°	43 (Cartesiana)
L3	-40.5833	-20.7789	20	24	1/24°	40 (Sigma)
L4	-40.41666	-20.54498	44	56	1/96°	32 (Sigma)
L5	-40.39582	-20.35952	76	56	1/384°	16 (Sigma)
L6	-40.39322	-20.34243	330	235	1/1920°	10 (Sigma)

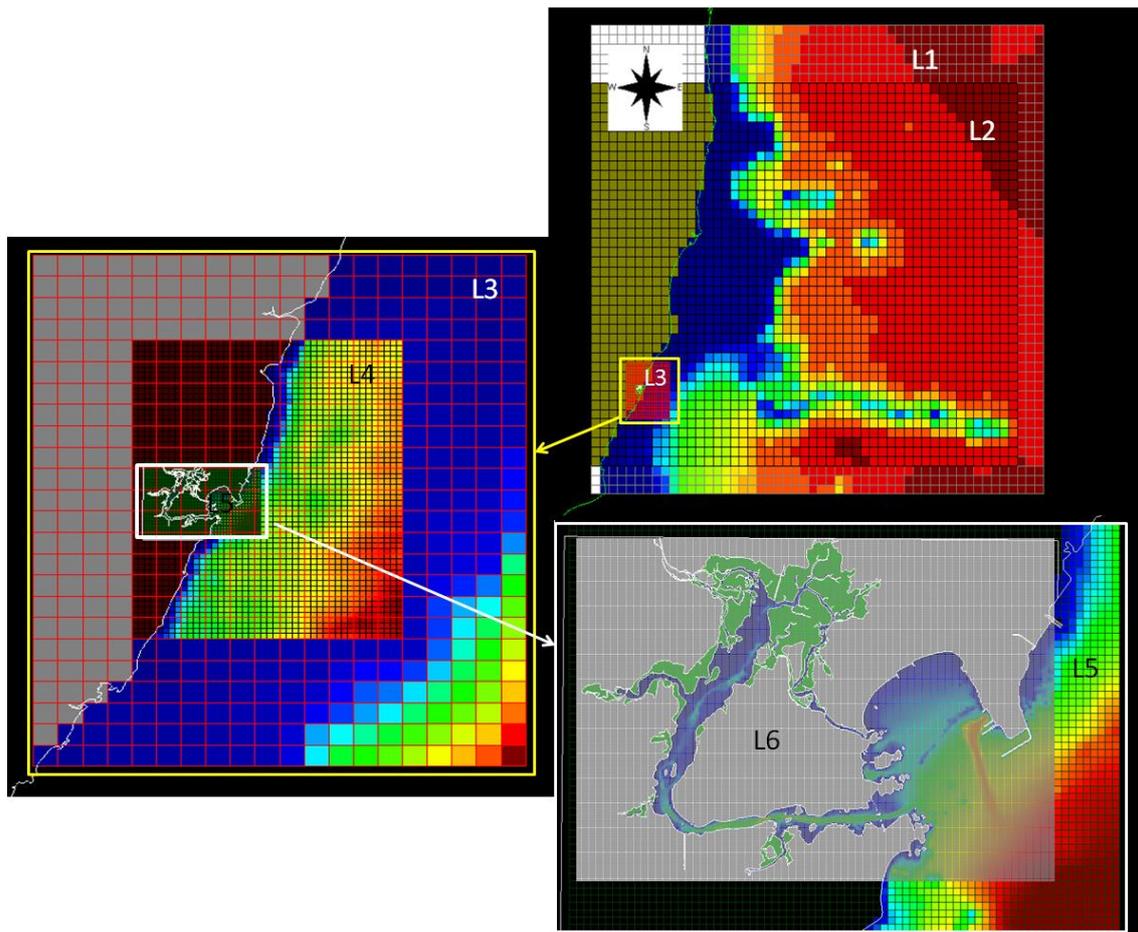


Figura 13: Grades utilizadas no aninhamento.

Através de uma longa série de dados de maré, os quais foram cedidos pelo LABESUL (Figura 14), foram utilizados os dois programas de previsão e análise harmônica de maré descritos no item 5.5 (T_tide e Pacmare) para decompor a série de dados em componentes harmônicos, as quais serviram de entrada na grade L6 do modelo Mohid.

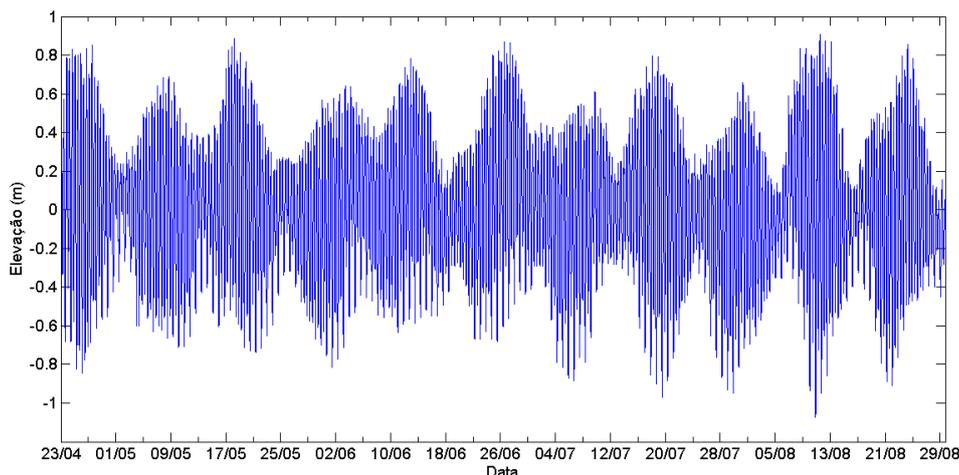


Figura 14: Elevação do marégrafo localizado na Vale. Início do levantamento em 23/04/2002 às 00:00 e fim em 30/09/2002 às 22:30. Coordenadas -20,287 e -40,245 (Lat,Lon). Os dados foram cedidos pelo LABESUL.

Para esses quatro casos, foram considerados como parâmetro de rugosidade de fundo o valor constante de 0,0025 metros no leito, uma vez que é o default do modelo, já para as zonas entre marés e com presença de manguezal foi adotada uma rugosidade de 3 metros, este valor foi escolhido baseado em trabalhos anteriores na região como Maciel (2004) e Nascimento & Chacaltana (2011).

Os resultados provenientes da condição de contorno mostraram que a condição de contorno imposta pelos harmônicos gerados pelo T-tide não foram considerados satisfatórios, mostrando uma menor concordância com os dados de campo, como se pode observar pelos valores de ID de 0,842 para elevação e 0,791 para velocidade, principalmente, nos períodos de quadratura, como se pode observar nas Figuras 15 e 16, elevação e velocidade respectivamente.

Com relação à velocidade, para essa mesma série de dados, Barros Filho (2002) aplicou o modelo DIVAST para o entorno da Ilha de Vitória sem considerar a região de manguezal, e viu que as velocidades de enchente foram mais bem reproduzidas que as de vazante. Já Rigo (2004) conseguiu reproduzir melhor as correntes na quadratura introduzindo a região de manguezal nas simulações. Os autores, em ambos os estudos, não utilizaram métodos estatísticos para avaliar a eficácia do modelo numérico, mas

visualmente pode-se perceber que o modelo numérico tridimensional conseguiu reproduzir com maior fidelidade os dados.

Quando forçado pelo T-tide, o modelo apresentou uma elevação com defasagem de cerca de 5 horas nos períodos de quadratura e de cerca de 1 hora nos períodos de sizígia, tendo como consequência, uma representação pouco satisfatória quando comparada com os dados de campo, principalmente para velocidade. Como mostrado por Rigo (2004) durante os períodos de quadratura ocorre uma inversão na dominância de maré na região de Tubarão, e como se pode notar, o modelo quando forçado pelos harmônicos gerados pelo T_tide não conseguiu reproduzir esse comportamento.

De uma maneira geral, o modelo Mohid mostrou uma boa concordância quando forçado pelas condições de contorno impostas pelo aninhamento, bes e Pacmaré, porém os dados de campo foram mais bem representados quando o modelo foi forçado pelos harmônicos gerados pelo Pacmaré.

É importante ressaltar que muitas vezes, seja pela logística do ambiente ou pelo alto custo, não é possível se obter dados de campo, no entanto, como averiguado nos resultados mostrados pelas condições de contorno impostas pelo FES2004 (bes e aninhamento) é possível se obter resultados satisfatórios mesmo sem dados coletados em campo para forçar o modelo. Além disso, deve-se ressaltar que o uso do aninhamento serviu e será utilizado como base para posterior operacionalização do modelo em questão utilizando a metodologia do downscaling.

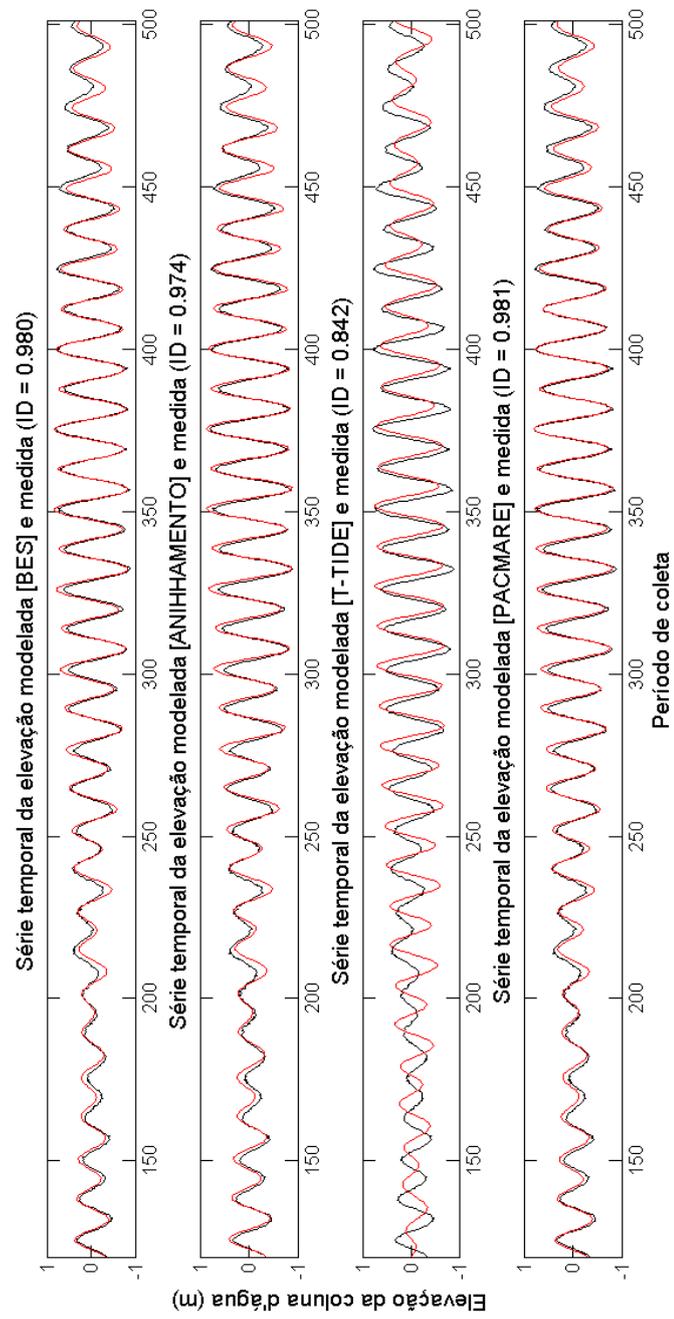


Figura 15: Comparação entre os resultados de elevação do modelo e os medidos em campo.

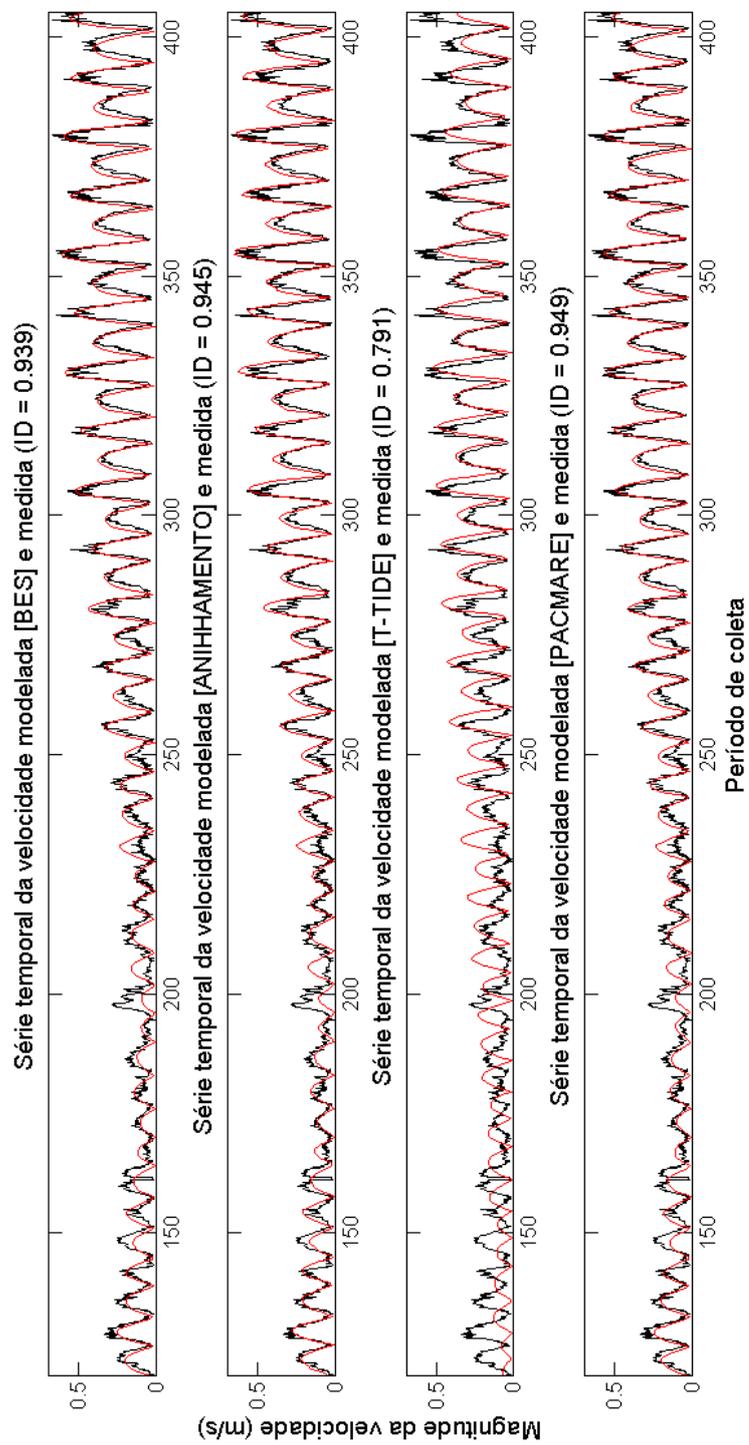


Figura 16: Comparação entre os resultados de velocidade do modelo e os medidos em campo.

6.1.1.2 Rugosidade

Com a melhor condição de contorno escolhida, a qual se deu com a utilização do Pacmaré para extrair os componentes harmônicos através de uma longa série de dados, usou-se o parâmetro de rugosidade de fundo para avaliar a sensibilidade do modelo barotrópico tridimensional, principalmente com relação às velocidades. Vários parâmetros foram testados, sendo 0,001; 0,0008; 0,0025; 0,004; 0,007 e também foi testado utilizar um mapa de rugosidade variável ao longo do domínio. Estes dados consistiram na transformação dos mapas batimétricos do estudo realizado por Paiva (2008) em valores de comprimento da rugosidade equivalente do fundo, como mostrado na Figura 17.

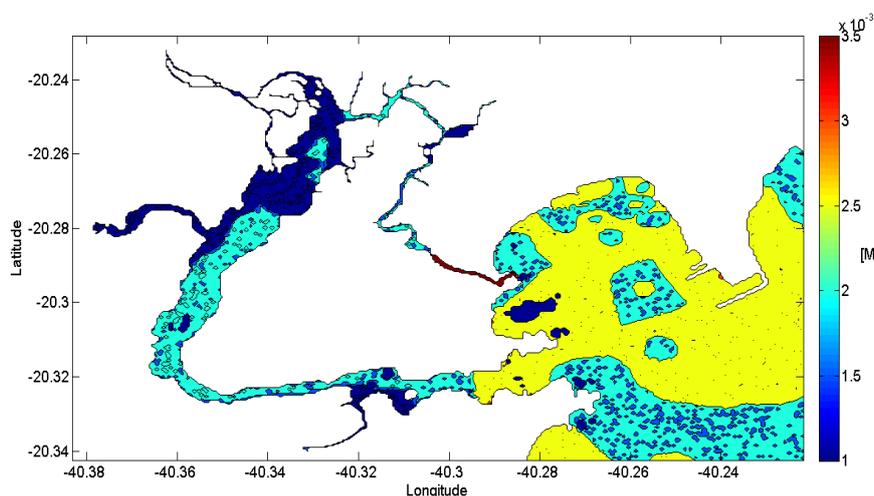


Figura 17: Comprimento da rugosidade obtido através dos estudos de Paiva (2008).

Os resultados mostraram que o modelo barotrópico tridimensional do Mohid é pouco sensível as variações de rugosidade do leito, principalmente com relação à elevação, com o ID variando a partir da quinta casa decimal. Já para velocidade, o modelo se mostrou um pouco mais sensível, quando comparado com a elevação da água, com valores de ID variando a partir da terceira casa decimal.

Foi constatado que o modelo representou com maior fidelidade os dados de campo, quando se impôs como rugosidade de fundo o mapa de rugosidade variável. Tendo como resultado para elevação o valor de 0,98164, enquanto

que os resultados para a imposição de valores constantes de rugosidade foi de 0,98163. Já para velocidade, os resultados podem ser visualizados na Figura 18.

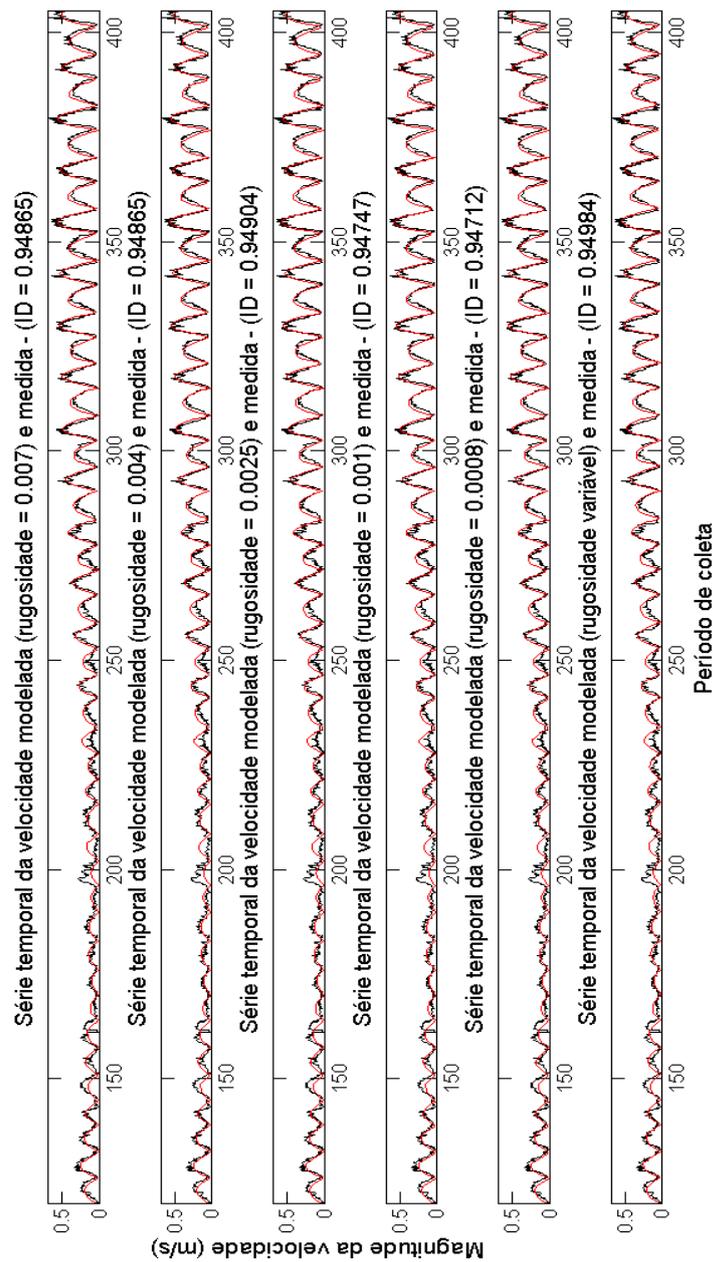


Figura 18: Comparação entre os dados de velocidade modelado e medido para diferentes comprimentos de rugosidade.

6.1.2 Validação

A validação foi realizada comparando os resultados do modelo com os dados obtidos (Figura 19) em campanhas realizadas pelo Laboratório de Geologia (LABOGEO) do Departamento de Oceanografia e Ecologia - UFES na área de estudo (Figura 20), através do equipamento ADP (*Acoustic Doppler Current Profilers*), no mês de junho de 2009. A coleta dos dados de corrente se deu em toda a coluna d'água, dividida em células de 50 cm, e medida durante 5 minutos a cada 30 minutos.

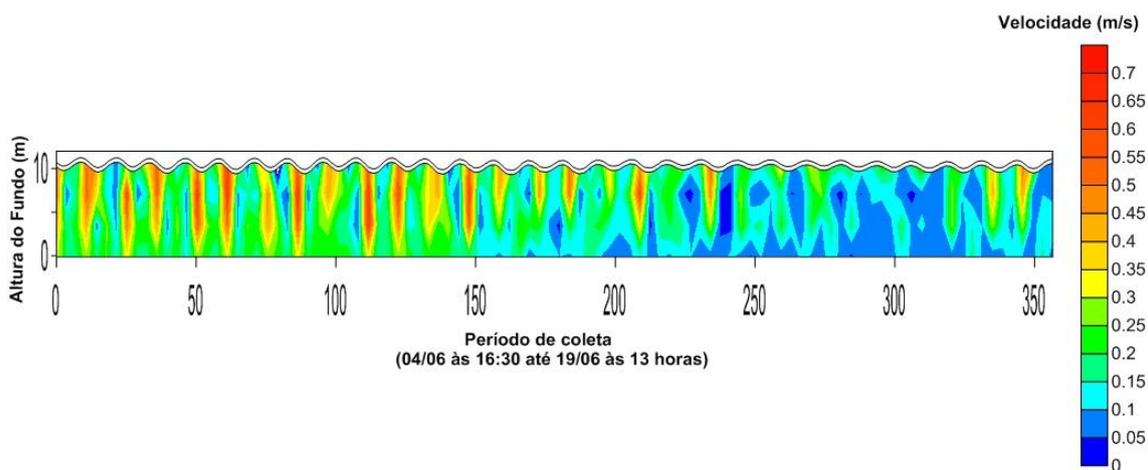


Figura 19: Magnitude da velocidade medida pelo equipamento ADP.

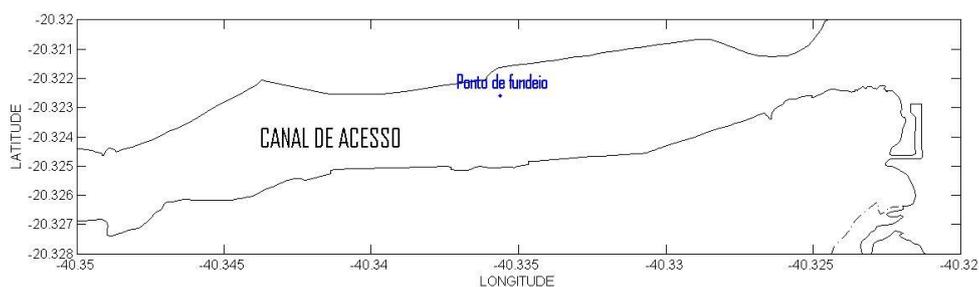


Figura 20: Mapa mostrando a região do Canal de Acesso e o ponto de fundeio do ADP (-20.32225; -40.33573).

Para melhorar a avaliação dos dados no processo de validação, foi também utilizado a média relativa do erro absoluto (do inglês, “Relative Mean Absolut Error - RMAE”), que segundo Van Rijn *et al.* (2003) é melhor do que o a média relativa do erro quadrático (do inglês, “Relative Mean Square Error - RMSE”) já que os erros são corrigidos dos erros de medição, ou seja, dos erros que já vem inseridos no equipamento, e seu valor é obtido através da seguinte formulação:

$$RMAE = \frac{\langle |S - E| - \Delta ES \rangle}{\langle |E| \rangle} \quad 15$$

Onde, $|S - E|$ é o erro absoluto médio entre os dados medidos em campo (E) e os dados fornecidos pelo modelo (S); ΔES é o erro associado às medidas de velocidade do equipamento, o qual é igual a 0,05 m/s e $\langle |E| \rangle$ é a média dos valores absolutos observados em campo.

Baseado no dados quantitativos, Van Rijn *et al.* (2003) atribuíram aos valores de RMAE uma avaliação qualitativa da eficiência da simulação, como segue na Tabela 7.

Tabela 7: Qualidade dos resultados simulados com base no índice RMAE para as velocidades de acordo com Van Rijn *et al.* (2003).

Qualidade	RMAE
Excelente	< 0,1
Bom	0,1 - 0,3
Razoável	0,3 - 0,5
Pobre	0,5 - 0,7
Ruim	> 0,7

Com relação à elevação, o resultado foi bastante satisfatório, apresentando ID de 0,999, como mostrado na Figura 21. Já a Figura 22 mostra a comparação dos resultados de magnitude da velocidade entre os dados experimentais e modelados. As velocidades da camada superficial variaram de 0,002 a 0,375 m/s, velocidades mínimas e máximas, respectivamente, enquanto a média ficou em 0,173 m/s. Já as velocidades da camada de fundo variaram de 0,003 a 0,188 m/s, velocidades máximas e mínimas, respectivamente, tendo como média o valor de 0,09 m/s.

Quando se analisa os dados coletados em campo, tem-se que as velocidades da camada superficial variaram entre 0,006 e 0,785 m/s, mínimas e máximas, respectivamente, tendo como média o valor 0,233 m/s. E as velocidades da camada de fundo variaram de 0,004 a 0,595 m/s, mínimas e máximas, respectivamente, com média de 0,15 m/s.

Tendo como base as velocidades máximas, observa-se que as velocidades modeladas foram subestimadas em, aproximadamente, 50% na camada superficial e 70% na camada de fundo. Já tendo como base a média das velocidades, têm-se os dados foram subestimados em 25 e 40%, camada superficial e de fundo, respectivamente.

Os resultados mostraram que o modelo hidrodinâmico representa satisfatoriamente o comportamento das correntes em termos de fase, no entanto, as magnitudes das velocidades calculadas são subestimadas quando comparadas com o dado experimental.

Dessa maneira, pode-se concluir que os resultados gerados pelo modelo podem ser considerados razoáveis para camada superficial e bons para camada de fundo, como mostrado pelos índices estatísticos, principalmente o usado por Van Rijn et al. (2003), e são capazes de representar de forma satisfatória os padrões de circulação da região de estudo.

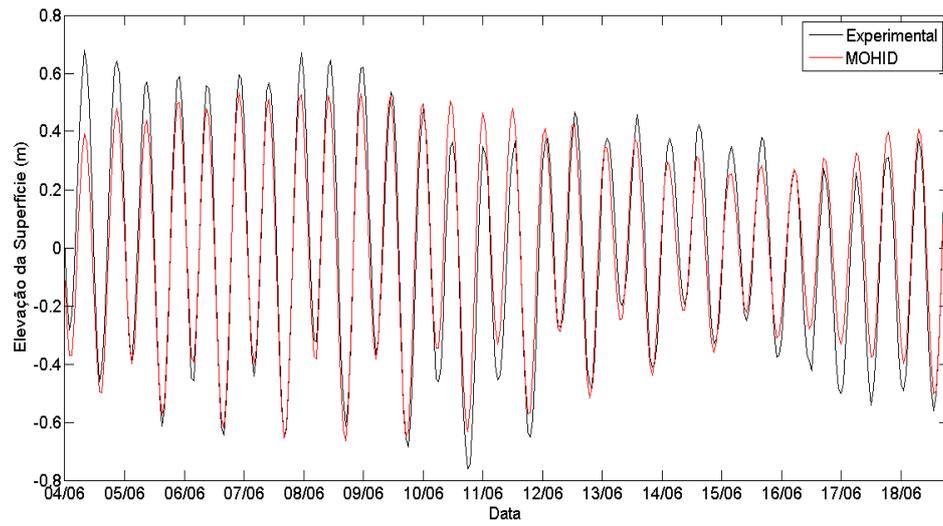


Figura 21: Comparação entre os dados de elevação experimental, extraídos do sensor de pressão do ADP, e os dados provenientes do modelo numérico.

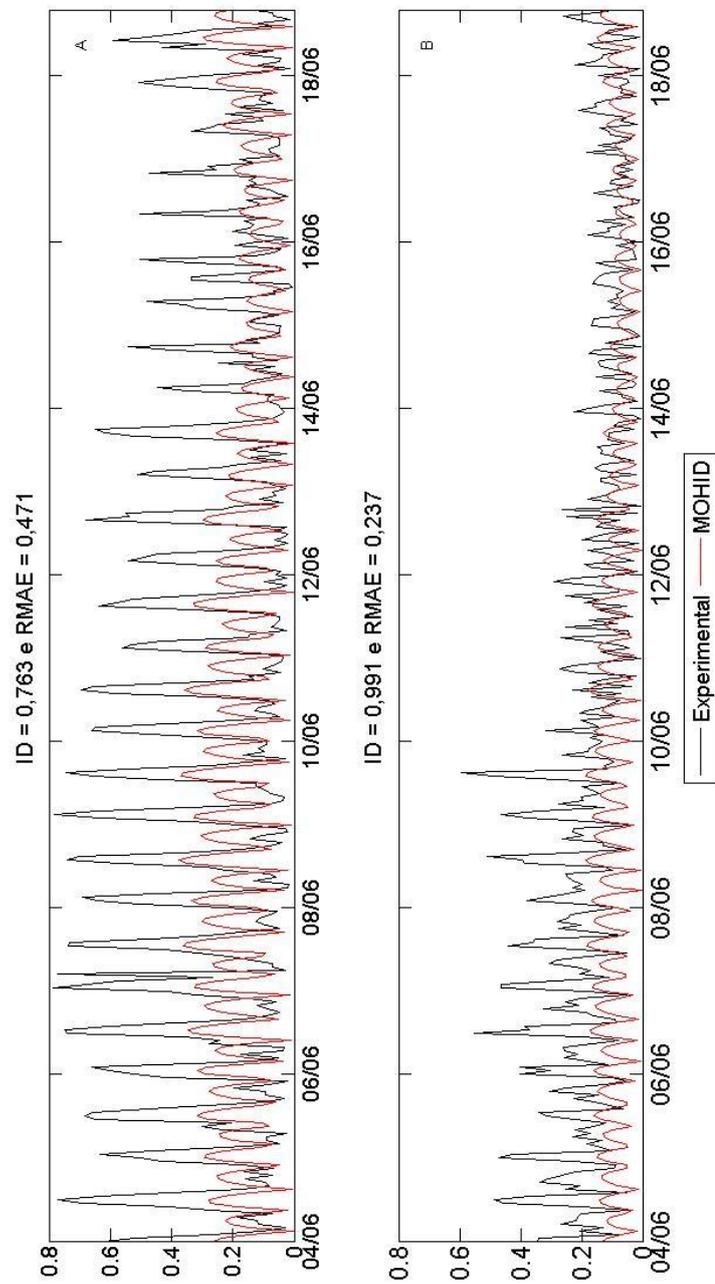


Figura 22: Comparação entre experimental e modelado para magnitude da velocidade. (A) camada superficial e (B) camada de fundo.

6.2 Comportamento das componentes de maré e dos harmônicos gerados ao longo do Canal de Acesso e Baía de Vitória

Para o melhor entendimento e facilitar a análise do comportamento da onda de maré através dos componentes e dos harmônicos gerados ao longo do Canal de Acesso e da Baía de Vitória, foram distribuídas 24 estações de cálculo como mostrado na Figura 23. O período de análise para extração dos harmônicos foi para todo o ano de 2009, desconsiderando apenas os dez primeiros dias de dados, já que a simulação foi iniciada por partida fria.

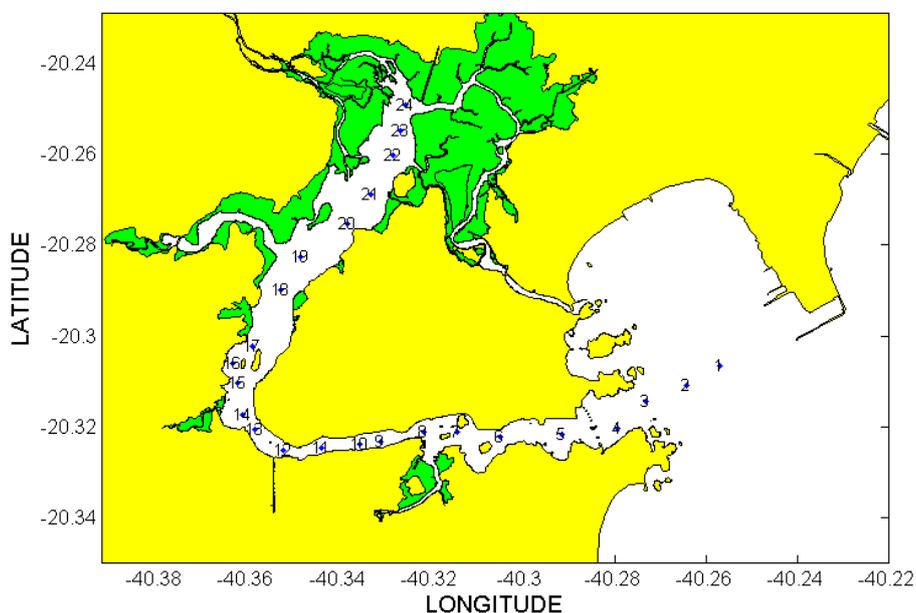


Figura 23: Estações de monitoramento distribuídas ao longo da área de estudo.

Na Figura 24 é mostrado o comportamento das principais componentes astronômicas da maré local ao longo da área de estudo. Através da qual pode-se perceber que a componente M_2 tende a ser amplificada quando entra no Canal de Acesso em direção a Baía de Vitória, em torno de 0,48 cm o que representa 1,14% da amplitude de M_2 na estação de cálculo 1, no entanto, entre as estações 4 e 9 o comportamento é diferente das demais estações. Já a componente S_2 tende a ser amortecida ao entrar no Canal de Acesso em direção a Baía de Vitória, aproximadamente, 0,44 cm em sua amplitude o que representa 2,04% da amplitude de S_2 na estação de cálculo 1.

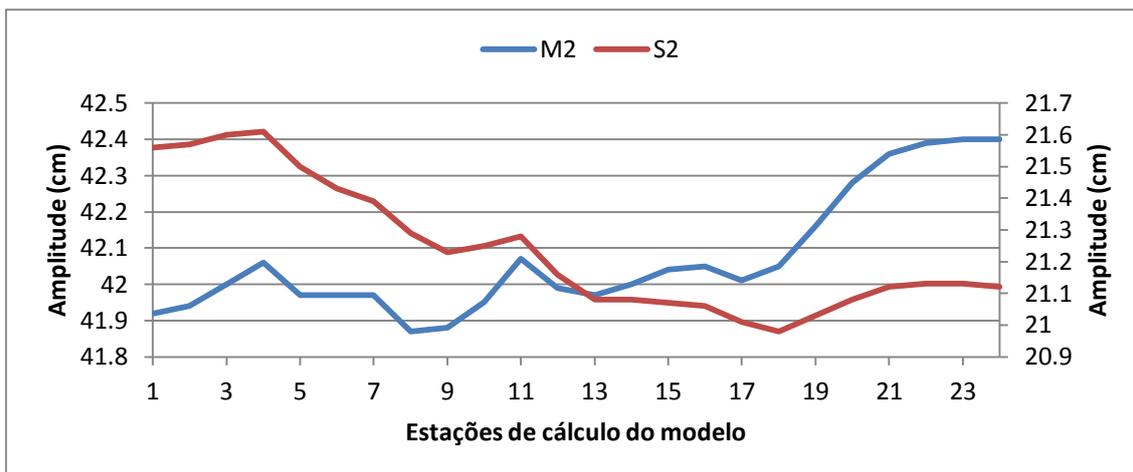


Figura 24: Comportamento dos principais componentes de maré na área de estudo.

Através da Figura 25 é possível observar o comportamento dos principais harmônicos de águas rasas ao longo do Canal de Acesso e Baía de Vitória. Nota-se que há a amplificação de harmônicos de alta frequência (M_4 , MS_4 , $2MS_6$, M_6 , S_4 , SK_3 e MN_4) e o surgimento de harmônicos de baixa frequência (M_{sf} , S_a e M_m). Cabe ressaltar, que outras componentes foram observadas, tanto de baixa quanto de alta frequência, mas devido a sua pequena amplitude não foram consideradas nos resultados.

Com relação aos harmônicos de águas rasas, é possível observar o comportamento diferenciado em três regiões (Figura 25). Próximo a boca do canal, representado pela região 1, é possível observar um comportamento estável das componentes de águas rasas com predomínio das componentes semidiurnas, bem característico da região das regiões oceânicas e Baía do Espírito Santo; na região 2, local do Canal de Acesso, inicia-se o processo de amplificação dos principais harmônicos de águas rasas de alta frequência e o surgimento dos principais harmônicos de baixa frequência; já na região 3, representada pela Baía de Vitória, observa-se que o processo de amplificação dos harmônicos de águas é bastante intensificado, na qual observa-se que as componentes de águas M_4 e MS_4 predominam sobre as outras componentes de águas rasas de alta frequência e, a componente de baixa frequência M_{sf} exerce grande influência na amplitude de maré, perdendo apenas para as espécies quarto-diurnas citadas acima.

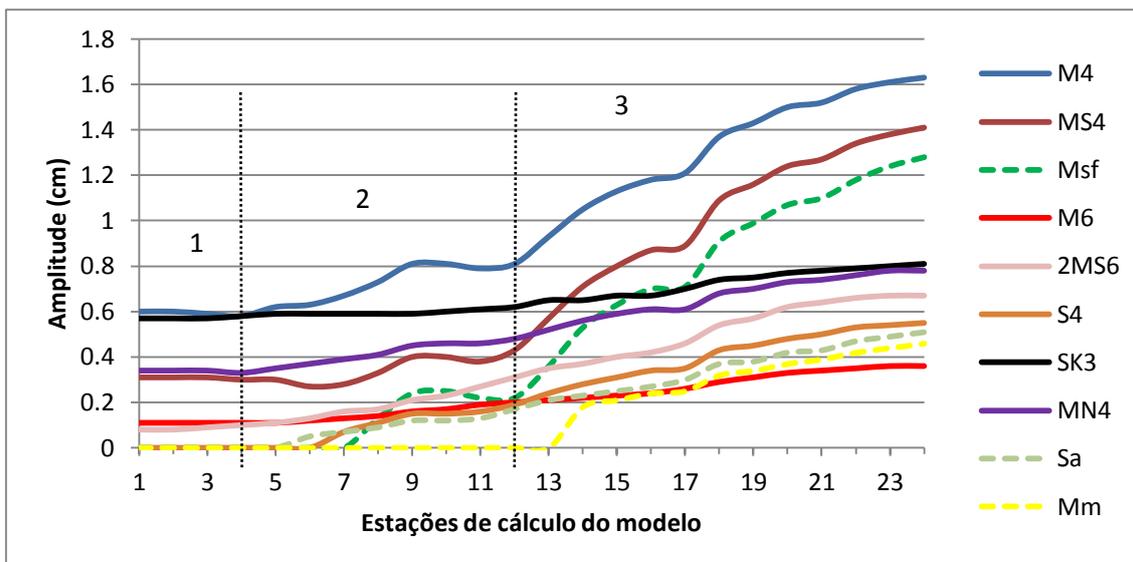


Figura 25: Comportamento dos principais harmônicos de águas rasas na área de estudo.

6.3 Análise da descarga fluvial na oscilação do nível da água

Para análise da influência da descarga fluvial sobre a oscilação no nível da água, foram escolhidas 5 estações de controle nas proximidades da desembocadura do RSMV (Figura 26 e Tabela 8). Os períodos de análise foram referente aos meses de julho, agosto e setembro, representativos do período de baixa descarga fluvial, e os meses de outubro, novembro e dezembro representando os meses de alta descarga fluvial, em ambos os casos o ano de referência foi 2009.

Tabela 8: Coordenadas das estações de controle.

Estação de controle	X	Y
CP 1	-40.321	-20.249
CP 2	-40.307	-20.283
CP 3	-40.333	-20.259
CP 4	-40.326	-20.246
CP 5	-40.361	-20.315

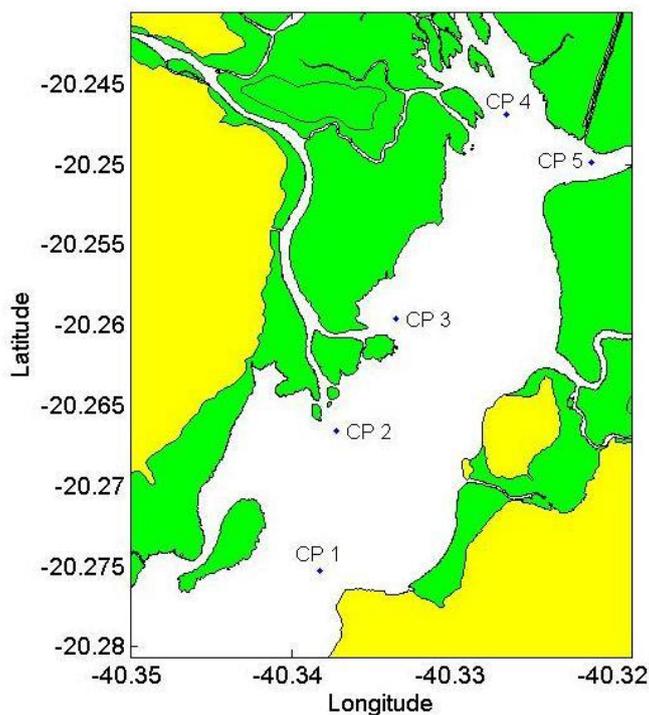


Figura 26: Estações de cálculo do modelo distribuídas para análise da descarga fluvial.

No trimestre de baixa descarga fluvial a onda de maré se comportou de maneira mais simétrica, como se pode observar pela elevação da estação de cálculo CP 4 (Figura 27), já no trimestre de alta descarga fluvial a onda de maré se deformou devido à interação com a descarga fluvial (Figuras 28 e 29). Shi *et al.* (2010) também verificou em seu estudo que as assimetrias de maré são mais intensas nos períodos mais chuvosos.

Como observado na Figura 29, o período de alta descarga fluvial foi diretamente influenciado pela anomalia de precipitação que afetou o Espírito Santo entre os dias 28 de outubro e 01 novembro de 2009. E segundo Escobar (2009) entre esses dias choveu mais de 500 mm, sendo que a climatologia para esse mês é de apenas 170,4 mm.

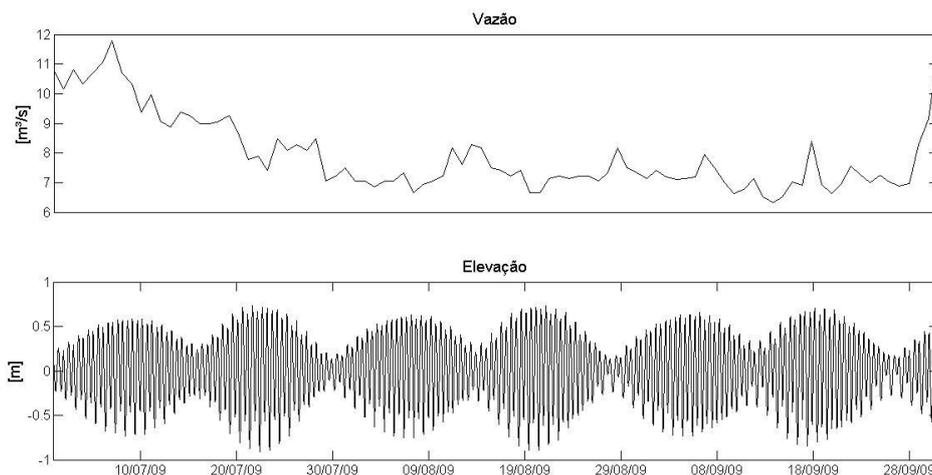


Figura 27: Vazão para o trimestre com as menores médias mensais de vazão do Rio Santa Maria da Vitória e o resultado da elevação da água da estação de cálculo CP 4.

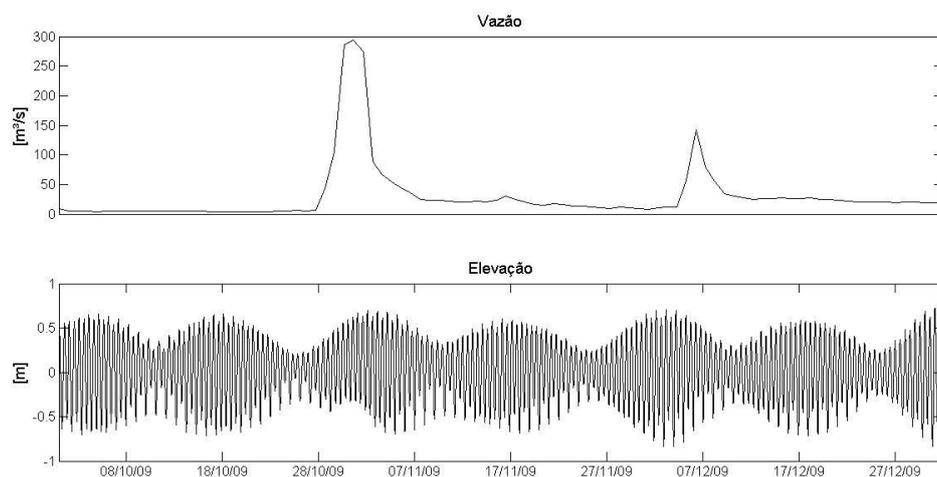


Figura 28: Vazão para o trimestre com as maiores médias mensais de vazão do Rio Santa Maria da Vitória e o resultado da elevação da água da estação de cálculo CP 4.

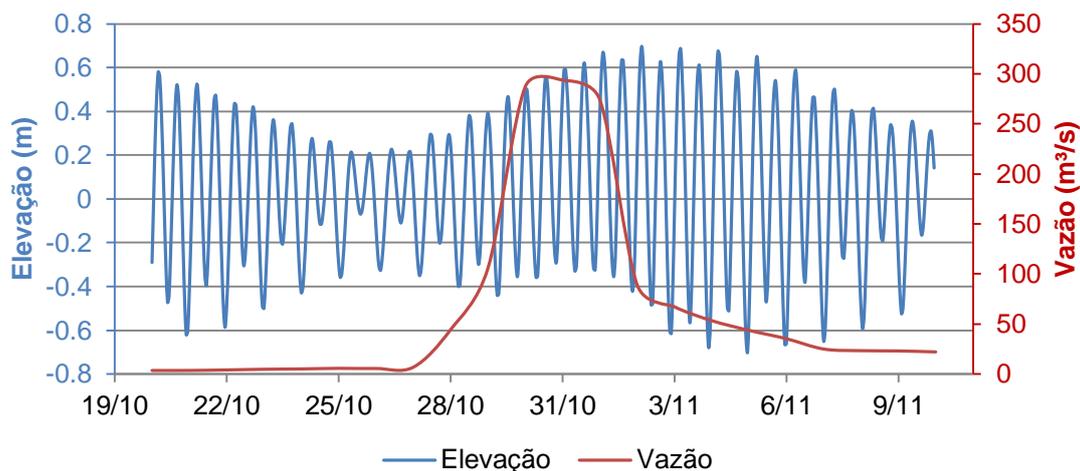


Figura 29: Vazão do Rio Santa Maria da Vitória para o período de anomalia de precipitação e elevação da estação de cálculo CP 4.

Na tabela 8 pode-se observar a quantidade de constantes harmônicas, estatisticamente significativas ao nível de 95% de confiança, obtidas para cada caso, além dos parâmetros descritores da maré.

Foi observado que o número de harmônicos durante o trimestre de baixa descarga foi superior ao trimestre de alta descarga fluvial, dando como resultado um somatório de amplitude dos constituintes harmônicos superior nos períodos de baixa descarga (Tabela 8). Isso ocorre em virtude do bloqueio causado pela alta descarga fluvial, em virtude da dissipação de energia devido ao atrito nas laterais e no fundo do estuário (GORING, 1984; GODIN, 1985; NICOLITI, 2007; NICOLITI *et al.*, 2009).

Tabela 9: Quantidade de constituintes harmônicos, significativas ao nível de 95% de confiança, e parâmetros descritores da maré encontrados nos trimestres de alta e baixa descarga fluvial.

Estação	CP 1		CP 2		CP 3		CP 4		CP 5	
	Alta	Baixa								
Característica										
Quantidade de Harmônicos	39	49	37	50	39	52	37	55	40	52
Soma total (cm)	110,27	114,11	110,38	114,57	111,22	115,54	111,19	115,69	111,64	116,07
Número de Forma	0,209	0,2103	0,2082	0,2093	0,2081	0,2091	0,2078	0,208	0,2084	0,2094
Altura média (cm)	96,206	95,502	96,250	95,568	96,426	95,700	95,700	95,370	96,382	95,656
Altura de sizígia (cm)	128,60	129,80	128,64	129,86	128,88	130,06	127,72	129,54	128,80	129,96
Altura de quadratura (cm)	46,32	43,84	46,36	43,9	46,44	43,94	46,28	43,86	46,44	43,96
Coeficiente de distorção	0,0393	0,0375	0,0400	0,0380	0,0418	0,0395	0,0405	0,0401	0,0434	0,0414
Relação de fase (°)	158,59	157,00	158,56	156,92	161,80	160,04	163,20	163,09	167,11	165,85

A altura média da maré no trimestre de alta de descarga das estações de monitoramento foi de 96,206; 96,250; 96,426; 95,700 e 96,382 cm, atingindo valores médios nas preamares de sizígia de 128,60; 128,64; 128,88; 127,72 e 128,80 cm e durante as baixa-mares de quadratura 46,32; 46,36; 46,44; 46,28 e 46,44 cm, referente às estações de cálculo CP 1, CP 2, CP 3, CP 4 e CP 5, respectivamente.

Já para o trimestre de baixa descarga fluvial as alturas médias foram de 95,502; 95,568; 95,700; 95,370 e 95,656 cm, com valores médios nas preamares de sizígia de 129,80; 129,86; 130,06; 129,54 e 129,96 cm e nas baixa-mares de quadratura 43,84; 43,9; 43,94; 43,86 e 43,96 cm, referente às estações de cálculo CP 1, CP 2, CP 3, CP 4 e CP 5, respectivamente.

A maré nos dois trimestres pode ser caracterizada como micromaré, já que a altura da maré em todos os períodos foi menor que 2 m. Quando se compara a altura média das marés pode-se observar que foram maiores durante os períodos de alta descarga fluvial, enquanto que as alturas médias de preamares foram menores nos períodos de alta descarga e a média das baixa-mares de quadratura foram maiores durante os períodos de alta descarga fluvial. Esses resultados foram semelhantes ao encontrado por Nicolite *et al.* (2009), no entanto, no estudo feito por esses autores a altura média das marés foi maior durante os períodos de baixa-mares.

Foram obtidos pelo menos 11 constituintes harmônicos comuns ao trimestre de baixa descarga (**MK₃, N₄, SN₄, MSM₅, 2M2NS₆, MSN₆, MKL₆, 2M2SK₉, 2M2SN₁₀, Mm e Mtm**), sendo observada a ausência destes no trimestre de alta descarga fluvial. Esses harmônicos somados representaram em amplitude dos períodos de baixa descarga 2,73; 3,33; 3,09; 3,26 e 3,58 cm, e em termos percentuais esses valores seriam responsáveis por 2,47; 2,98; 2,79; 2,93 e 3,22% da amplitude dos períodos de alta descarga fluvial das estações de cálculo CP 1, CP 2, CP 3, CP 4 e CP 5, respectivamente.

Através da análise de relação de fase como proposto por Speer & Aubrey (1985), tem-se a indicação que o estuário é enchente dominante, já que os resultados situaram-se entre 0 e 180° (Tabela 8). No entanto, o estuário é caracterizado como vazante dominante, o que corrobora com o encontrado por Mazda *et al.* (1995) em seu estudo sobre assimetria em canais com manguezal. Rigo (2004) também encontrou resultados diferentes que os propostos por Speer & Aubrey (1985) e o autor argumentou que o fato se deve aos autores terem utilizados modelos unidimensionais para a criação do modelo de relação de fase, os quais têm várias simplificações na formulação.

Já a análise da relação de amplitude, sendo representada pelo grau de distorção do estuário, indica que a espécie quarto-diurna (M_4) representa em torno de 4% da amplitude da semidiurna (M_2). Durante os eventos de alta descarga fluvial, ocorre uma interação do M_2 com o fluxo fluvial, resultando na distorção da corrente de maré, resultando em um atraso na baixa-mar e no aumento da razão M_4/M_2 .

6.4 Efeito da sazonalidade na distribuição das correntes residuais

Para analisar a contribuição sazonal do Rio Santa Maria da Vitória para a Baía de Vitória, foi feito um corte na latitude -20,2667 graus (Figura 30), com o intuito de representar as correntes residuais para todo o trimestre seco e chuvoso.

Durante o trimestre de baixa descarga (Figura 31) a componente zonal residual variou de -0,0085 a 0,004 m/s enquanto a componente meridional residual variou de 0,0 a -0,0118 m/s, tendo como resultante a magnitude residual máxima de 0,012 m/s (Figura 32). Já quando se analisa a vazão resultante do trimestre de baixa descarga, percebe-se que na seção analisada há uma exportação de 103,1 m³/s no sentido de vazante.

Para o trimestre de alta descarga fluvial (Figura 34) a variação da componente zonal residual foi de -0,0133 a 0,01 m/s e a componente meridional residual variou de -0,002 a -0,0233 m/s, tendo como resultante a magnitude residual máxima de 0,024 m/s e vazão residual de 286,4 m³/s no sentido de vazante (Figura 35).

A região da desembocadura é caracterizada pela presença de vários vórtices quando se analisa as correntes residuais para o trimestre de baixa descarga fluvial (Figura 30). Já durante o trimestre de alta descarga, os vórtices desaparecem e as correntes residuais trimestrais são direcionadas para vazante (Figura 33).

Dessa maneira, no trimestre de alta descarga fluvial a seção analisada tem a capacidade de exportar 183,3 m³/s a mais que o trimestre de baixa descarga fluvial, ou seja, um acréscimo de 177%, podendo influenciar diretamente na qualidade de água da Baía de Vitória, já que o tempo de residência está diretamente ligado à qualidade das águas costeiras e estuarinas. Azevedo *et al.* (2010) estudando a influência da descarga fluvial na hidrodinâmica e na dispersão potencial de contaminantes no estuário do Douro - Portugal, também verificou que a descarga fluvial desempenha um papel importante na dispersão de contaminantes, no entanto, os autores argumentaram que essa dispersão não depende apenas da vazão média do rio, uma vez que há interações não-lineares entre magnitude do escoamento e variabilidade da descarga.

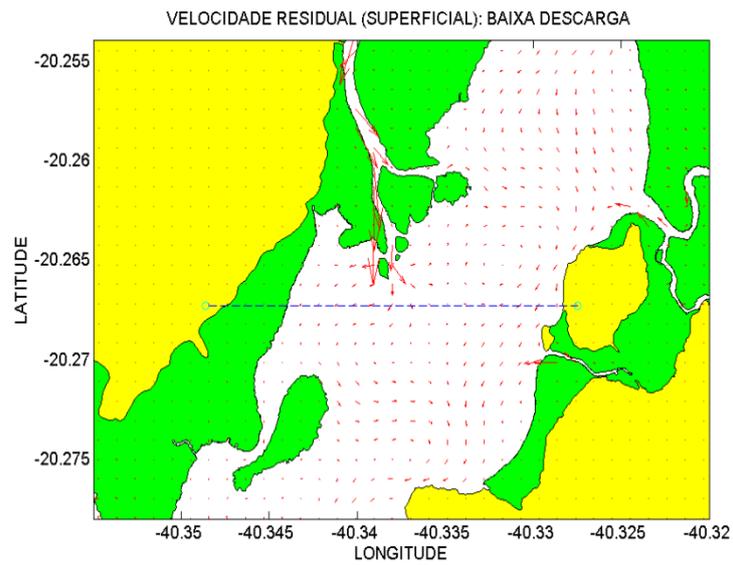


Figura 30: Comportamento das correntes residuais superficiais ao sul da desembocadura do Rio Santa Maria da Vitória, para o trimestre de baixa descarga fluvial. A linha tracejada em azul representa a região de corte para análise das correntes verticais.

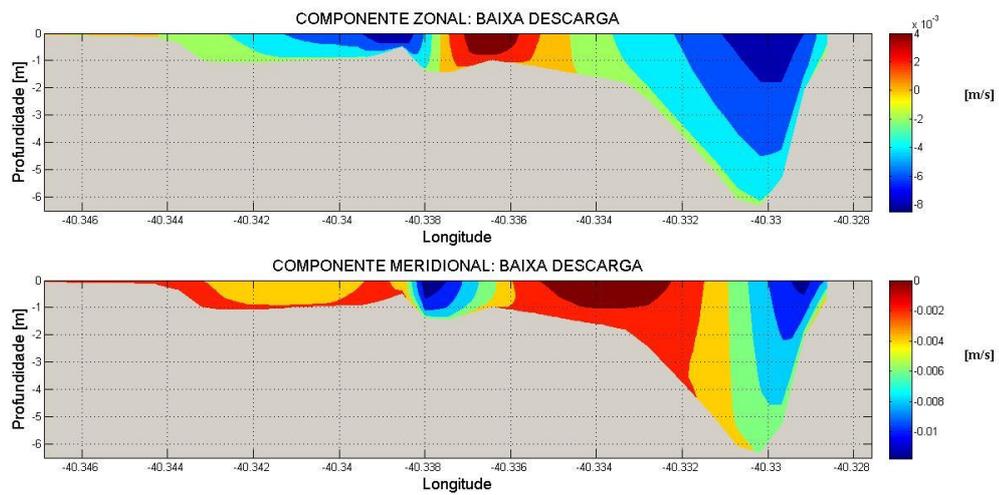


Figura 31: Distribuição tridimensional residual das componentes zonal e meridional para o trimestre de baixa descarga fluvial, localizado na latitude -20,2667 graus.

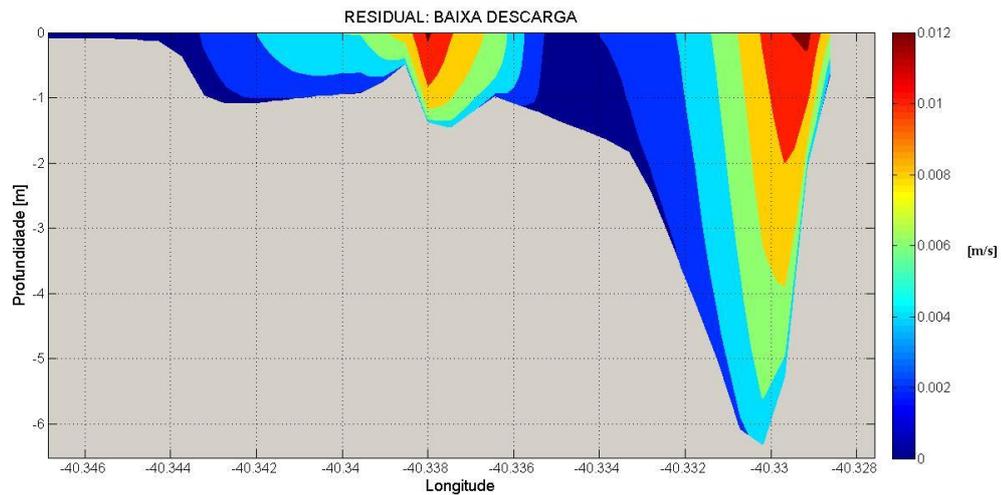


Figura 32: Distribuição tridimensional residual para o trimestre de baixa descarga fluvial, localizado na latitude -20,2667 graus.

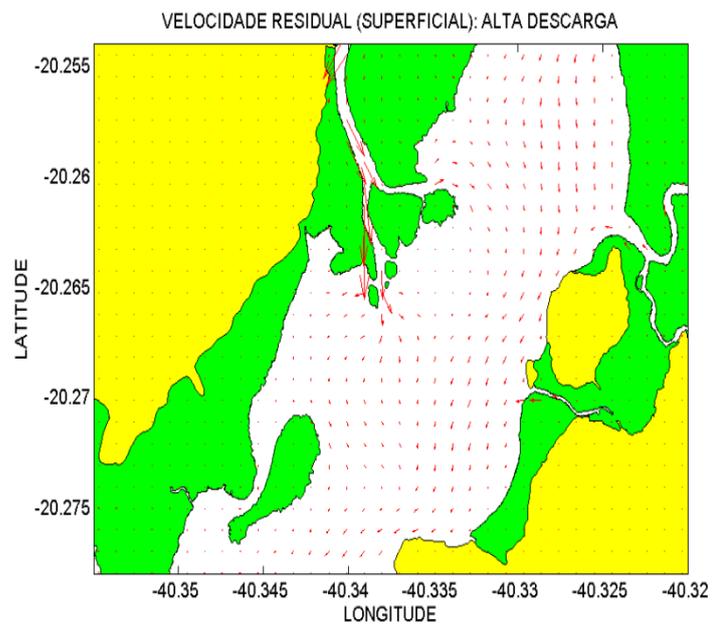


Figura 33: Comportamento das correntes residuais superficiais ao sul da desembocadura do Rio Santa Maria da Vitória, para o trimestre de alta descarga fluvial.

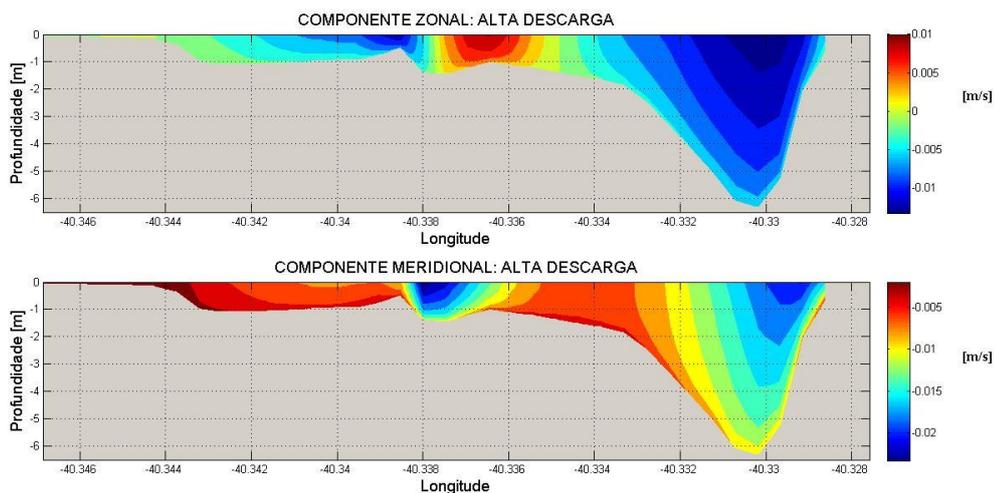


Figura 34: Distribuição tridimensional residual das componentes zonal e meridional para o período de alta descarga fluvial, localizado na latitude $-20,2667$ graus.

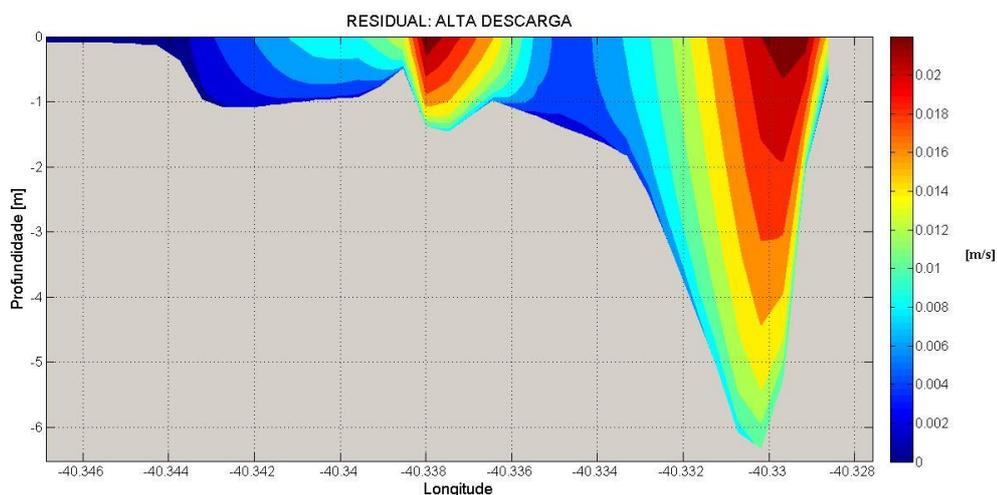


Figura 35: Distribuição tridimensional residual para o trimestre de alta descarga fluvial, localizado na latitude $-20,2667$ graus.

Já para analisar a contribuição sazonal do Rio Santa Maria da Vitória para o Canal da Passagem, foi feito um corte na longitude $-40,3198$ graus (Figura 36). Durante o trimestre de baixa de descarga a componente meridional residual variou de $-0,01$ a $0,002$ m/s, enquanto a componente zonal residual variou de $-0,0023$ a $0,0005$ m/s (Figura 37), resultando em uma magnitude de velocidade residual máxima de $0,01$ m/s (Figura 38) e vazão residual no valor de $15,00$ m³/s no sentido de leste para oeste.

Para o trimestre de alta descarga fluvial a componente meridional residual variou de -0,008 a 0,002 m/s, já a componente zonal residual variou de -0,0021 a 0,0005 m/s (Figura 40). Para esse período, a magnitude residual máxima foi de 0,009 m/s, enquanto a vazão residual foi de 11,67 m³/s no sentido de leste para oeste (Figura 41). Através das Figuras 36 e 39, percebe-se que para o trimestre de alta descarga há um incremento na velocidade residual na Baía de Vitória, como mostrado anteriormente.

Na seção analisada, viu-se que com o aumento da vazão do Rio Santa Maria da Vitória no trimestre mais chuvoso, ocorreu uma diminuição do escoamento do Canal da Passagem para a Baía de Vitória, ou seja, a descarga fluvial funcionou como uma barreira para as águas provenientes do Canal da Passagem.

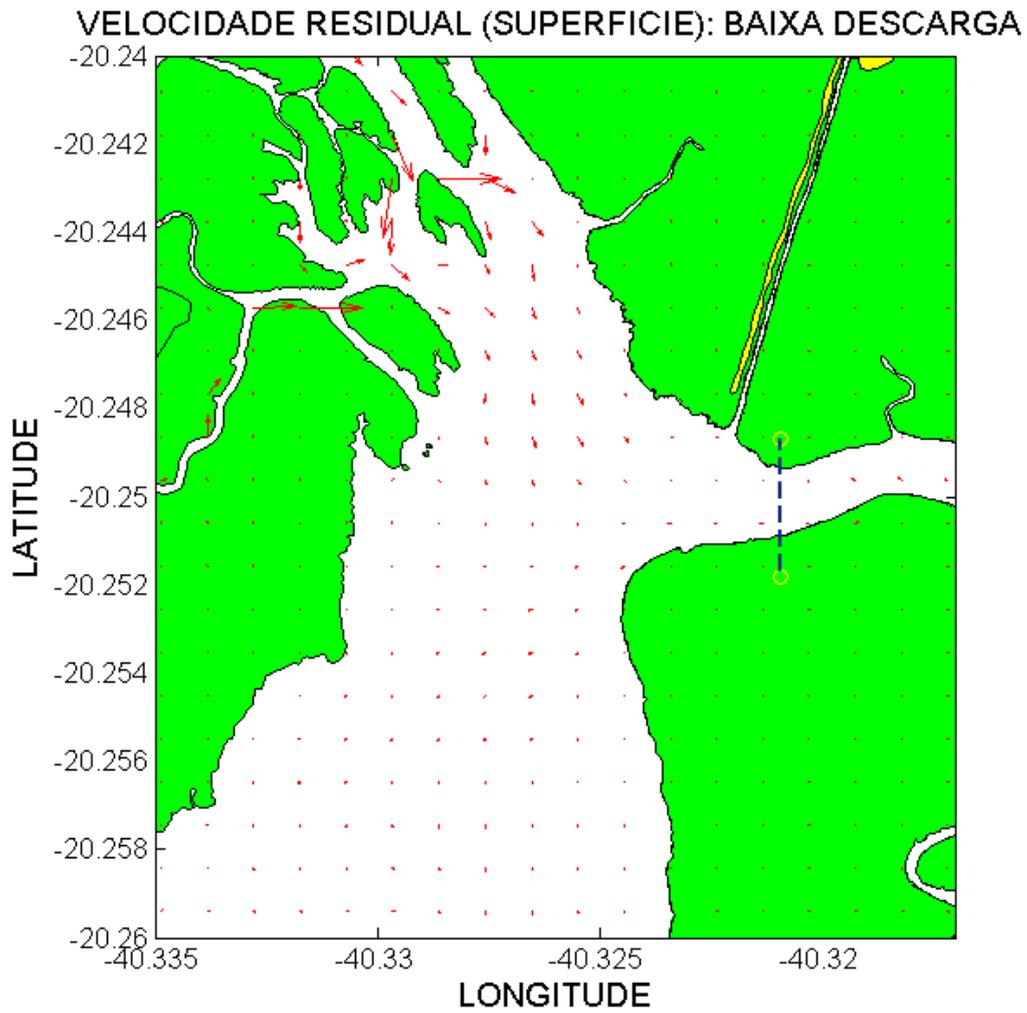


Figura 36: Comportamento das correntes residuais superficiais ao sul da desembocadura do Rio Santa Maria da Vitória, para o trimestre de baixa descarga fluvial. A linha tracejada em azul representa a região de corte para análise das correntes verticais.

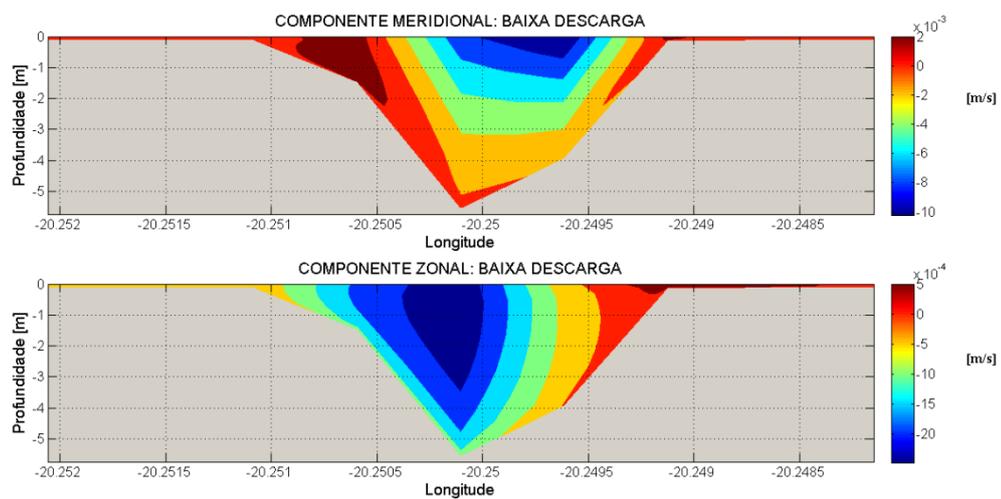


Figura 37: Distribuição tridimensional residual das componentes meridional e zonal para o período de baixa descarga fluvial, localizado na longitude -40,3198 graus.

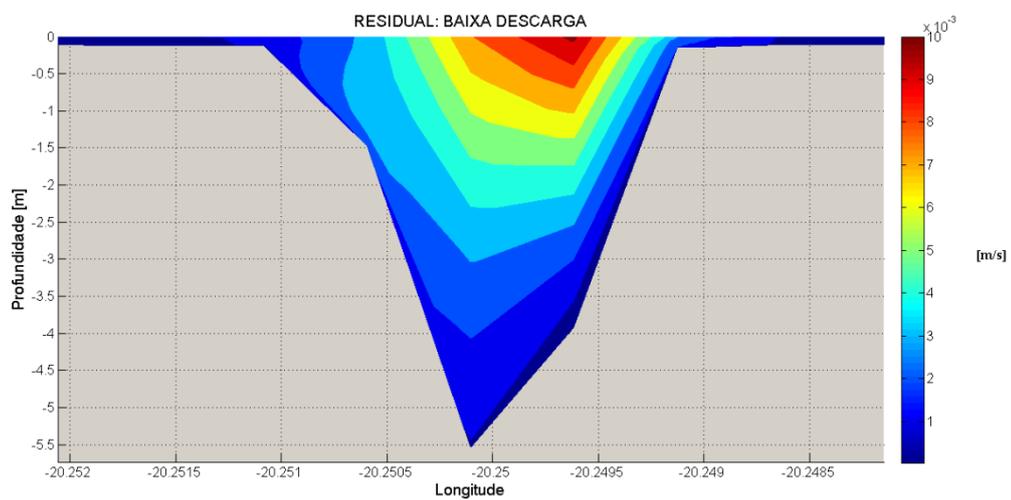


Figura 38: Distribuição tridimensional residual para o trimestre de baixa descarga fluvial, localizado na longitude -40,3198 graus.

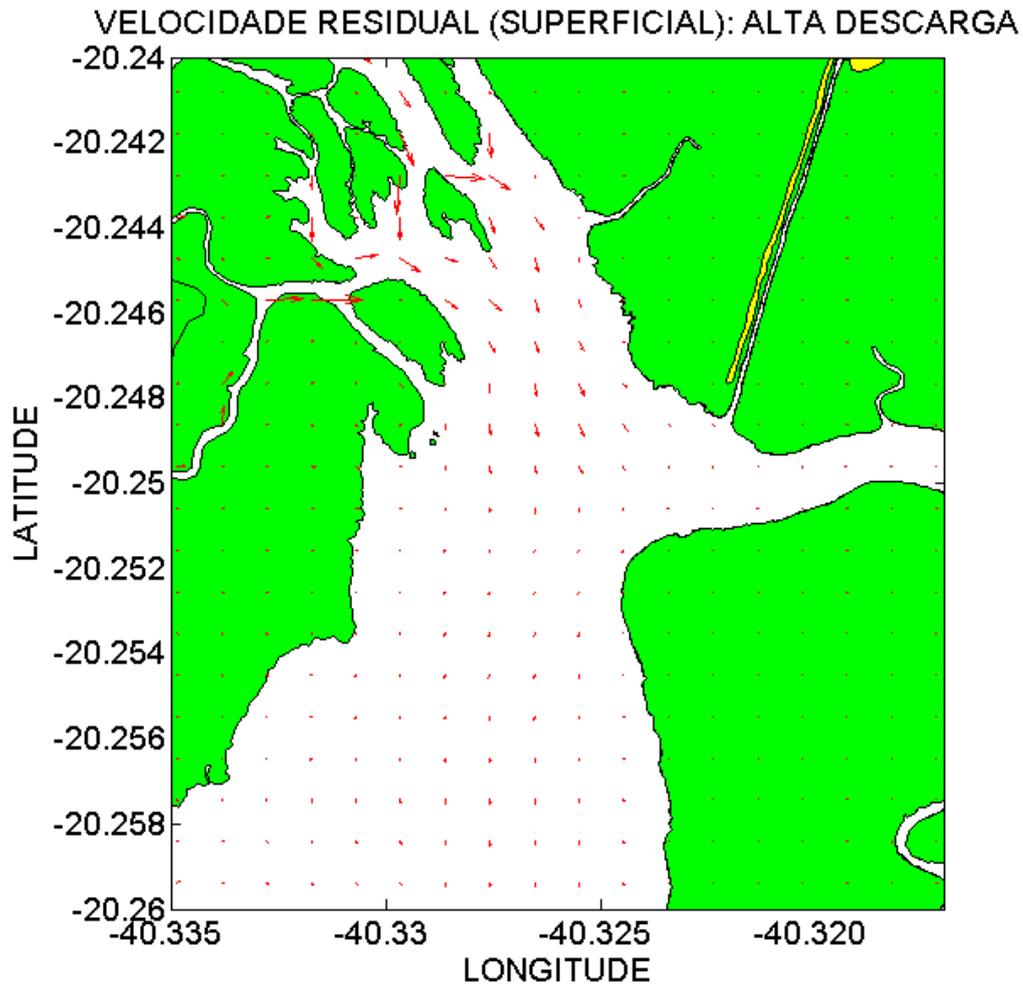


Figura 39: Comportamento das correntes residuais superficiais ao sul da desembocadura do Rio Santa Maria da Vitória, para o trimestre de alta descarga fluvial.

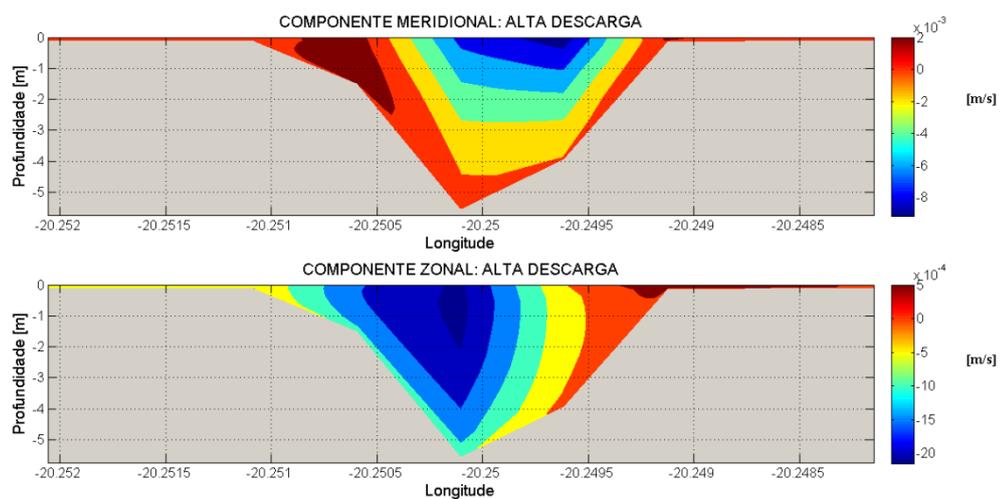


Figura 40: Distribuição tridimensional residual das componentes meridional e zonal para o período de alta descarga fluvial, localizado na longitude -40,3198 graus.

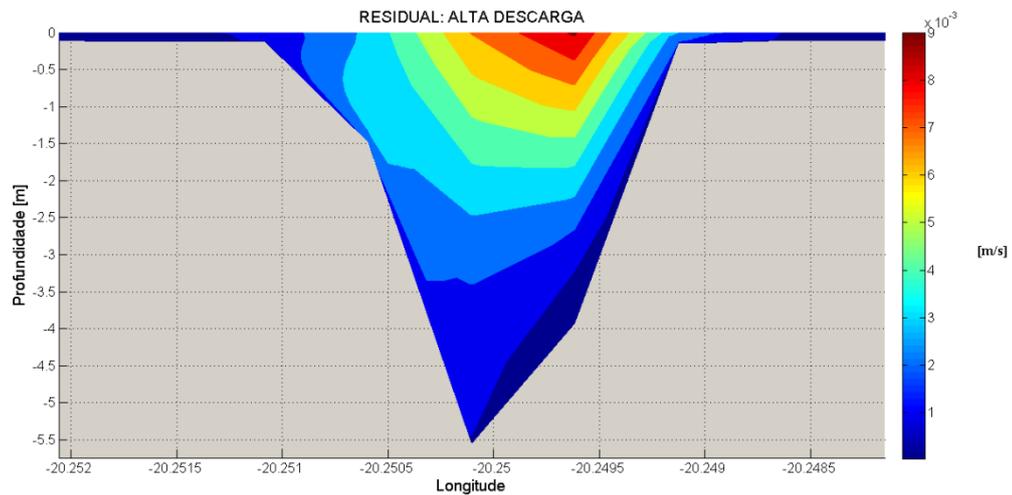


Figura 41: Distribuição tridimensional residual para o trimestre de alta descarga fluvial, localizado na longitude -40,3198 graus.

6.5 Análise tridimensional da hidrodinâmica da Baía de Vitória

Nesta seção serão analisados os resultados tridimensionais da hidrodinâmica da Baía de Vitória. Para facilitar o entendimento e ajudar na compreensão dos resultados encontrados, o mesmo será subdividido da seguinte maneira: sizígia, quadratura e sizígia durante um período anômalo de alta descarga fluvial, e para cada período os instantes de interesse serão preamar (1), meia maré de vazante (2), baixamar (3) e meia maré de enchente (4), como mostrado na Figura 42. Como estação de referência foi utilizada a estação número 4 (Figura 26) localizada na região mais ao norte da Baía de Vitória, entre a desembocadura do rio SMV e a saída do Canal da Passagem, coordenadas -40.326°/-20.246°.

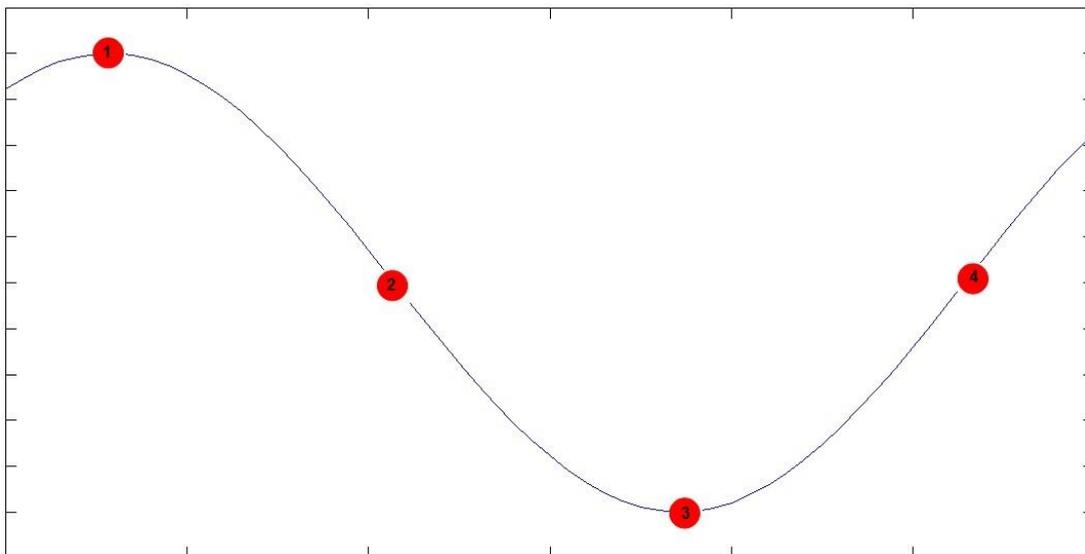


Figura 42: Instantes de maré ao qual serão feitas as análises em superfície, meio e fundo da coluna d'água.

6.5.1 Descrição dos resultados

6.5.1.1 Sizígia

Para o período de sizígia, quando se analisa o instante de preamar (Figuras 43, 44 e 45), percebe-se que o comportamento hidrodinâmico é bem similar em todas as camadas analisadas, ocorrendo apenas um decréscimo na magnitude das velocidades da superfície para o fundo. Na camada superficial onde as velocidades são maiores, as magnitudes variam de 0 a 0,2 m/s e é na região mais ao sul da Baía de Vitória onde são encontradas as maiores velocidades. Além disso, é possível observar que enquanto a região ao norte da Baía de Vitória está em situação de estofo de preamar, a região ao sul já está vazando.

Já no instante de meia maré vazante (Figuras 46, 47 e 48), toda a água da Baía de Vitória está vazando, sendo que o escoamento mais intenso está concentrado no canal principal e as maiores velocidades também estão na região ao sul da Baía de Vitória, com velocidades na superfície em torno de 0,5 m/s.

Para o instante de baixamar (Figuras 49, 50 e 51), foi possível observar que enquanto na região ao norte da Baía de Vitória está em situação de estofo de

maré, a região mais ao sul já está enchendo. Nesse momento, também foi notado que há uma região, que vai das latitudes $-20,29^\circ$ à $-20,26^\circ$, onde as maiores velocidades estão na camada intermediária, região delimitada pelo círculo em vermelho (Figura 50). Com o intuito de explorar esse comportamento foi realizado um corte na latitude $-20,2789^\circ$ (Figura 52), na qual pode-se constatar que há uma região que vai de 0,7 à 1,8 m de profundidade onde as magnitudes das velocidades são mais intensas que na camada superficial. Enquanto na superfície as velocidades não passam de 0,07 m/s, na camada intermediária as velocidades chegam a 0,08 m/s.

Por fim, para o instante de meia maré de enchente (Figuras 53, 54 e 55) toda a Baía de Vitória está em situação de enchente e o comportamento das camadas são similares, ocorrendo apenas um decréscimo das magnitudes da superfície para o fundo. Como observado nos outros instantes, as maiores velocidades também são observadas no sul da região podendo chegar a 0,4 m/s.

Velocidade máxima da camada 10 (4:00 horas do dia 18 do 10 de 2009)

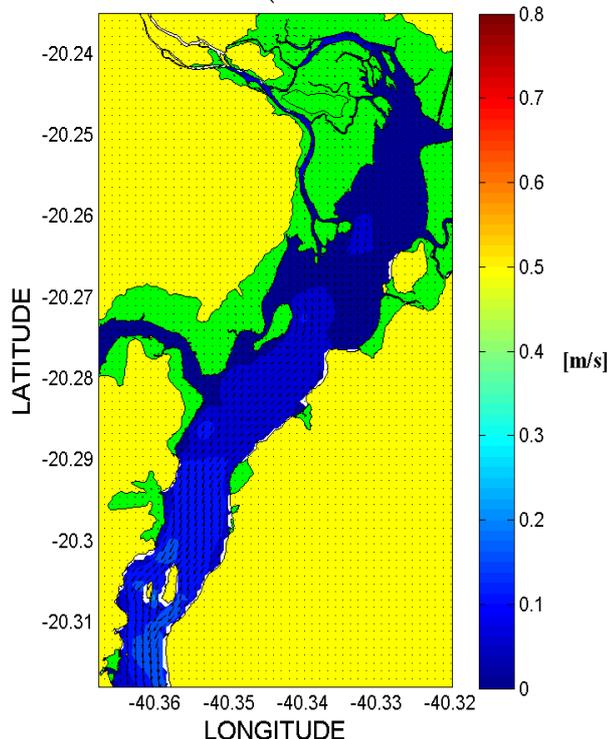


Figura 43: Distribuição do campo de velocidade superficial na Baía de Vitória para o instante de preamar no período de sizígia.

Velocidade máxima da camada 5 (4:00 horas do dia 18 do 10 de 2009)

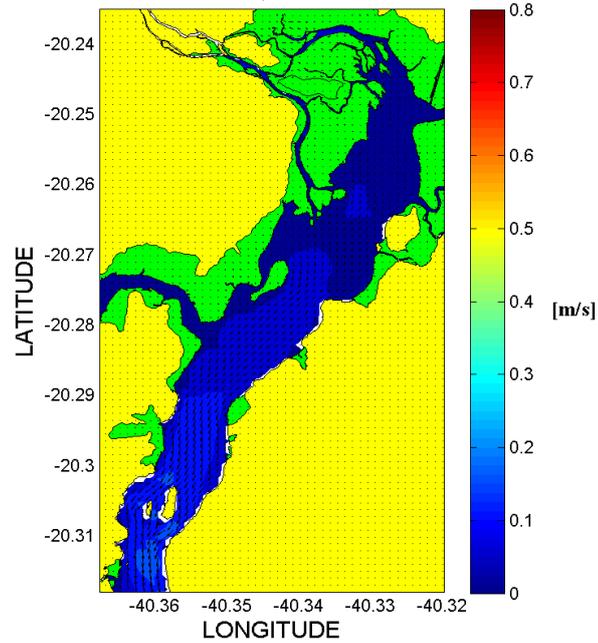


Figura 44: Distribuição do campo de velocidade no meio da coluna d'água na Baía de Vitória para o instante de preamar no período de sizígia.

Velocidade máxima da camada 1 (4:00 horas do dia 18 do 10 de 2009)

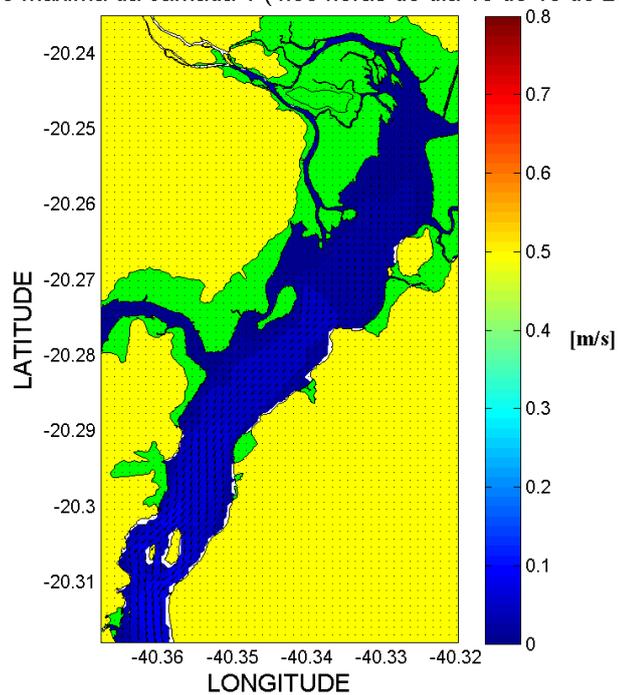


Figura 45: Distribuição do campo de velocidade próxima ao fundo na Baía de Vitória para o instante de preamar no período de sizígia.

Velocidade máxima da camada 10 (6:00 horas do dia 18 do 10 de 2009)

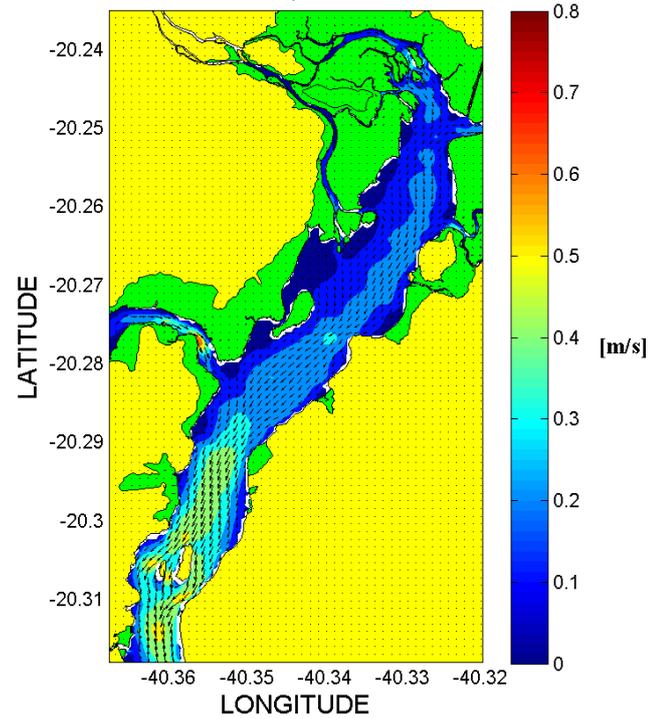


Figura 46: Distribuição do campo de velocidade superficial na Baía de Vitória para o instante de meia maré vazante no período de sizígia.

Velocidade máxima da camada 5 (6:00 horas do dia 18 do 10 de 2009)

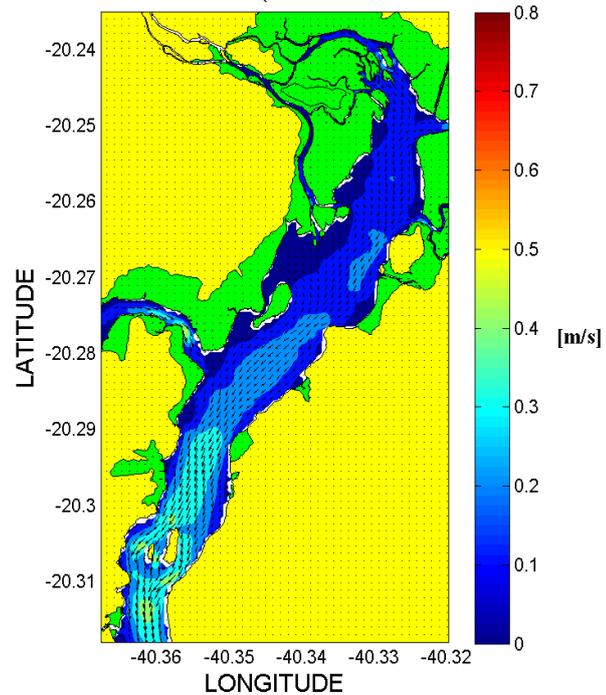


Figura 47: Distribuição do campo de velocidade no meio da coluna d'água na Baía de Vitória para o instante de meia maré vazante no período de sizígia.

Velocidade máxima da camada 1 (6:00 horas do dia 18 do 10 de 2009)

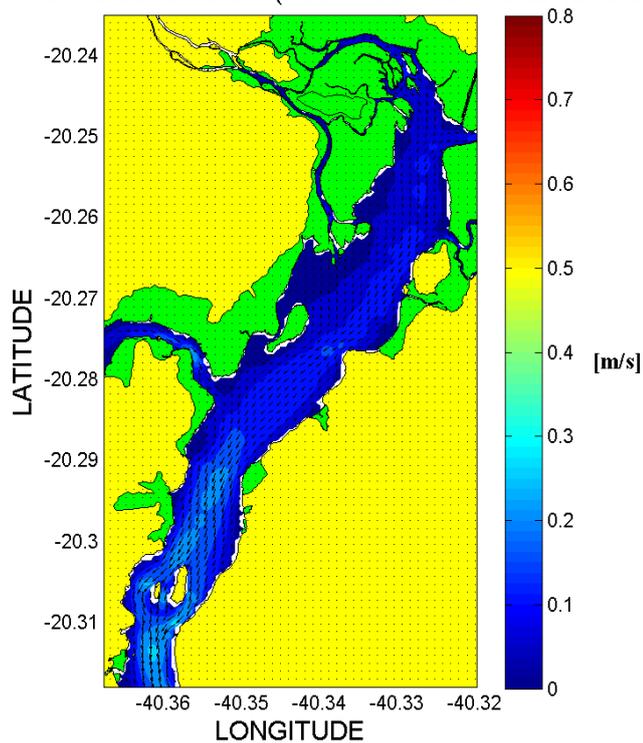


Figura 48: Distribuição do campo de velocidade próxima ao fundo na Baía de Vitória para o instante de meia maré vazante no período de sizígia.

Velocidade máxima da camada 10 (10:00 horas do dia 18 do 10 de 2009)

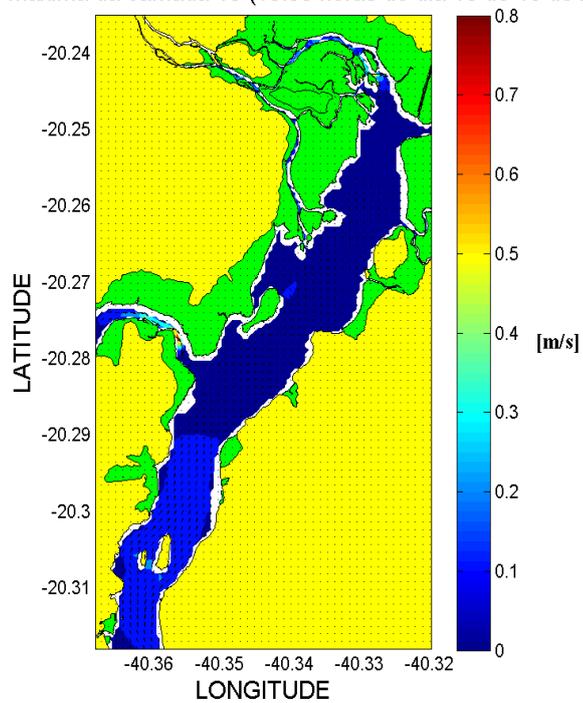


Figura 49: Distribuição do campo de velocidade superficial na Baía de Vitória para o instante de baixamar no período de sizígia.

Velocidade máxima da camada 5 (10:00 horas do dia 18 do 10 de 2009)

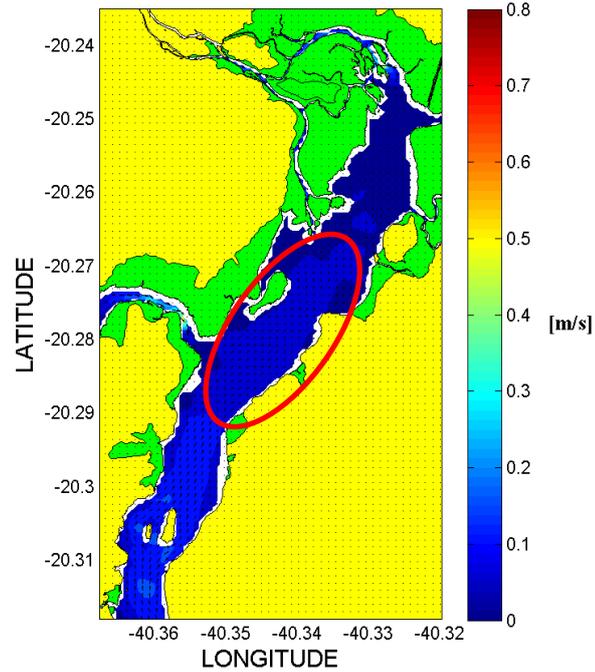


Figura 50: Distribuição do campo de velocidade no meio da coluna d'água na Baía de Vitória para o instante de baixamar no período de sizígia. O círculo em vermelho está demarcando a região onde as velocidades são maiores na subsuperfície.

Velocidade máxima da camada 1 (10:00 horas do dia 18 do 10 de 2009)

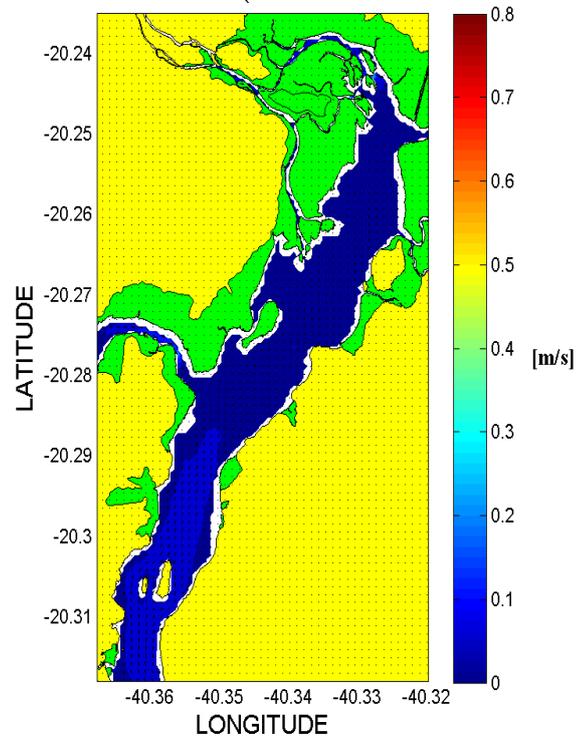


Figura 51: Distribuição do campo de velocidade próxima ao fundo na Baía de Vitória para o instante de baixamar no período de sizígia.

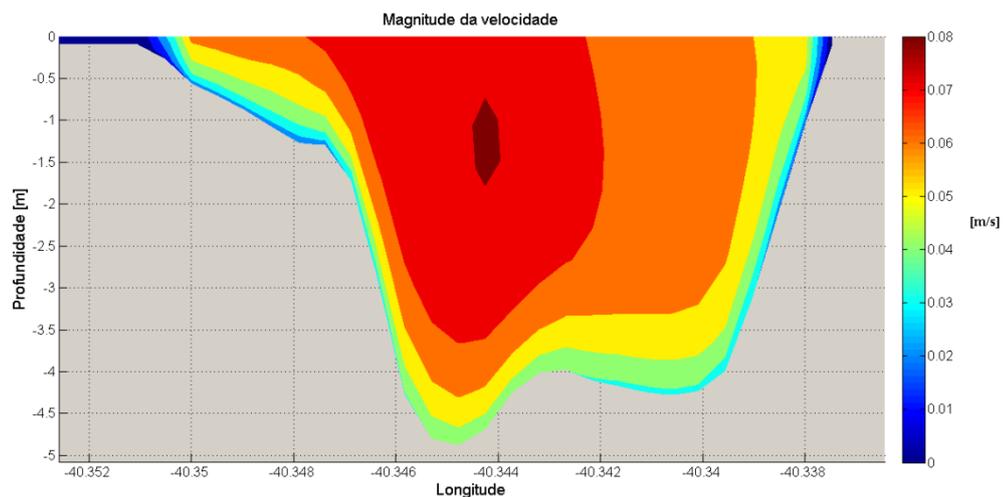


Figura 52: Distribuição tridimensional das magnitudes da velocidade para a região localizada na latitude -20,2667 graus.

Velocidade máxima da camada 10 (13:00 horas do dia 18 do 10 de 2009)

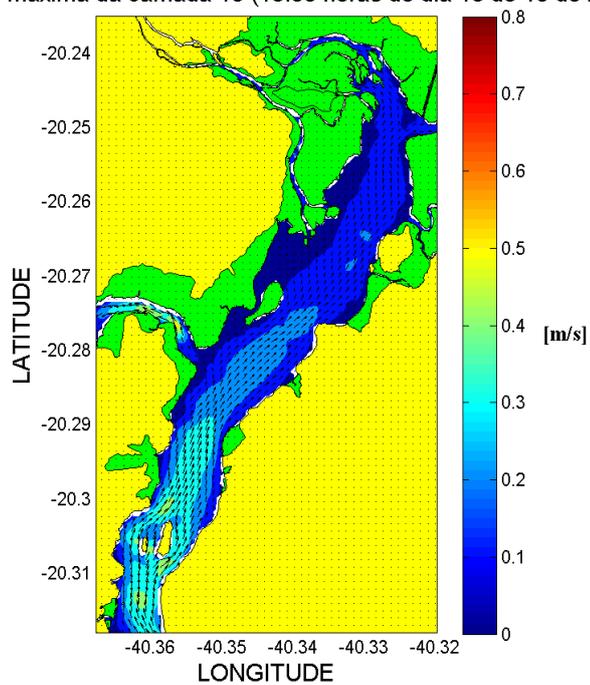


Figura 53: Distribuição do campo de velocidade superficial na Baía de Vitória para o instante de meia maré de enchente no período de sizígia.

Velocidade máxima da camada 5 (13:00 horas do dia 18 do 10 de 2009)

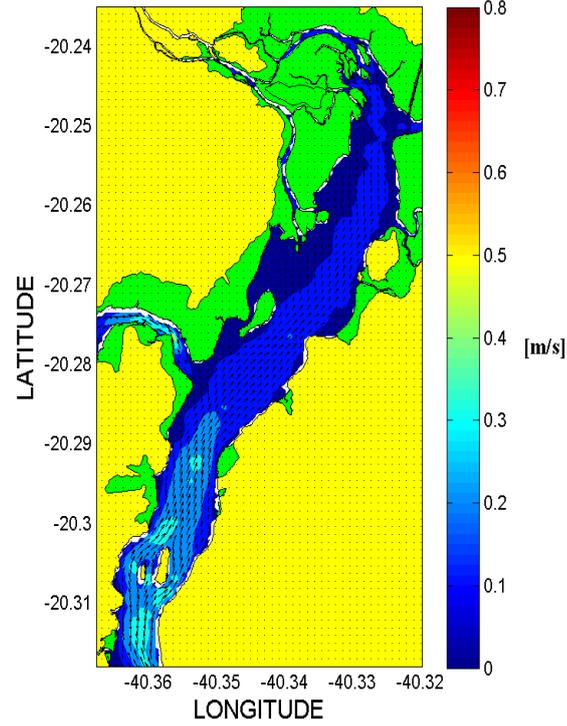


Figura 54: Distribuição do campo de velocidade no meio da coluna d'água na Baía de Vitória para o instante de meia maré de enchente no período de sizígia.

Velocidade máxima da camada 1 (13:00 horas do dia 18 do 10 de 2009)

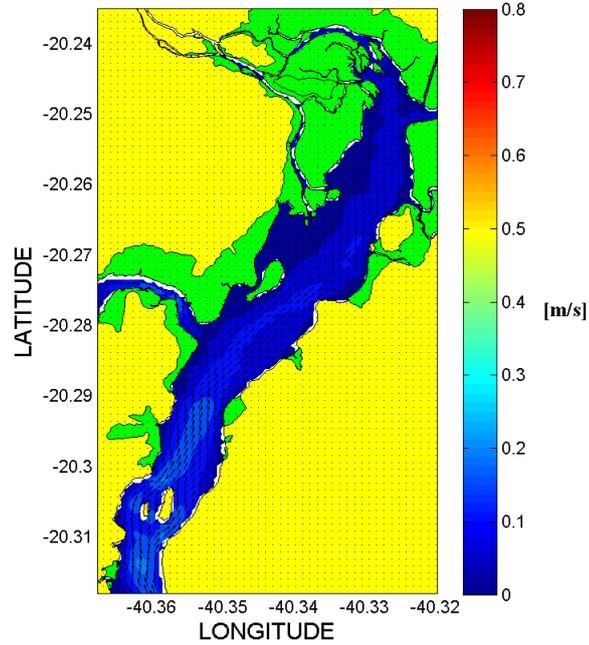


Figura 55: Distribuição do campo de velocidade próxima ao fundo na Baía de Vitória para o instante de meia maré de enchente no período de sizígia.

6.5.1.2 Quadratura

Para o intervalo de quadratura, foi observado que durante o instante de preamar (Figuras 56, 57 e 58) que as velocidades são baixas ao longo de toda a Baía de Vitória em todas as camadas analisadas e não passam de 0,1 m/s na superfície. Já no instante de meia maré vazante (Figuras 59, 60 e 61) viu-se que o escoamento é similar em todas as camadas, ocorrendo apenas um decréscimo na magnitude da velocidade da superfície para o fundo. Neste instante, as velocidades variaram de 0 a 0,25 m/s, sendo que as maiores velocidades são encontradas na região ao sul da Baía de Vitória.

No instante de baixamar (Figuras 62, 63 e 65) é possível observar, também em quadratura, que enquanto a região ao norte da Baía de Vitória está em estofo de maré, a parte sul da baía já está em início de enchente com velocidades chegando a 0,03 m/s. Apesar das velocidades serem mais baixas, quando comparadas com o período de sizígia, também é possível observar que há uma região ao sul da baía onde as velocidades em meia água são ligeiramente superiores às superficiais. Foi feito um corte na latitude $-20,296^\circ$ para exemplificar o exposto acima (Figura 64), através da qual é possível observar que há uma grande parte do canal aonde as velocidades em subsuperfície chegam a 0,025 m/s, enquanto as superficiais não passam de 0,022 m/s.

Já para o instante de meia maré de enchente (Figuras 66, 67 e 68) é possível observar que a maré está enchendo em toda a Baía de Vitória, e que o comportamento ao longo das camadas é bem similar, ocorrendo apenas um decréscimo na magnitude das velocidades da superfície para o fundo. As maiores velocidades estão na camada superficial, podendo chegar a 0,3 m/s na região mais ao sul da baía.

Velocidade máxima da camada 10 (15:00 horas do dia 25 do 10 de 2009)

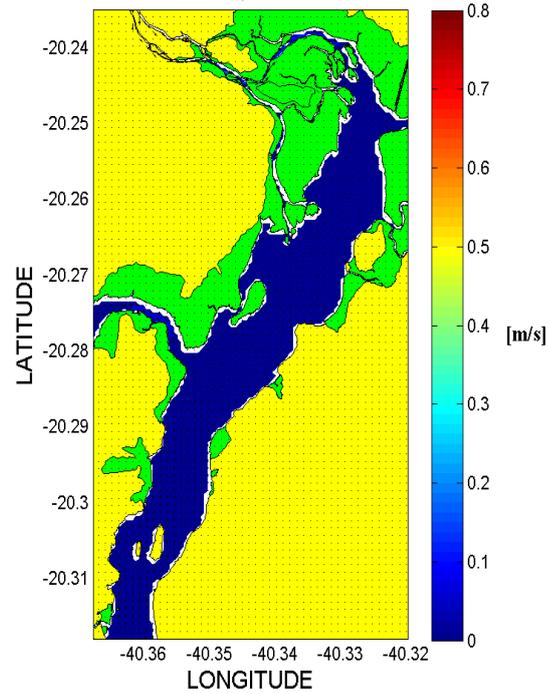


Figura 56: Distribuição do campo de velocidade superficial na Baía de Vitória para o instante de preamar no período de quadratura.

Velocidade máxima da camada 5 (8:00 horas do dia 25 do 10 de 2009)

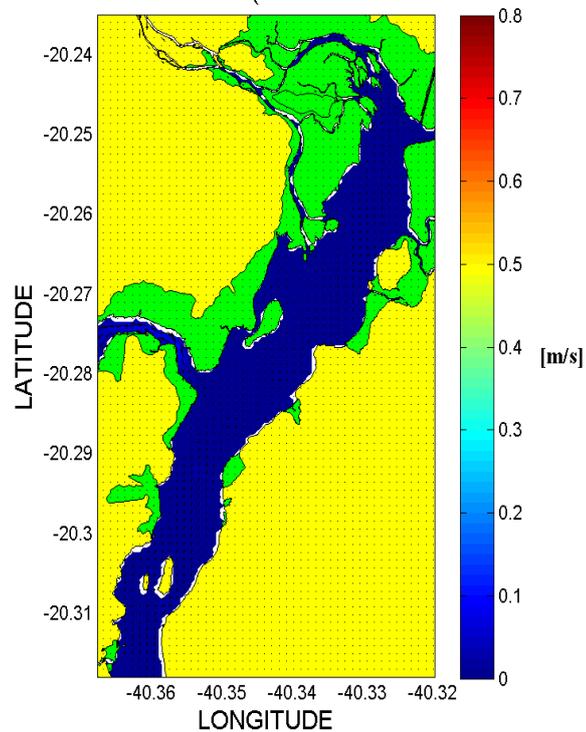


Figura 57: Distribuição do campo de velocidade no meio da coluna d'água na Baía de Vitória para o instante de preamar no período de quadratura.

Velocidade máxima da camada 1 (8:00 horas do dia 25 do 10 de 2009)

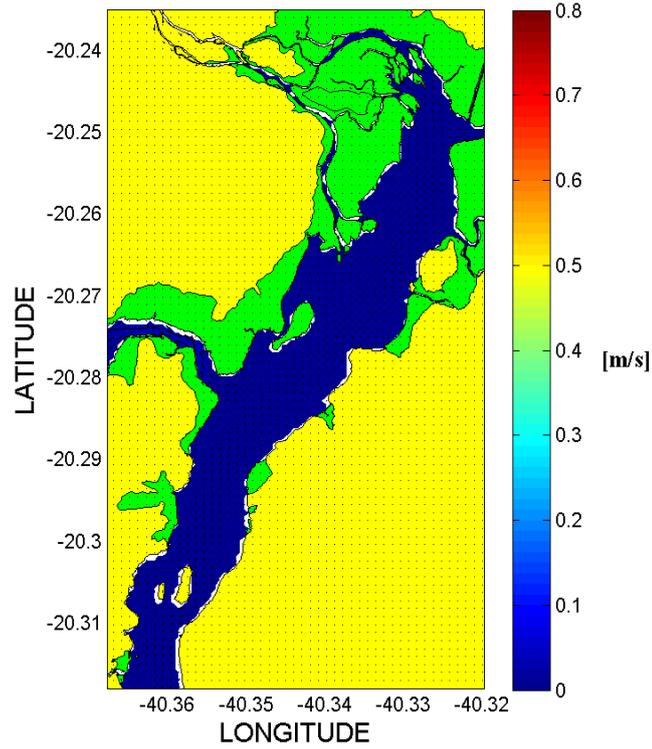


Figura 58: Distribuição do campo de velocidade próxima ao fundo na Baía de Vitória para o instante de preamar no período de quadratura.

Velocidade máxima da camada 10 (12:00 horas do dia 25 do 10 de 2009)

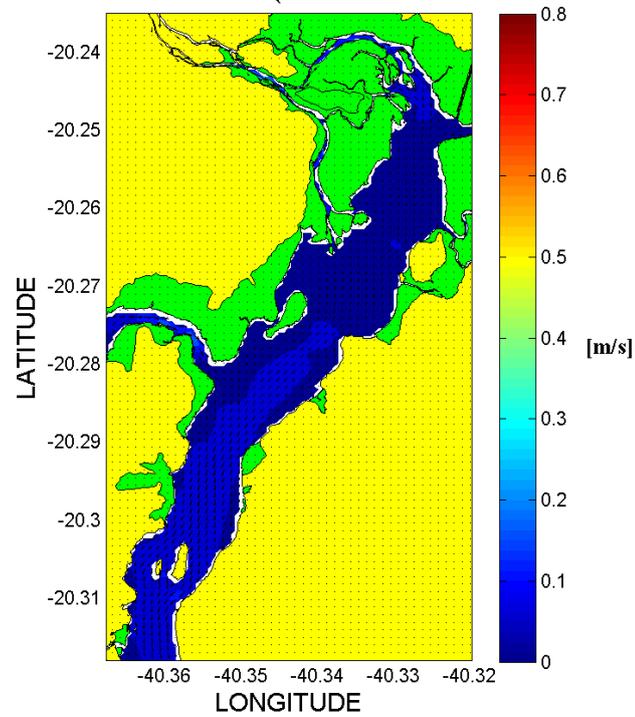


Figura 59: Distribuição do campo de velocidade superficial na Baía de Vitória para o instante de meia maré vazante no período de quadratura.

Velocidade máxima da camada 5 (12:00 horas do dia 25 do 10 de 2009)

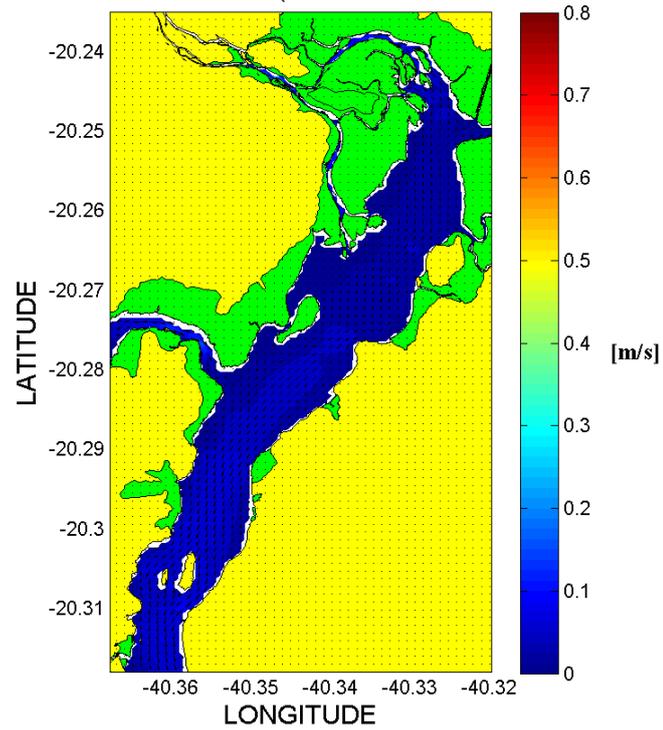


Figura 60: Distribuição do campo de velocidade no meio da coluna d'água na Baía de Vitória para o instante de meia maré de vazante no período de quadratura.

Velocidade máxima da camada 1 (12:00 horas do dia 25 do 10 de 2009)

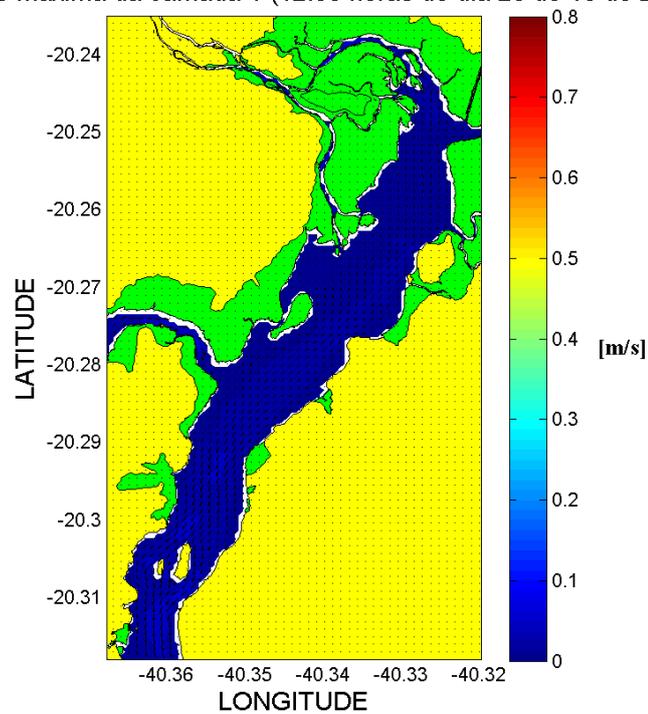


Figura 61: Distribuição do campo de velocidade próxima ao fundo na Baía de Vitória para o instante de meia maré de vazante no período de quadratura.

Velocidade máxima da camada 10 (15:00 horas do dia 25 do 10 de 2009)

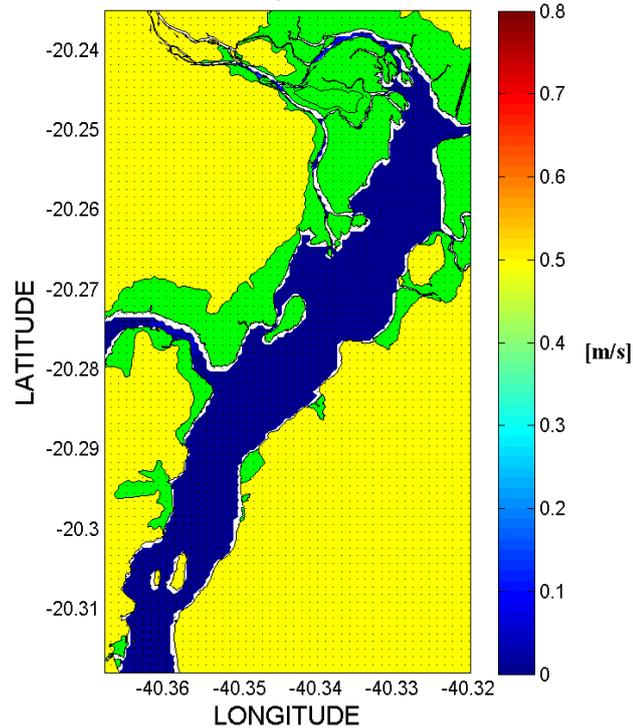


Figura 62: Distribuição do campo de velocidade superficial na Baía de Vitória para o instante de baixamar no período de quadratura.

Velocidade máxima da camada 5 (15:00 horas do dia 25 do 10 de 2009)

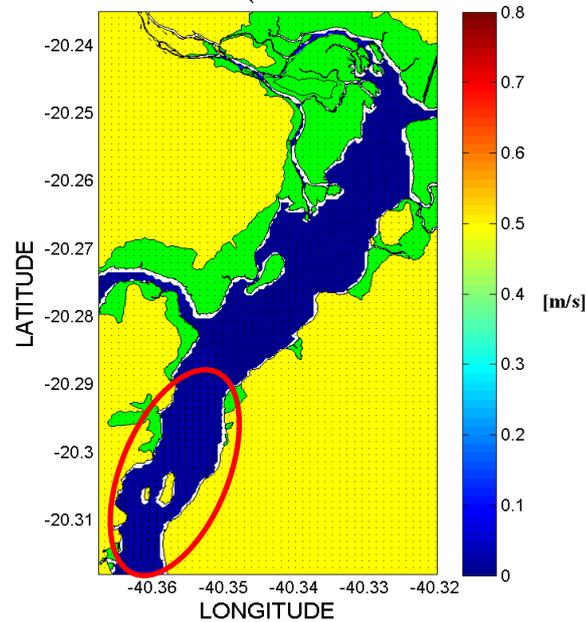


Figura 63: Distribuição do campo de velocidade no meio da coluna d'água na Baía de Vitória para o instante de baixamar no período de quadratura. O círculo em vermelho representa a região onde as velocidades são mais elevadas em subsuperfície.

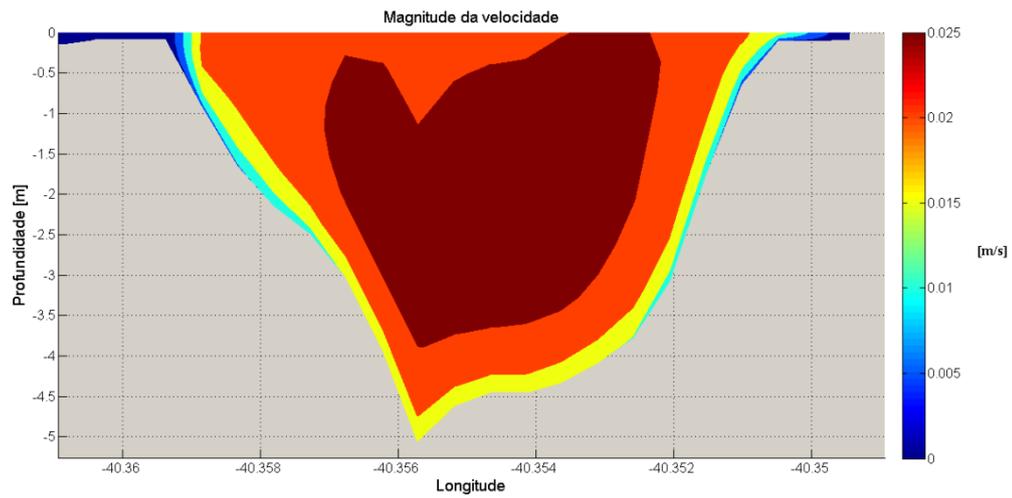


Figura 64: Distribuição tridimensional das magnitudes da velocidade para a região localizada na latitude -20,296 graus.

Velocidade máxima da camada 1 (15:00 horas do dia 25 do 10 de 2009)

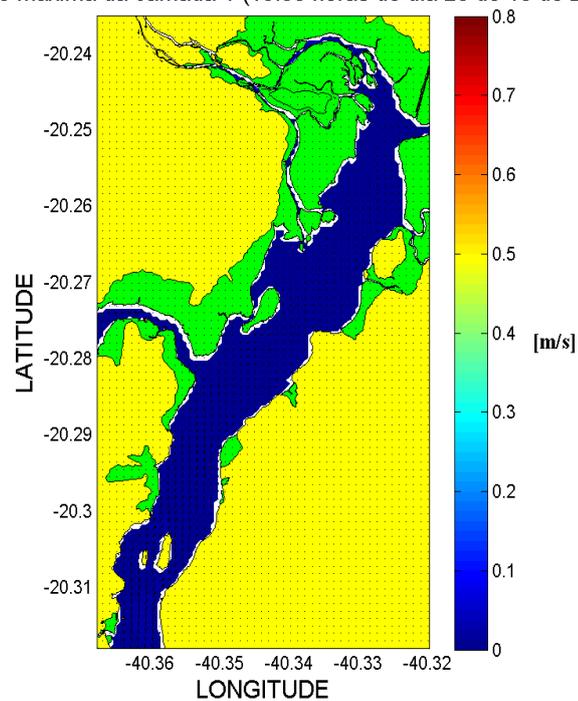


Figura 65: Distribuição do campo de velocidade no fundo na Baía de Vitória para o instante de baixamar no período de quadratura.

Velocidade máxima da camada 10 (17:00 horas do dia 25 do 10 de 2009)

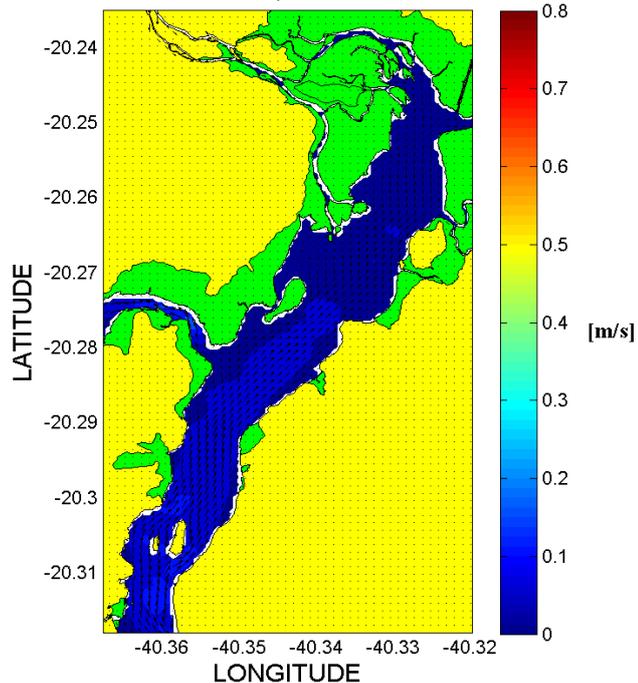


Figura 66: Distribuição do campo de velocidade superficial na Baía de Vitória para o instante de meia maré de enchente no período de quadratura.

Velocidade máxima da camada 5 (17:00 horas do dia 25 do 10 de 2009)

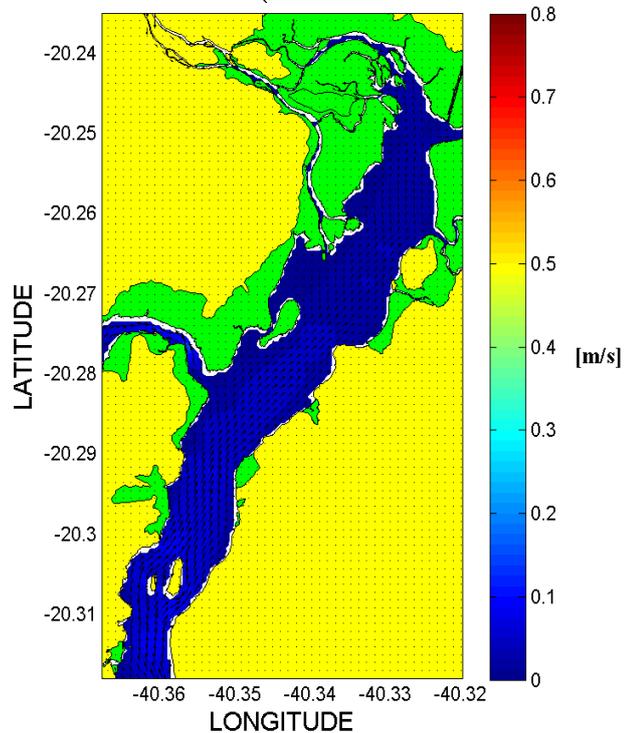


Figura 67: Distribuição do campo de velocidade no meio da coluna d'água na Baía de Vitória para o instante de meia maré de enchente no período de quadratura.

Velocidade máxima da camada 1 (17:00 horas do dia 25 do 10 de 2009)

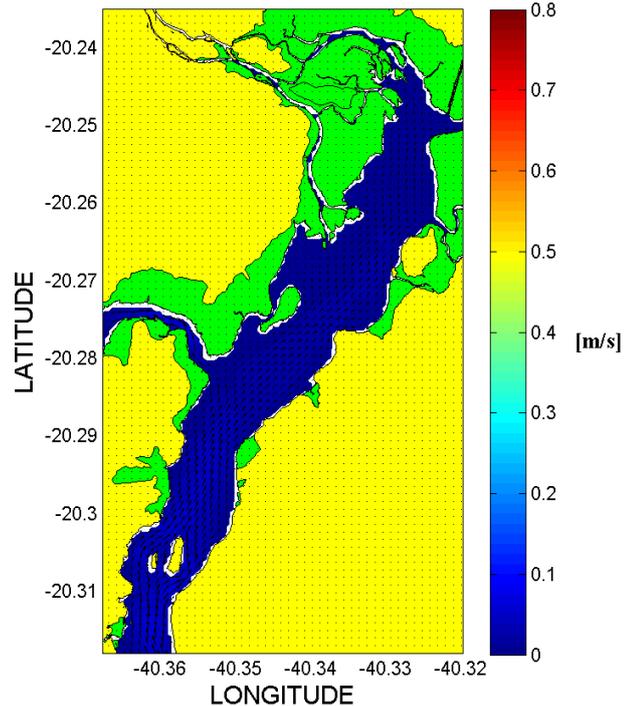


Figura 68: Distribuição do campo de velocidade no fundo na Baía de Vitória para o instante de meia maré de enchente no período de quadratura.

6.5.1.3 Período de alta descarga fluvial - Sizígia

Como mostrado nos itens anteriores, o comportamento hidrodinâmico em sizígia e quadratura são bem similares, o que muda é a intensidade das correntes, dessa maneira, será analisada um período de sizígia durante um evento de alta descarga fluvial, por ser mais crítico e representativo.

Durante o instante de preamar (Figuras 69, 70 e 71) a Baía de Vitória está quase que em sua totalidade em estofa de preamar, no entanto, em virtude da alta descarga fluvial há alguns canais no norte da área, os quais recebem o aporte de água proveniente do rio Santa Maria da Vitória, onde as velocidades na superfície e no meio da coluna d'água chegam a 0,8 m/s.

Já no instante de meia maré vazante (Figuras 72, 73 e 74), toda a baía está em vazante e as velocidades ao norte da região chegam a 0,8 m/s. O comportamento ao longo das camadas é similar, havendo apenas um decréscimo nas magnitudes das velocidades da superfície para o fundo.

Enquanto no instante de baixamar (Figuras 75, 76 e 77), em virtude da alta descarga fluvial todo o escoamento ao longo da Baía de Vitória está em direção de vazante, uma vez que a força proveniente da maré não é suficiente para vencer o escoamento fluvial em direção contrária. E mesmo durante esse instante, as velocidades ao norte da área chegam a 0,8 m/s.

Por fim, para o instante de meia maré de enchente (Figuras 78, 79 e 80) viu-se que ocorre o encontro da maré enchendo com a alta descarga fluvial, de maneira que nos extremos da Baía de Vitória os escoamentos estão em sentidos contrários, enquanto no sul está em direção de enchente, no norte está direção de vazante. Além disso, as velocidades são nulas ou próximas de zero ao longo de toda a coluna d'água e de quase toda a extensão da Baía de Vitória.

Velocidade máxima da camada 10 (1:00 horas do dia 31 do 10 de 2009)

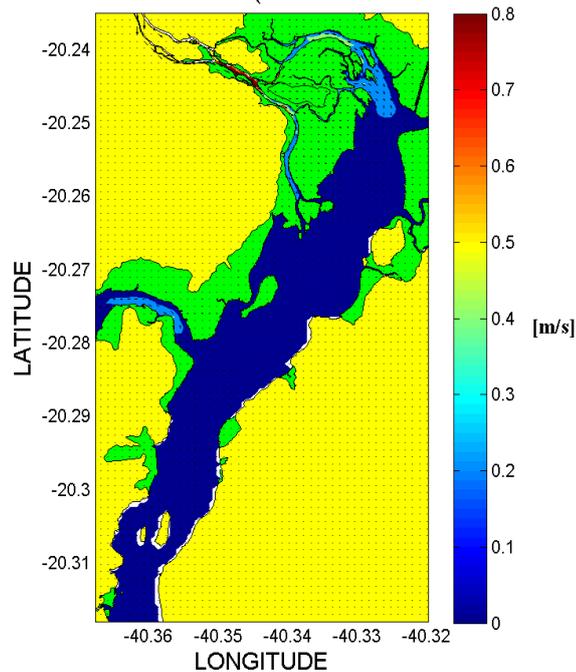


Figura 69: Distribuição do campo de velocidade superficial na Baía de Vitória para o instante de preamar no período de sizígia durante um evento de alta descarga fluvial.

Velocidade máxima da camada 5 (1:00 horas do dia 31 do 10 de 2009)

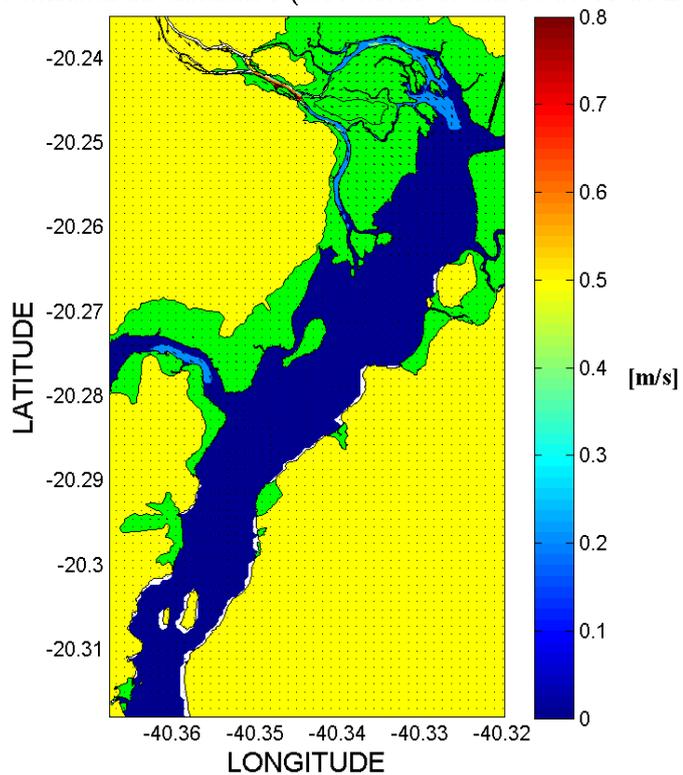


Figura 70: Distribuição do campo de velocidade no meio da coluna d'água na Baía de Vitória para o instante de preamar no período de sizígia durante um evento de alta descarga fluvial.

Velocidade máxima da camada 1 (1:00 horas do dia 31 do 10 de 2009)

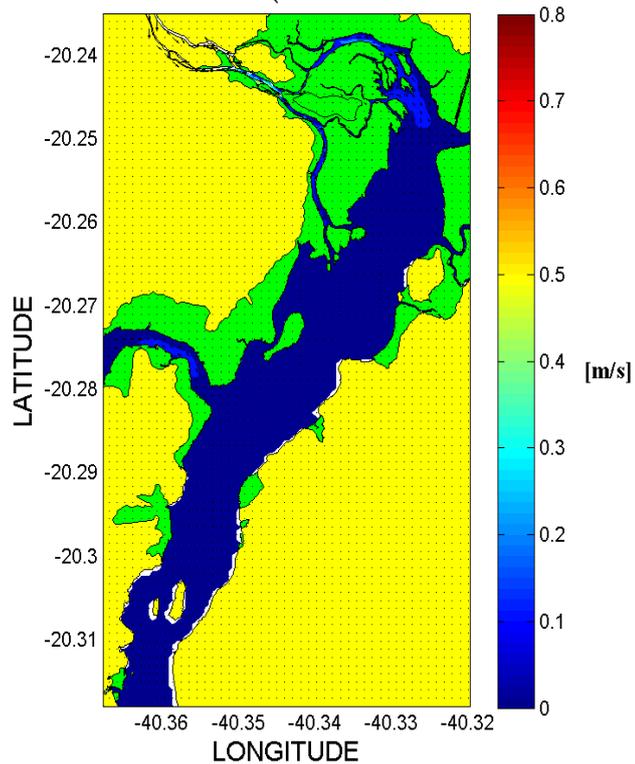


Figura 71: Distribuição do campo de velocidade no fundo na Baía de Vitória para o instante de preamar no período de sizígia durante um evento de alta descarga fluvial.

Velocidade máxima da camada 10 (6:00 horas do dia 31 do 10 de 2009)

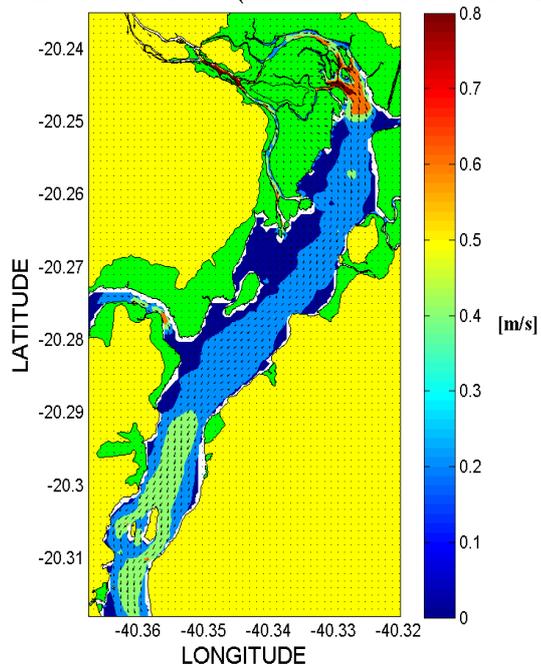


Figura 72: Distribuição do campo de velocidade superficial na Baía de Vitória para o instante de meia maré de vazante no período de sizígia durante um evento de alta descarga fluvial.

Velocidade máxima da camada 5 (6:00 horas do dia 31 do 10 de 2009)

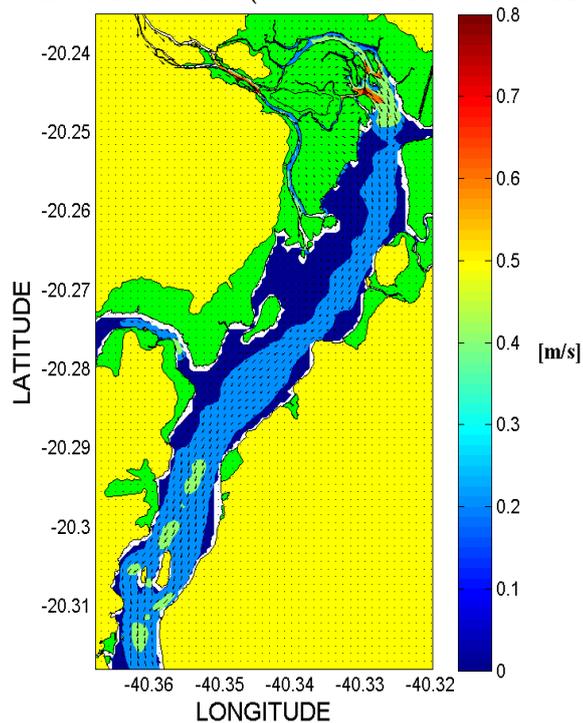


Figura 73: Distribuição do campo de velocidade no meio da coluna d'água na Baía de Vitória para o instante de meia maré de vazante no período de sizígia durante um evento de alta descarga fluvial.

Velocidade máxima da camada 1 (6:00 horas do dia 31 do 10 de 2009)

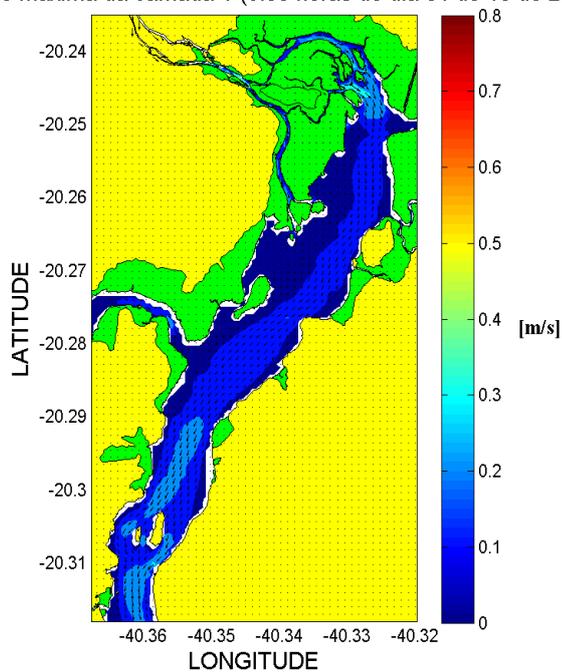


Figura 74: Distribuição do campo de velocidade no meio da coluna d'água na Baía de Vitória para o instante de meia maré de vazante no período de sizígia durante um evento de alta descarga fluvial.

Velocidade máxima da camada 10 (8:00 horas do dia 31 do 10 de 2009)

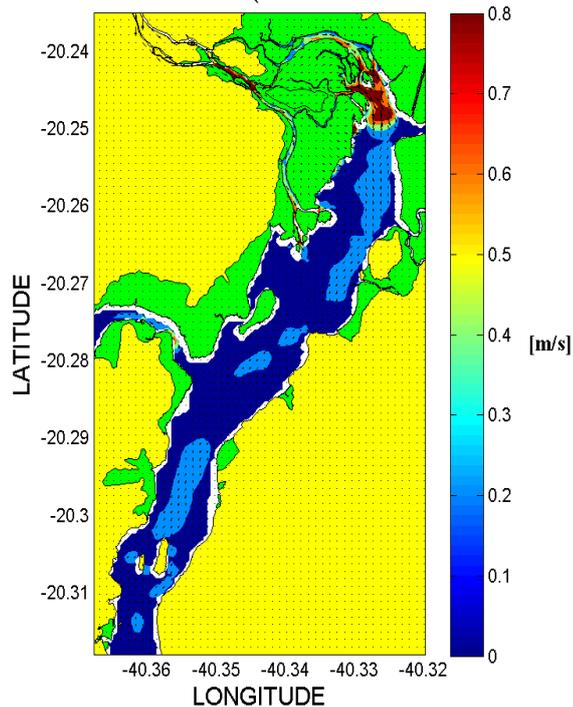


Figura 75: Distribuição do campo de velocidade superficial na Baía de Vitória para o instante de baixamar no período de sizígia durante um evento de alta descarga fluvial.

Velocidade máxima da camada 5 (8:00 horas do dia 31 do 10 de 2009)

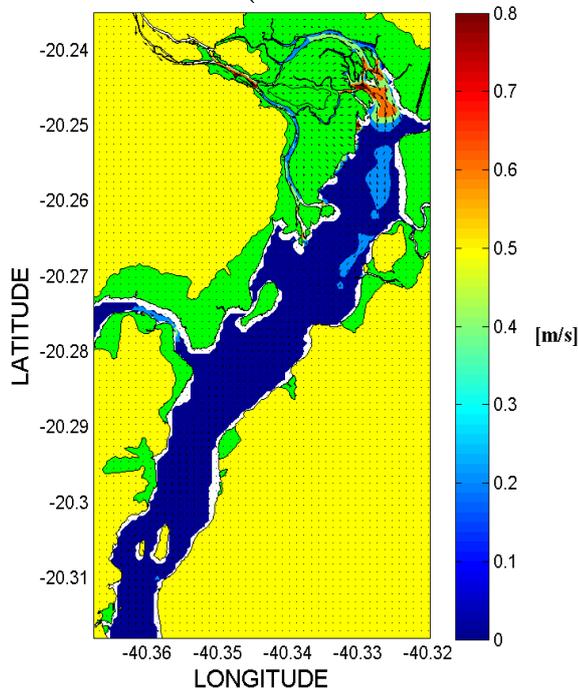


Figura 76: Distribuição do campo de velocidade no meio da coluna d'água na Baía de Vitória para o instante de baixamar no período de sizígia durante um evento de alta descarga fluvial.

Velocidade máxima da camada 1 (8:00 horas do dia 31 do 10 de 2009)

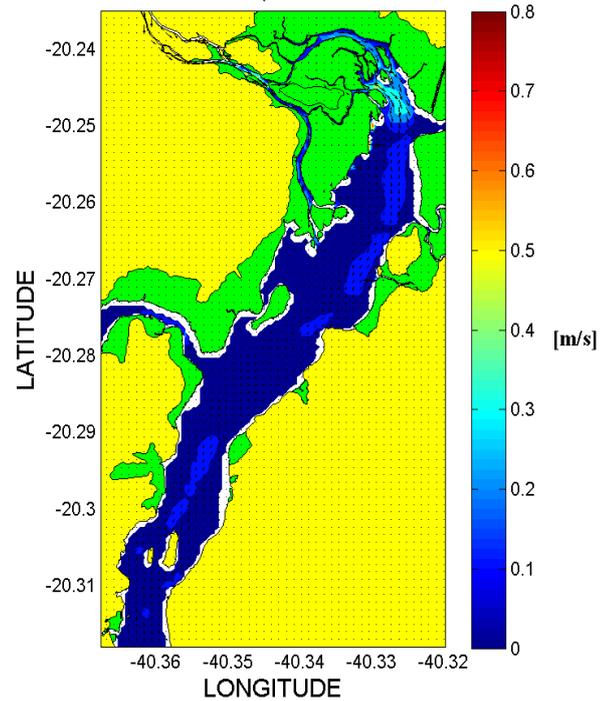


Figura 77: Distribuição do campo de velocidade no fundo na Baía de Vitória para o instante de baixamar no período de sizígia durante um evento de alta descarga fluvial.

Velocidade máxima da camada 10 (10:00 horas do dia 31 do 10 de 2009)

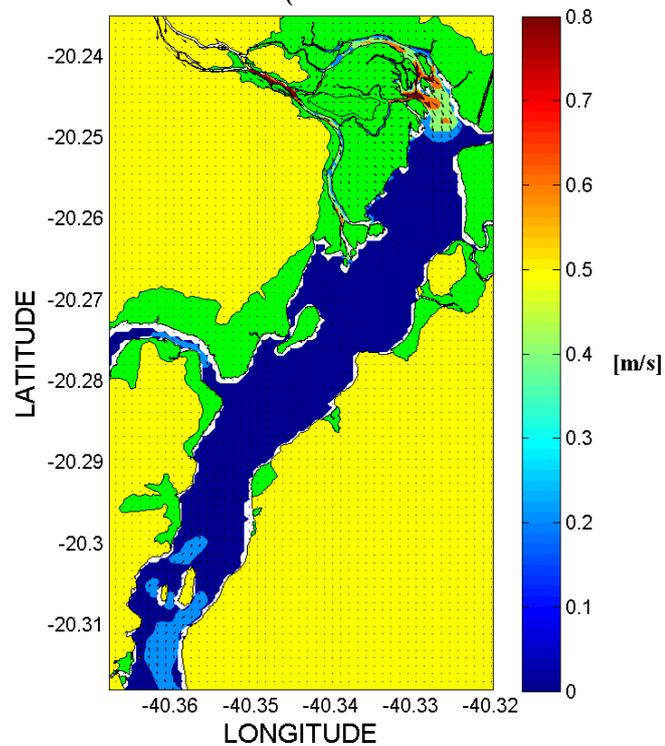


Figura 78: Distribuição do campo de velocidade superficial na Baía de Vitória para o instante de meia maré de enchente no período de sizígia durante um evento de alta descarga fluvial.

Velocidade máxima da camada 5 (10:00 horas do dia 31 do 10 de 2009)

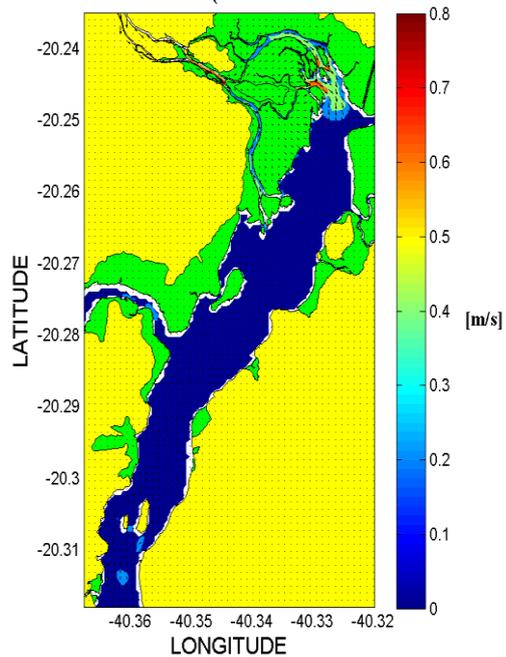


Figura 79: Distribuição do campo de velocidade no meio da coluna d'água na Baía de Vitória para o instante de meia maré de enchente no período de sizígia durante um evento de alta descarga fluvial.

Velocidade máxima da camada 1 (10:00 horas do dia 31 do 10 de 2009)

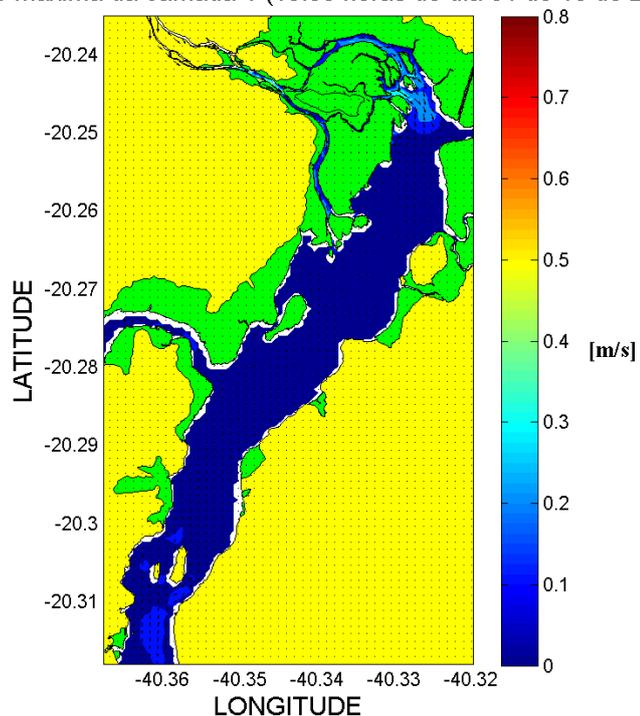


Figura 80: Distribuição do campo de velocidade no fundo na Baía de Vitória para o instante de meia maré de enchente no período de sizígia durante um evento de alta descarga fluvial.

6.5.2 Discussão

Foi possível observar que tanto em quadratura quanto em sizígia, em condições de baixa descarga fluvial, ocorre uma diferença entre a parte norte e sul da baía no que diz respeito à fase e à magnitude da velocidade. Com relação à fase, foi constatado que a região ao sul da baía inicia o processo de enchente e vazante antes da parte norte. O que corrobora com estudos feitos Garção (2007) que mostrou que há um gradiente de pressão, formado pela diferença de elevação entre as duas regiões. Rigo (2004) mostrou esse atraso de fase através de medições maré, e viu que as maiores defasagens ocorrem na preamar, quando comparado com a baixamar, o que é um indicativo do aumento da assimetria das maiores marés.

Além disso, viu-se que durante o instante de baixamar, tanto no período de sizígia quanto no de quadratura, que há uma região onde as maiores velocidades estão localizadas em subsuperfície. Esse fato reforça a importância de estudar a hidrodinâmica estuarina através de modelos tridimensionais, uma vez que os modelos de duas dimensões são seriam capazes de reproduzir esse comportamento, como argumentado por Vaz *et al.* (2009) e Martins *et al.* (2009).

Já com relação à magnitude da velocidade foi constatado que as maiores velocidades são encontradas na parte sul da baía, essas velocidades superiores podem ser atribuídas ao estreitamento provocado por duas ilhotas presentes na região, além da região sul ser mais estreita que a parte norte da baía. Garção (2007) encontrou resultados semelhantes aos apresentados nesse estudo. Como o estuário é vazante dominante, viu-se que as maiores velocidades são encontradas durante a vazante, onde foi possível observar que durante a sizígia o máximo acontece antes da meia maré, visto que o estófo foi às 4 horas do dia 18 de outubro de 2009, e as maiores velocidades foram encontradas às 6 horas do mesmo dia, ou seja, apenas duas horas de diferença. Esse comportamento também foi reportado por Rigo (2004), além disso, vários autores apontam esse comportamento com o máximo antes da primeira metade da maré durante a sizígia (Mazda *et al.*, 1995; Mazda *et al.*, 1997). Muitos autores relatam que a dominância é devida à presença de

grandes áreas entre marés, sendo representado pela região de manguezal (MAZDA *et al.*, 1997; MAZDA *et al.*, 2002; STRUVE *et al.*, 2003; WU *et al.*, 2001).

Durante a quadratura, apesar das velocidades serem menores quando comparado com os períodos de sizígia, foi constatado que ocorre uma inversão na dominância de maré, ou seja, o estuário passa a ser enchente dominante com as maiores velocidades durante a enchente e em um instante após o nível de meia maré, uma vez que o estófo de baixamar ocorreu às 15 horas e as maiores velocidades foram observadas às 17 horas do dia 25 de outubro de 2009, ou seja, quatro horas após o início da enchente. Essa inversão de dominância também foi observada por Rigo (2004) e é atribuída ao fato de que durante esses períodos a região entre marés não é inundada, ou pouco inundada, e assim, não exerce tanta influência para promover tal efeito.

Quando se analisa o período de sizígia durante um evento de alta descarga fluvial, percebe-se que na parte norte da Baía de Vitória, em nenhum momento do ciclo de maré, as correntes estão direcionadas para enchente, dessa maneira, a parte norte da baía funciona como um rio com seu escoamento em uma única direção. E diferente do que acontece nos períodos de baixa descarga fluvial, tanto para quadratura quanto para sizígia, as maiores velocidades estão no norte da baía. Simionato *et al.* (2004) estudando a influência da vazão fluvial no estuário rio de La Plata - Argentina, através de um modelo batotrópico, verificaram que houve apenas um incremento na intensidade do transporte médio, no entanto, esses resultados podem ser atribuídos a pequena diferença de vazão imposta para os cenários de verão e inverno analisados.

Por fim, foi observado que durante o intervalo de meia maré de enchente ocorre o encontro das águas provenientes do rio Santa Maria da Vitória e a maré proveniente do Canal de Acesso formando uma zona de convergência, e que devido ao encontro dessas duas massas de água em direções opostas às velocidades são nulas ou próximas de zero ao longo de quase toda a Baía de Vitória, exceto nos extremos norte e sul onde os escoamentos têm direções contrárias.

7 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES FINAIS

- As componentes M_2 e S_2 tem um comportamento diferenciado ao se propagarem em direção a montante do estuário, enquanto a componente S_2 vai dissipando energia e diminuindo sua amplitude em torno de 2,04%, a componente M_2 ganha energia e sofre uma amplificação de 1,14%.
- A região da Baía de Vitória é o local onde os harmônicos de águas rasas sofrem maior influência, além disso, é nessa região que os harmônicos de baixa frequência se tornam importantes, com destaque para a componente M_{sf} .
- Nos períodos de alta descarga fluvial a onda de maré tende a se deformar, e no ano de 2009 o período de alta descarga foi diretamente influenciado pela anomalia de precipitação que afetou o Espírito Santo.
- Durante os períodos de alta descarga fluvial, a onda de maré tende a ser bloqueada pela descarga fluvial, resultando em um número de harmônicos e amplitude inferiores durante esses períodos, quando comparados com os períodos de baixa descarga fluvial. Ou seja, durante os períodos de alta descarga fluvial ocorre o bloqueio de, no mínimo, 11 constituintes harmônicos.
- A descarga fluvial pode influenciar diretamente na qualidade de água da Baía de Vitória, uma vez que os vórtices que aparecem nos períodos de baixa descarga fluvial desaparecem nos períodos de alta descarga fluvial, e o estuário ganha maior capacidade para exportar seus poluentes.
- A maré não é uniforme ao longo da região, uma vez que há uma diferença de fase entre a parte norte e sul da baía, sendo que a parte sul inicia a vazante e a enchente antes da parte norte.
- As maiores velocidades são registradas na parte sul da baía com velocidades superficiais em torno de 0,5 m/s, em virtude do estreitamento provocado pelas duas ilhas na região. Além disso, foi observado que na maior parte do tempo o comportamento ao longo das

camadas é bem similar, no entanto, há momentos durante a baixamar onde as maiores velocidades estão em subsuperfície.

- Ocorre uma inversão de dominância do sistema, enquanto na sizígia a baía se comporta como vazante dominante, na quadratura o mesmo é caracterizado como enchente dominante.
- Durante eventos de alta descarga fluvial, a região norte da Baía de Vitória funciona como rio escoando em uma única direção durante todo o ciclo de maré, e é nesse local onde são encontradas as maiores velocidades. Além disso, durante os períodos de enchente foi observada que há uma região de convergência onde as velocidades são nulas ou próximas de zero.

Para um estudo mais detalhado sobre a influência da descarga fluvial na hidrodinâmica e o comportamento tridimensional da Baía de Vitória, sugere-se que também sejam considerados os efeitos baroclínicos e dos ventos no estudo. Além disso, sejam instaladas ao longo do canal estações oceanográficas para que os dados do modelo possam ser confrontados em mais de um ponto e em mais de uma época do ano.

Por fim, realizar um monitoramento meteoceanográfico e posterior estudo sobre a hidrodinâmica do sistema estuarino em períodos de altas, médias e baixas descargas durante sizígia e quadratura.

8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

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**. 44, 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 em Engenharia Ambiental, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental, UFES, Vitória, Brasil, 2002.

BLUMBERG, A. F. & OEY, L. MODELING CIRCULATION AND MIXING IN ESTUARIES AND COASTAL OCEANS. **Advances in geophysics**. v. 28, p. 525-547. 1985.

BOON, J. D. & BYRNE, R. J. On Basin Hypsometry and the Morphodynamic Response of Coastal Inlet Systems. **Marine Geology**. v. 40, p. 27-48. 1981.

BROWN, J.; COLLING A.; PARK D.; PHILLIPS J., ROTHERY D.; WRIGHT J. **Waves, Tides and Shallow-Water Processes**. Walton Hall: Open University, 2001.

CANAS, A.; SANTOS, A.; LEITÃO, P. Effect of large scale atmospheric pressure changes on water level in the Tagus Estuary. **Journal of Coastal Research**. v. 56, p. 1627-1631. 2009.

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**. Vitória, 2003.

CHAU, K. W. & JIANG, Y. W. 3D Numerical Model for Pearl River Estuary. **Journal of Hydraulic Engineering**. v. 127, n. 1, p. 72-82. 2001.

CODESA (Companhia Docas do Espírito Santo). Disponível em <<http://www.codesa.gov.br>>. Acessado em: 31 de agosto de 2011.

DALRYMPLE, R. W.; ZAITLIN, B. A.; BOYD, R. Estuarine facies models: Conceptual basis and stratigraphic implications. **Journal of Sedimentary Petrology**. 62, 1130-1146. 1992.

DHN. **Marés e Correntes de Maré; Correntes Oceânicas**. Capítulo 10 do Livro Navegação Costeira Estimada e em Águas Restritas. 227-274. 2002. Disponível em <<https://www.mar.mil.br/dhn/bhmn/download/cap10.pdf>> Acessado em: 23 de agosto de 2011.

DRONKERS, J. Tidal Asymmetry and Estuarine Morphology. **Netherlands Journal of Sea Research**. 20, 117-131. 1986.

ESCOBAR, G.C.J. (2009) - Zona de Convergência de Umidade (ZCOU) provocou chuvas intensas e impactos significativos em grande parte do Estado do Espírito Santo. INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais). http://www7.cptec.inpe.br/~rupload/arquivo/ZCOU_ES_2810_011109.pdf.

FORTUNATO, A. B.; BAPTISTA, A. M.; LUETTICH Jr, R. A. A three-dimensional model of tidal currents in the mouth of the Tagus estuary. **Continental Shelf Research**. v. 17, n. 14, p. 1689-1714. 1997.

FRANCO, A. S. **TIDES: Fundamentals, Analysis and Prediction**. Fundação Centro Tecnológico de Hidráulica. São Paulo, Brasil. 2 ed. 1988.

FRIEDRICHS, C. T. & AUBREY, D. G. Non-linear Tidal Distortions in Shallow Well-Mixed Estuaries: A Synthesis. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**. 27, 521-545. 1988.

FRIEDRICHS, C.T., AUBREY, D.G. Tidal Propagation in Strongly Convergent Channels. **Journal of Geophysical Research**, 99, 3321-3336. 1994.

GALLO, M. N. **A influência da vazão fluvial sobre a propagação da maré no estuário do Rio Amazonas**. Dissertação de mestrado, COPPE - UFRJ. 2004.

GALPERIN, B.; BLUMBERG, A. F.; WEISBERG, R. H. TREE-DIMENSIONAL MODEL OF CIRCULATION IN TAMPA BAY. **Proceeding, Tampa Bay Area Scientific Information Symposium 2**. 1991.

GARÇÃO, H. F. **Estudo da hidrodinâmica e da distribuição de salinidade na Baía de Vitória através de modelagem computacional**. Monografia de Graduação em Oceanografia. Vitória, 2007.

GARÇÃO, H. F. & CHACALTANA, J. T. A. Estudo da hidrodinâmica e salinidade na Baía de Vitória (ES) através de modelagem computacional. In: **XVIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos**, Campo Grande - MS. 2009.

GODIN, G. Modification of River Tides by the Discharge. **Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Eng.** 111 (2), 257-274. 1985.

GODIN, G. Is the abnormal response of the tide at the frequency of S_2 really due to radiational effects?. **Continental Shelf Research.** 6, 615-625. 1986.

GODIN, G. The Propagation of Tides up Rivers with Special Considerations on the Upper Saint-Lawrence River. **Estuarine, Coastal and Shelf Science.** 48, 307-324. 1999.

GORING, D. G. Analysis of tidal river records by a harmonic regressive technique. **Journal of Hydrology.** 73, 21-37. 1984.

HAIKVOGEL, D. B.; ARANGO, H.; BUDGELL, W. P.; CORNUELLE, B. D.; CURCHITSER, E.; DI LORENZO, E.; FENNEL, K.; GEYER, W. R.; HERMANN, A. J.; LANEROLLE, L.; LEVIN, J.; MCWILLIAMS, J. C.; MILLER, A. J.; MOORE, A. M.; POWELL, T. M.; SHCHEPETKIN, A. F.; SHERWOOD, C. R.; SIGNELL, R. P.; WARNER, J. C.; WILKIN. Ocean forecasting in terrain-following coordinates: Formulation and skill assesment of Regional Ocean Modeling System. **Journal of Computational Physics.** 2007.

HIDROWEB (Sistema de Informações Hidrológicas). Agência Nacional de Águas – ANA. Disponível em < <http://hidroweb.ana.gov.br/>>. Acessado em: 31 de agosto de 2011.

HUANG, H.; CHEN, C.; BLANTON, J. O.; ANDRADE, F. A. A numerical study of tidal asymmetry on Okatee Creek, South Carolina. **Estuarine, Coastal and Shelf Science.** 78, 190-2002. 2008.

JESUS, L. C. de. **Hidrodinâmica forçada pela maré astronômica e vento na plataforma continental do Espírito Santo para o ano de 2008**. Monografia de Graduação em Oceanografia. Vitória, 2011.

JIANG, H. & SHEN, Y. Numerical study on salinity stratification in the Oujiang River Estuary. **Journal of Hydrodynamics**. v. 21, n. 6, p. 835-842. 2009.

JI, Z. G. **Hydrodynamics and water quality: Modeling Rivers, Lakes and Estuaries**. New Jersey: Wiley-Interscience, 2008.

JI, Z.; HU, G.; SHEN, J.; WAN, Y. Three-dimensional modeling of hydrodynamic processes in the St. Lucie Estuary. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**. v. 73, p. 188-200, 2007.

LANZONI, S., SEMINARA, G. On Tide Propagation in Convergent Estuaries. **Journal of Geophysical Research**, 103, 30793-30812. 1998.

LEONE, G. C. **Influência do estreitamento da Ponte da Passagem no campo de velocidades do Canal da Passagem, Vitória-ES**. Monografia de Graduação em Oceanografia. Vitória, 2007.

LIN, B. & FALCONER, R. A. Three-dimensional Layer-integrated Modelling of Estuarine Flows with Flooding and Drying. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**. 44, 737-751. 1997.

LIU, G. R.; LIU, M. B. **Smoothed particle hydrodynamics: A meshfree particle method**. Singapore: World Scientific, 2003.

LIU, W. C.; CHEN, W. B.; KUO, J. T.; WU, C. Numerical determination of residence time and age in a partially mixed estuary using three-dimensional hydrodynamic model. **Continental Shelf Research**. 28, 1068-1088. 2008.

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

MALHADAS, M. S.; SILVA, A.; LEITÃO, P. C.; NEVES, R. Effect of the bathymetric changes on the hydrodynamic and residence time in Óbidos Lagoon. **Journal of Coastal Research**. 56, 549-553. 2009.

MARTINS, F. A. B. da C. **Modelação matemática tridimensional de escoamentos costeiros e estuarinos usando uma abordagem de coordenada vertical genérica**. Dissertação para a obtenção do grau de Doutor em Engenharia Mecânica. Instituto Superior Técnico. Universidade Técnica 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**. 24 (1), 1-12. 2001.

MASSELINK, G.; HUGHES, M. **An Introduction To Coastal Processes And Geomorphology**. 2003.

MAZDA, Y.; MAGI, M.; NANAŌ, H.; KOGO, M.; MIAGI, T.; KANAZAWA, N.; KOBASHI, D. Coastal erosion due to long-term human impact in mangrove forests. **Wetlands Ecology and Management**. 10, 1-9. 2002.

MAZDA, Y.; KANAZAWA, N.; WOLANSKI, E. Tidal asymmetry in mangrove creeks. **Hydrobiologia**. 295, 51-58. 1995.

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

MOHID DESCRIPTION. 2003. Disponível em http://maretec.mohid.com/PublicData/Products/Manuals/Mohid_Description.pdf > Acessado em: 29 de agosto de 2011.

MONTERO, P.; GÓMEZ-GESTEIRA, M.; TABOADA, J. J.; RUIZ-VILLAREAL, M.; SANTOS, A. P.; NEVES, R. R.; PREGO, R.; PÉREZ-VILLAR, V. On residual circulation of the Ria of Vigo using a 3-D baroclinic model. **Boletín Instituto Español de Oceanografía**. 15 (1-4), 31-38. 1999.

NASCIMENTO, T. F. do & CHACALTANA, J. T. A. Influence of a constriction in hydrodynamic of Canal da Passagem, Vitória-ES, Brazil. **8th International Conference on Coastal and Port Engineering in Developing Countries - COPEDEC, IIT Madras, Chennai, India.** 2012.

NASCIMENTO, T. F. do; TEIXEIRA, G. L. G.; CHACALTANA, J. T. A. Estudo da distribuição do oxigênio dissolvido do SEGV, Vitória-ES utilizando o modelo numérico 2DH DIVAST. In: XIV **Congresso Latino-Americano de Ciências do Mar**, Balneário Camburiú - SC. 2011.

NAVAS, J. M.; TELFER, T. C.; ROSS, L. G. Application of 3D hydrodynamic and particle tracking models for better environmental management of finfish culture. **Continental Shelf Research.** 31, 675-684. 2011.

NICOLITE, M. **Caracterização do nível de água do baixo estuário do Rio Paraíba do Sul, RJ.** Dissertação de mestrado. 2007.

NICOLITE, M.; TRUCCOLO, E. C.; SCHETTINI, C. A. F.; CARVALHO, C. E. V. Oscilação do nível de água e a co-oscilação da maré astronômica no baixo estuário do Rio Paraíba do Sul, RJ. **Revista Brasileira de Geofísica.** 27(2), 225-239. 2009.

OEY, L.; MELLOR, G. L. HIRES, R. I. A Three-Dimensional Simulation of Hudson-Raritan Estuary. Part I: Description of the Model Simulations. **Journal of Physical Oceanography.** v. 15, p. 1676-1692. 1985.

PAIVA, D. S. **Estudo sedimentológico do material de fundo do Canal da Passagem e trecho da Baía de Vitória – ES.** Monografia. Curso de Especialização “Lato Sensu” em Ecologia e Recursos Naturais. DERN. Universidade Federal do Espírito Santo. 1999.

PAWLOWICZ, R.; BEARDSLEY, B.; LENTZ, S. Classical Tidal Harmonic Analysis including Error Estimates in MATLAB using T_TIDE. **Computers & Geosciences.** 28, 929-937. 2002.

PUGH, D. T. Tides, Surges and Mean Sea-level. **Natural Environment Research Council, Swindon, UK.** 1987.

RIFLET, G.; LEITÃO, P. C.; FERNANDES, R.; NEVES, R. **A SIMPLE PRE-OPERATIONAL MODEL FOR THE PORTUGUESE COAST**. 2007.

RIFLET, G.; REFFRAY, G.; FERNANDES, R.; CHAMBEL, P.; NOGUEIRA, J.; NEVES, R. Downscaling a large-scale ocean-basin model: an intercomparison exercise in the Bay of Biscay. **V European Conference on Computacional Fluid Dynamics**. 2010.

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 da Universidade Federal do Rio de Janeiro, Engenharia Oceânica, COPPE, Rio de Janeiro, 2004.

SANTOS, A.; MARTINS, H.; COELHO, H.; LEITÃO, P.; NEVES, R. A circulation model for the European ocean margin. **Applied Mathematical Modelling**. 26, 153-179. 2002.

SHETYE, S.R., GOUVEIA, A.D. On the Role of Geometry of Cross-section in Generating Flood Dominance in Shallow Estuaries. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**. 35, 113-126. 1992.

SHI, J. Z.; LI, C.; DOU, X. Three-dimensional modeling of tidal circulation within the north and south passages of partially-mixed Changjiang River Estuary, China. **Journal of Hydrodynamics**. v. 22, n. 5, p. 656-661. 2010.

SILVA, C. G.; PATCHINEELAM, S. M.; BAPTISTA NETO, J. A.; PONZI, V. R. A. Ambientes de Sedimentação Costeira e Processos Morfodinâmicos Atuantes na Linha de Costa. In: BAPTISTA NETO, J. A.; PONZI, V. R. A.; SICHEL, S. E. **Introdução à Geologia Marinha**. 1 ed. p.175-218. Rio de Janeiro: Interciência, 2004.

SIMIONATO, C. G.; DRAGANI, W.; MECCIA, V.; NUÑEZ, M. A numerical study of barotropic circulation of the Río de la Plata estuary: sensitivity to bathymetry, the Earth's rotation and low frequency wind variability. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**. v. 61, p. 261-273. 2004.

SOUZA, M. P. G. de. **Simulação da dispersão de óleo na Baía do Espírito Santo usando o modelo numérico MOHID-2D**. Monografia de Graduação em Engenharia Ambiental. Vitória, 2010.

SPEER, P. E. & AUBREY, D. G. A Study of Non-Linear Tidal Propagation in Shallow Inlet/Estuarine Systems. Part II: Theory. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**. 21, 207-224. 1985.

STEPHENS, C. V. A Three-dimensional model for tides and salinity in the Bristol Channel. **Continental Shelf Research**. v.6, n. 4, p. 531-560. 1986.

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

TABOADA, J. J.; PREGO, R.; RUIZ-VILLARREAL, M.; GÓMEZ-GESTEIRA, M.; MONTERO, P.; SANTOS, A. P.; PÉREZ-VILLAR, V. Evaluation of the Seasonal Variations in the Residual Circulation in the Ría of Vigo (NW Spain) by Means of a 3D Baroclinic Model. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**. 47, 661-670. 1998.

VALE, C. C. & FERREIRA, R. D. Os manguezais do litoral do Estado do Espírito Santo. Pp. 88-94. In: **Anais** do Simpósio de Ecossistemas da Costa Brasileira. São Paulo. ACIESP, v. I. 1998.

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**. 47, 295-327. 2003.

VAZ, N. & DIAS, J. M. Cross-sectional and Stratification Patterns Induced by Tidal and River Discharge Changes in a Tidal Channel: A Modelling Study. **Journal of Coastal Research**. v. 64, p. 1614-1618. 2011.

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

VAZ, N.; DIAS, J. M.; LEITÃO, P. C.; MARTINS, I. Horizontal patterns of water temperature and salinity in na estuarine tidal channel: Ria de Aveiro. **Ocean Dynamics**. 55, 416-429. 2005.

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

WARNER, J. C.; GEYER, W. R.; LERCZAK, J. A. Numerical modeling of an estuary: a comprehensive skill assessment. **Journal of Geophysical Research**. 110 (C05001). 2005.

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

WU, F.; FALCONER, R. A.; STRUVE, J. Mathematical modeling of tidal currents in mangrove forests. **Elsevier, Environmental Modelling & Software**. 16, 19-29. 2001.

XU, H.; LIN, J.; WANG, D. Numerical study on salinity stratification in the Pamlico River Estuary. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**. v. 80, p. 74-84. 2008.

YANG, Z. & KHANGAONKAR, T. Modeling tidal circulation and stratification in Skagit River estuary using an unstructured grid ocean model. **Ocean Modelling**. v. 28, p. 34-49. 2009.