



Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Centro de Tecnologia e Ciências

Faculdade de Oceanografia

Camila Caroline Guedes Viana

A assimetria da onda de maré na Baía de Guanabara - RJ

Rio de Janeiro

2017

Camila Caroline Guedes Viana

A assimetria da onda de maré na Baía de Guanabara - RJ

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Dinâmica, ciclicidade e modelagem de processos marinhos.

Orientador: Prof. Dr. Alexandre Macedo Fernandes

Rio de Janeiro

2017

CATALOGAÇÃO NA FONTE
UERJ / REDE SIRIUS / BIBLIOTECA CTC/C

V614 Viana, Camila Caroline Guedes.
A assimetria da onda de maré na Baía de Guanabara - RJ/ Camila
Caroline Guedes Viana. – 2017.
141 f. : il.

Orientador: Alexandre Macedo Fernandes.
Dissertação (Oceanografia) – Universidade do Estado do Rio de
Janeiro, Faculdade de Oceanografia.

1. Oceanografia - Estuários - Teses. 2. Hidrodinâmica – Modelagem -
Teses. 3. Maré – Estações - Guanabara, Baía de (RJ) - Teses. 4.
Climatologia – Teses. I. Fernandes, Alexandre Macedo. II. Universidade
do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Oceanografia. III. Título.

CDU: 551.46(815.3)

Bibliotecária Responsável: Priscila Freitas Araujo/ CRB-7: 7322

Autorizo, apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta
dissertação, desde que citada a fonte.

Assinatura

Data

Camila Caroline Guedes Viana

A assimetria da onda de maré na Baía de Guanabara - RJ

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Dinâmica, ciclicidade e modelagem de processos marinhos.

Aprovada em 31 de Agosto de 2017.

Orientador: Prof. Dr. Alexandre Macedo Fernandes
Faculdade de Oceanografia - UERJ

Banca Examinadora:

Prof.^a Dr.^a. Josefa Varela Guerra
Faculdade de Oceanografia - UERJ

Prof.^a Dr.^a. Letícia Cotrim da Cunha
Faculdade de Oceanografia - UERJ

Prof. Dr. Marcos Nicolas Gallo
Universidade Federal do Rio de Janeiro - UFRJ

Prof. Dr. Ramiro Joaquim de Jesus Neves
Universidade de Lisboa

Prof. Dr. Luiz Paulo de Freitas Assad
Universidade Federal do Rio de Janeiro - UFRJ

DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho à minha família, por todo amor, dedicação, preocupação e incentivo em todos os instantes da minha vida.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente à Deus por ser o sustento, e por ter me guiado em todos os momentos. Agradeço a Maria por me carregar nos braços em todos os momentos, por me dar colo quando preciso e por isso ser o meu exemplo.

Aos meus pais e toda a minha família, pelo apoio e carinho nos momentos difíceis. Principalmente, por todo esforço dedicado à minha formação acadêmica, moral e ética, que possibilitaram a existência desse acontecimento.

Ao Fábio (Bim), meu noivo, pelo cuidado, atenção, compreensão nos momentos de ausência e principalmente pelo incentivo em todos os instantes, sempre um porto seguro. Sem você, tudo seria mais difícil. E à sua família pelo carinho e incentivo.

A todos os meus amigos, que mesmo à distância souberam apoiar e compreender os momentos de ausência. Àquelas, que dividiram a mesma casa, talvez até as mesmas tristezas e alegrias, e souberam ser pilar de sustentação.

Ao Prof. Alexandre Fernandes, pela orientação, paciência, disponibilidade e contribuição à minha formação.

A todos da equipe MARETEC, em especial ao Ramiro Neves, pela disponibilidade em colaborar com a execução do trabalho.

A todos do LABOFIS, sempre dispostos à auxiliar, agradeço pelo aprendizado.

À CAPES pelo apoio financeiro.

Por fim, agradeço a todos aqueles que se fizeram presentes em minha vida e influenciaram no meu crescimento pessoal e profissional.

Não junteis tesouros aqui na terra, onde a traça e a ferrugem destroem, e os ladrões assaltam e roubam. Ao contrário, juntai para vós tesouros no céu, onde nem a traça e a ferrugem destroem, nem os ladrões assaltam e roubam. Porque, onde está o teu tesouro, aí estará também o teu coração. O olho é a lâmpada do corpo. Se o teu olho é sadio, todo o teu corpo ficará iluminado. Se o teu olho está doente, todo o corpo ficará na escuridão. Ora, se a luz que existe em ti é escuridão, como será grande a escuridão.

Mateus 6, 19-23

RESUMO

VIANA, Camila Caroline Guedes. **A assimetria da onda de maré na Baía de Guanabara – RJ**. 2017. 141 f. Dissertação (Mestrado em Oceanografia) – Faculdade de Oceanografia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2017.

A Baía de Guanabara, localizada no Rio de Janeiro, é considerada a mais proeminente baía costeira do país. Medidas realizadas por marégrafos localizados em seu interior permitiram caracterizá-la como enchente dominante, o que diz respeito ao caráter assimétrico da onda de maré. Utilizou-se um modelo hidrodinâmico de volumes finitos (MOHID), que permitiu verificar e caracterizar a assimetria da onda em todos os pontos de grade e avaliar a importância dos termos não lineares geradores de assimetria, termos não lineares da equação da continuidade, advectivo horizontal e difusivo vertical. O modelo, forçado com maré, representou a elevação da superfície livre e corrente de forma satisfatória. Para todas as constituintes analisadas tanto a partir dos dados quanto dos experimentos numéricos foi observado que, na entrada da BG, as linhas de fase atingem primeiro a margem leste, sendo a constituinte M4 o principal harmônico de águas rasas indicador dessa assimetria. A onda de maré propaga-se com orientação preferencial do canal de navegação, cujas maiores amplitudes são observadas na porção interior leste da BG para todas as constituintes semidiurnas, diurnas e M4. O grau de assimetria aumenta em sentido ao interior da Baía variando de, aproximadamente, 0,1 até 0,3 conforme observado através dos dados e, satisfatoriamente, reproduzido na simulação numérica (experimento controle). A assimetria é verificada em momentos de quadratura e sizígia em ambas as margens porém, em sizígia, a diferença entre os tempos de enchente e vazante é maior. Os resultados apontam, portanto, a dominância dos termos não lineares da continuidade, na estação de entrada, e a fricção vertical, nas demais estações interiores.

Palavras-chave: Baía de Guanabara; modelagem hidrodinâmica; assimetria da onda de maré; termos não lineares.

ABSTRACT

VIANA, Camila Caroline Guedes. **Tidal asymmetry in Guanabara Bay - RJ**. 2017. 141 f. Dissertação (Mestrado em Oceanografia) – Faculdade de Oceanografia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2017.

The Guanabara Bay, located in Rio de Janeiro, is considered the most prominent coastal bay in the country. Measurements by tidal gauges allowed to characterize it as a flood dominant estuary, which concerns the asymmetric character of the tidal wave. A finite volume hydrodynamic model (MOHID) was used to verify and characterize the asymmetric tidal field in all grid points and to evaluate the importance of nonlinear mechanisms, nonlinear terms of the continuity equation, horizontal advection and vertical diffusion. The model, forced with tide, reproduced the observed tidal elevations and currents successfully. For all analyzed constituents from both, data and the numerical experiments, it was observed that, at the entrance of the BG, the phase lines reach first the eastern margin, being the M4 constituent the main harmonic of shallow water indicator of this asymmetry. The tidal wave propagates with preferential orientation of the navigation channel, whose larger amplitudes are observed in the eastern portion of the BG for all semidiurnal, diurnal and M4 constituents. The asymmetry degree increases inside the BG varying from approximately 0.1 to 0.3 as observed through the data and, satisfactorily, reproduced in the numerical simulation (control experiment). The asymmetry is verified of spring and neap tides conditions in both margins, but when spring tides occur, the difference between the flood and ebb times is greater. The results indicate, therefore, the dominance of the nonlinear terms of the continuity, at the entrance station, and the vertical friction, in the other stations.

Keywords: Guanabara Bay; hydrodynamic modeling; tidal asymmetry; nonlinear terms.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 –	Onda Progressiva	20
Figura 2 –	Onda Estacionária	20
Figura 3 –	Localização da região de interesse, no Estado do Rio de Janeiro. Bem como o destaque do mapa batimétrico da Baía de Guanabara	26
Figura 4 –	Normais Climatológicas da estação do Rio de Janeiro para o período entre 1961 e 1990	28
Figura 5 –	Bacia de drenagem da Baía de Guanabara, e principais rios	29
Figura 6 –	Grade interpolada	38
Figura 7 –	Grade com imposição do FES2012	40
Figura 8 –	Indicação dos pontos utilizados no forçamento do modelo	42
Figura 9 –	Mapa de localização dos marégrafos e o fundeio	44
Figura 10 –	Energia Cinética do modelo	54
Figura 11 –	Comparação da elevação do nível do mar entre os resultados do MOHID e os dados	55
Figura 12 –	Comparação da elevação do nível do mar entre os resultados do MOHID e os dados	56
Figura 13 –	Histograma de resíduos	60
Figura 14 –	Histograma de resíduos	61
Figura 15 –	Histograma de resíduos	62
Figura 16 –	Comparação das velocidades de corrente de maré entre o MOHID e os dados	62
Figura 17 –	Campo de elevação da superfície livre e corrente	66
Figura 18 –	Campo de elevação da superfície livre e corrente	67
Figura 19 –	Campo de elevação da superfície livre e corrente	68
Figura 20 –	Campo de elevação da superfície livre e corrente	69
Figura 21 –	Mapa de isolinhas de amplitude para constituinte M2	71
Figura 22 –	Mapa de isolinhas de fase para constituinte M2	72
Figura 23 –	Mapa de isolinhas de amplitude para constituinte S2	73
Figura 24 –	Mapa de isolinhas de fase para constituinte S2	74
Figura 25 –	Mapa de isolinhas de amplitude para constituinte O1	75
Figura 26 –	Mapa de isolinhas de fase para constituinte O1	76

Figura 27 –	Mapa de isolinhas de amplitude para constituinte M2	77
Figura 28 –	Mapa de isolinhas de fase para constituinte M2	78
Figura 29 –	Linhas cotidais (de mesma fase) da componente M2 no Oceano Atlântico Sul	79
Figura 30 –	Série temporal de elevação da superfície livre	82
Figura 31 –	Série temporal de elevação da superfície livre	83
Figura 32 –	Amplitude das constituintes ao longo da baía	85
Figura 33 –	Amplificação das constituintes em direção ao interior da baía	87
Figura 34 –	Razão entre a amplitude das constituintes M4 e M2 para cada estação em direção ao interior da baía	89
Figura 35 –	Fase relativa ($2M_2 - M_4$) para cada estação em direção ao interior da BG.....	91
Figura 36 –	Curvas de elevação da superfície livre para diferentes graus de assimetria	92
Figura 37 –	Mapa de razão de amplitude	93
Figura 38 –	Mapa de fase relativa	94
Figura 39 –	Série temporal de elevação da superfície livre	97
Figura 40 –	Série temporal de elevação da superfície livre	98
Figura 41 –	Amplitude das constituintes ao longo da baía	99
Figura 42 –	Amplificação das constituintes em direção ao interior da baía	100
Figura 43 –	Razão entre a amplitude das constituintes M4 e M2 para cada estação em direção ao interior da baía	101
Figura 44 –	Fase relativa ($2M_2 - M_4$) para cada estação em direção ao interior da BG.....	102
Figura 45 –	Série temporal de elevação da superfície livre	106
Figura 46 –	Série temporal de elevação da superfície livre	107
Figura 47 –	Amplitude das constituintes ao longo da baía	109
Figura 48 –	Amplificação das constituintes em direção ao interior da baía	110
Figura 49 –	Razão entre a amplitude das constituintes M4 e M2 para cada estação em direção ao interior da baía	112
Figura 50 –	Fase relativa ($2M_2 - M_4$) para cada estação em direção ao interior da BG.....	113
Figura 51 –	Comparação da elevação do nível do mar entre os resultados do	

	MOHID e os dados	130
Figura 52 –	Comparação da elevação do nível do mar entre os resultados do MOHID e os dados	130
Figura 53 –	Comparação da elevação do nível do mar entre os resultados do MOHID e os dados	131
Figura 54 –	Comparação da elevação do nível do mar entre os resultados do MOHID e os dados	131
Figura 55 –	Comparação da elevação do nível do mar entre os resultados do MOHID e os dados	132
Figura 56 –	Comparação da elevação do nível do mar entre os resultados do MOHID e os dados	132
Figura 57 –	Comparação da elevação do nível do mar entre os resultados do MOHID e os dados	133
Figura 58 –	Comparação da elevação do nível do mar entre os resultados do MOHID e os dados	133
Figura 59 –	Comparação da elevação do nível do mar entre os resultados do MOHID e os dados	134
Figura 60 –	Comparação da elevação do nível do mar entre os resultados do MOHID e os dados	134
Figura 61 –	Comparação da elevação do nível do mar entre os resultados do MOHID e os dados	135
Figura 62 –	Comparação da elevação do nível do mar entre os resultados do MOHID e os dados	135
Figura 63 –	Comparação da elevação do nível do mar entre os resultados do MOHID e os dados	136
Figura 64 –	Comparação da elevação do nível do mar entre os resultados do MOHID e os dados	136
Figura 65 –	Comparação da elevação do nível do mar entre os resultados do MOHID e os dados	137
Figura 66 –	Campo de elevação da superfície livre e corrente	138
Figura 67 –	Campo de elevação da superfície livre e corrente	139
Figura 68 –	Campo de elevação da superfície livre e corrente	140
Figura 69 –	Campo de elevação da superfície livre e corrente	141

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 -	Exemplos de constituintes de águas rasas	21
Tabela 2 -	Amplitude e fase das constantes harmônicas impostas na fronteira sul do domínio	41
Tabela 3 -	Localização das estações de coleta de dados utilizadas para a validação do Modelo	45
Tabela 4 -	Componentes calculadas para a Fortaleza de Santa Cruz	51
Tabela 5 -	Amplitude da constituinte M4 para estações imediatamente exteriores e interiores à BG	53
Tabela 6	Medidas estatísticas para comparação entre os resultados do MOHID e os dados para as estações maregráficas	57
Tabela 7	Medidas estatísticas aferição da concordância entre os resultados do MOHID e os dados	58
Tabela 8	Índices estatísticos para validação de velocidade verticalmente integrada. Dados com decomposição da velocidade	64
Tabela 9	Diferença percentual entra a amplitude da componente M4 dos exp. controle e sem advecção horizontal	104
Tabela 10	Diferença percentual entra a amplitude da componente M4 dos exp. controle e o com rugosidade 0,0001m	114

SUMÁRIO

	INTRODUÇÃO	14
1	OBJETIVOS	17
2	REFERENCIAL TEÓRICO	18
2.1	Definições e Classificações de Estuários	18
2.2	Assimetria da onda de maré em estuários	19
2.2.1	<u>Teoria da geração das constituintes de águas rasas</u>	19
3	ÁREA DE ESTUDOS	25
3.1	Características Gerais	25
3.2	Climatologia	26
3.3	Bacia de Drenagem	29
3.4	Temperatura e Salinidade	30
3.5	Hidrodinâmica	31
4	METODOLOGIA	34
4.1	Descrição do Modelo	34
4.2	Formulações	35
4.3	Domínio do modelo	36
4.4	Condições Iniciais e de Contorno	39
4.5	Forçamento	39
4.5.1	<u>Maré</u>	39
4.6	Configuração dos Experimentos	43
4.7	Avaliação do Modelo	43
4.7.1	<u>Estações Maregráficas</u>	45
4.7.2	<u>Estação Correntométrica</u>	46
4.8	Metodologia Estatística	47
4.8.1	<u>Teste de Normalidade dos dados</u>	48
4.8.2	<u>Regressão Linear Simples</u>	48
4.8.3	<u>Coefficiente de Correlação Linear de Pearson (r)</u>	49
4.8.4	<u>Grau de adequação do ajustamento (r^2)</u>	49
4.8.5	<u>Histograma de Resíduos</u>	50
5	RESULTADOS E DISCUSSÃO	51

5.1	Análise de Dados de Previsão da Maré	51
5.2	Experimento Controle	53
5.2.1	<u>Energia Cinética</u>	54
5.2.2	<u>Avaliação do Modelo</u>	54
5.2.2.1	<i>Elevação</i>	55
5.2.2.2	<i>Estação Correntométrica</i>	62
5.2.3	<u>Campos de velocidade da corrente e elevação da superfície do mar</u>	65
5.2.3.1	<i>Sizígia</i>	65
5.2.4	<u>Proposição da mapas de isolinhas de amplitude e fase</u>	71
5.2.5	<u>Assimetria da amplitude de maré</u>	80
5.3	Experimento Controle mdificando os termos da equação do movimento	95
5.3.1	<u>Advecção Horizontal</u>	95
5.3.2	<u>Difusão Vertical</u>	105
5.3.2.1	<i>Rugosidade de fundo 0,0001m</i>	105
5.4	Considerações gerais	115
	CONCLUSÕES	119
	REFERÊNCIAS	122
	ANEXO A - Comparação das séries temporais de elevação da superfície livre	130
	ANEXO B - Mapa de elevação da superfície livre e vetor velocidade para o experimento controle em quadratura	138

INTRODUÇÃO

Os estuários, segundo Miranda *et al.* (2002) são ambientes altamente produtivos, biologicamente, quando comparados aos rios e oceanos adjacentes, uma vez que são ambientes de transição entre o continente e o oceano e, portanto, possuem altas concentrações de nutrientes que estimulam a produção primária.

Contudo, são também vulneráveis em função de estarem na localidade de foz dos rios, conseqüentemente, regiões de elevada concentração populacional. As causas para vulnerabilidade decorrem das ações humanas de degradação do meio ambiente, como descarga de esgoto doméstico e industrial (MIRANDA *op. cit.*), além de atividades de recreação, instalação de estruturas portuárias, intenso tráfego de embarcações de médio e grande porte.

A Baía de Guanabara (BG) se insere nesse contexto, visto que é uma região de alto nível de degradação ambiental. Situada no estado do Rio de Janeiro é considerada a mais proeminente baía costeira do país. Localiza-se na segunda maior área urbana e abriga em seu entorno a maior concentração populacional da região costeira do Brasil, ultrapassando 9 milhões de habitantes, considerando somente os sete municípios de fronteira – Rio de Janeiro, Duque de Caxias, Magé, Guapimirim, Itaboraí, São Gonçalo e Niterói (IBGE, 2010; KJERFVE, 1997).

Esta região é, também, caracterizada como uma das mais industrializadas do país, por possuir estaleiros, portos, marinas, aeroportos, refinarias de petróleo, além de terminais de carga e descarga de matérias oleosas, ao seu entorno. Entretanto, como é sabido, essas atividades trazem diversos prejuízos como a eutrofização das águas e altas concentrações de poluentes (metais pesados e hidrocarbonetos) em seus sedimentos (CARREIRA *et al.*, 2002; CARREIRA *et al.*, 2004; RIBEIRO; KJERFVE, 2002).

Pelas razões supracitadas, a circulação das águas na BG é objeto de diversos estudos que visam, sobretudo, dar suporte técnico e científico às ações de gestão ambiental em seu interior (BERGAMO, 2006; KJERFVE, 1997; MALTA, 2005; SAMPAIO, 2003; VILELA, 1992).

A hidrodinâmica nestes sistemas estuarinos é controlada por diferentes forçantes. Podem eles ser hidrológicos, oceanográficos, meteorológicos e climatológicos (PRANDLE, 1991; GEYER, 1997; DYER, 1997; MIRANDA *et al.*, 2002). A BG é dominada pelo regime de marés, devido à alta energia das componentes semidiurnas (SAMPAIO, 2003). Para

compreensão da dinâmica de tal baía é essencial que sejam conhecidos todos os aspectos relacionados aos seus agentes forçadores, principalmente, àqueles com alto grau de dominância.

A maré é, portanto, o principal forçante para a circulação na BG, e conseqüentemente para a renovação das águas em seu interior. Filippo (1997) avaliou a relação entre a variância da amplitude das componentes harmônicas e a variância de uma série de maré observada e determinou que 81% da variação da maré é influenciada pelas constantes harmônicas e o restante por parâmetros locais, tal como o vento. Esta constatação é corroborada por Sampaio (2003), ao afirmar que a dinâmica da BG é essencialmente dominada pela forçante de maré, muito embora seu sistema estuarino esteja situado em região de micromaré.

Visto isso, cabe ressaltar que a maré na BG é mista com predominância semidiurna e desigualdades diurnas, cujo número de forma médio possui valor 0,33 (KJERFVE *et al.*, 1997). As principais componentes harmônicas são a M2 (principal semidiurna lunar), K2 (semidiurna lunissolar declinacional), S2 (principal semidiurna solar), O1 (principal diurna lunar) e K1 (diurna lunissolar declinacional). Já a componente M4, componente de águas rasas, deve ser destacada, pois reflete as características fisiográficas locais (FILIPPO, 1997).

A componente M4 é a primeira *overtide*, ou seja, é o segundo harmônico da M2, não sendo, portanto, uma constituinte astronômica, mas sim uma componente de águas rasas resultante de efeitos não lineares devido aos termos advectivo e/ou de fricção com o fundo, além daqueles da equação da continuidade (PARKER, 2007). No caso da Baía de Guanabara, não se sabe qual a importância relativa desses efeitos na geração da constituinte M4.

A influência da componente M4, responsável pela assimetria da maré é potencialmente importante para a determinação da propagação da onda de maré no interior da BG assim como do tempo de renovação das águas, visto que os processos não-lineares de águas rasas que afetam a maré também afetam as correntes de maré, e em muitas situações esses efeitos são vistos de forma mais expressiva na corrente de maré. Conseqüentemente, será importante no transporte de sedimentos, poluentes e de lixo flutuante (PARKER, 2007).

Deste modo, a utilização de modelos numéricos apresenta-se como uma abordagem conveniente para compreensão hidrodinâmica desses sistemas, bem como para entendimento da magnitude de cada forçante no ambiente em estudo. Para tal, é fundamental que tais modelos sejam sistematicamente calibrados e validados a partir de dados.

Posto isso, convém salientar que o conhecimento da dinâmica das águas em um determinado ambiente marinho costeiro é de fundamental importância para o manejo de estruturas urbanas e compreensão da dispersão de poluentes, da renovação e qualidade das

águas, atividades operacionais de navios, portos e embarcações em geral. Esse conhecimento subsidia o planejamento costeiro, além de medidas de gestão e emergência que visem minimizar o impacto ambiental e sócio-econômico sobre o ambiente em questão. Nesse sentido, cabe também destacar que modelos numéricos são ferramentas de suporte indispensáveis à tomada de decisão.

1 OBJETIVOS

Este trabalho busca contribuir para a compreensão do processo de propagação da onda de maré a partir de um maior detalhamento espacial do mesmo e para a compreensão das causas e efeitos da assimetria da maré na Baía de Guanabara. Para tal, o presente estudo realiza uma modelagem numérica de alta resolução que poderá ser aprimorada com a implementação dos demais agentes forçantes da dinâmica local gerando um modelo diagnóstico com maior grau de realismo que possa, posteriormente, ser utilizado como ferramenta operacional de gestão.

Para conclusão de tais, são propostos os seguintes objetivos específicos:

- a) avaliar as características da onda de maré ao longo de ambas as margens da BG a partir de uma análise das principais constituintes harmônicas;
- b) avaliar espacialmente a propagação da onda e compreender a influência da constituinte de águas rasas (M4) na assimetria da onda de maré na BG;
- c) compreender os mecanismos geradores de assimetria de maré avaliando os efeitos dos termos não lineares, fazendo uso do modelo numérico;

2 REFERENCIAL TEÓRICO

Nesta seção serão expostos diversos aspectos teóricos a fim de contextualizar os processos físicos que são objeto deste estudo bem como justificar as premissas e aproximações utilizadas na sua execução

2.1 Definições e Classificações de Estuários

Estuários são definidos como corpos de água costeiros semifechados onde ocorre a mistura de águas provenientes de drenagem continental com águas marinhas, Cameron & Pritchard (1963) *apud* Perillo (1995), sendo a definição mais regularmente adotada. Contudo, cabe destacar que a definição de estuários como um corpo de água onde há mistura mensurável de águas do mar e dos rios, onde aquela é diluída, é a primeira baseada em fatores dinâmicos (KETCHUM, 1951, *apud* PERILLO, 1995).

Todavia, Stommel (1951) foi o primeiro autor a considerar movimentos e processos de mistura em estuários como sendo causados por processos tais como maré, descarga fluvial e ventos, ou seja, processos oceanográficos, hidrológicos e meteorológicos.

Entretanto, atualmente, existem diversas definições que ponderam sobre inúmeros parâmetros, aquelas que destacam características de regimes de marés (DAVIES, 1964 *apud* DYER, 1997; NICHOLS & BIGGS, 1985), fisiografia (PRITCHARD, 1952), classificação evolucionária (DALRYMPLE *et al.*, 1992 *apud* PERILLO, 1995), estrutura vertical de salinidade (PRITCHARD, 1955 *apud* DYER, 1997; CAMERON & PRITCHARD, 1963 *apud* DYER, 1997), e ainda as que se utilizam de diagramas de estratificação-circulação (IPPEN & HARLEMAN, 1961; HANSEN & RATTRAY, 1966; PRANDLE, 1985; SCOTT, 1993).

Por fim, Dyer (1997) aponta a definição: “estuário é um corpo de água costeiro semifechado com livre conexão com o oceano aberto, estendendo-se rio acima até o limite da influência da maré, sendo que em seu interior a água do mar é imensuravelmente diluída pela água doce originada da drenagem continental”, como a mais satisfatória.

Isto posto, e baseado nos parâmetros supracitados, cabe destacar que neste presente trabalho a BG será classificada com base em Amador (1997) como um estuário originado por afogamento marinho de uma bacia fluvial pleistocênica complexa, condicionada por

compartimentos estruturais, portanto é uma combinação entre vales de rios afogados e estuário de origem tectônica. Quanto à estrutura vertical de salinidade, esta possui setores classificados como estuários com cunha salina e outros como estuário de águas parcialmente misturadas, que se modificam espacial e temporalmente, tendo a circulação direcionada pelas correntes de marés, sendo portanto, classificado como estuário dominado por marés.

2.2 Assimetria da onda de maré em estuários

2.2.1 Teoria da geração das constituintes de águas rasas

Os oceanos são as únicas regiões com tamanho suficiente para desenvolvimento da onda de maré pelas forças geradoras. Regiões de menores profundidades, tal como plataformas e estuários, apresentarão a hidrodinâmica local como principal fator responsável pela propagação da onda. Esta controlará a amplitude da onda de maré, os momentos de preamar e baixamar, o grau de influência do sinal diurno em relação ao semidiurno, além da intensidade da corrente de maré (PARKER, 2007; NIDZIEKO, 2010).

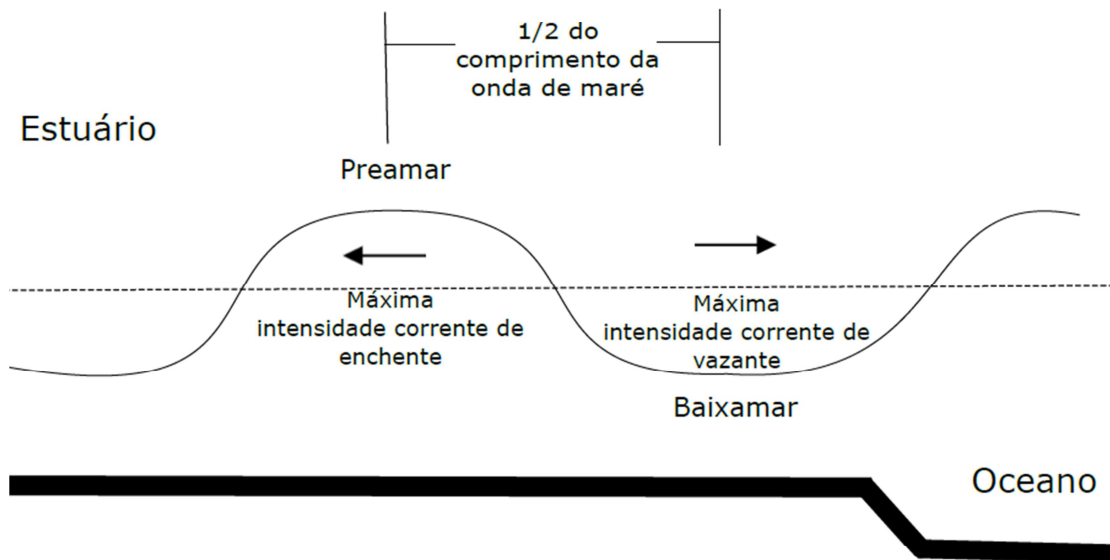
A hidrodinâmica, similarmente, é responsável pela transferência da energia da maré, em águas rasas, para frequências diferentes daquelas oriundas de processos astronômicos gerando as *overtides*, ocorrentes por mecanismos não lineares, denominadas constituintes de águas rasas (DRONKERS, 1986; UNCLES, 1981; SPEER & AUBREY, 1985; PARKER, 2007).

Quando a onda de maré adentra um estuário, ou outro corpo d'água raso, ela sofre diversas modificações, dentre elas pode-se apontar amplificação, modulação, distorção e redução de velocidade. Prontamente a mesma se remodelará, classificando-se entre uma onda progressiva e estacionária (PARKER, 2007).

Ondas progressivas (fig. 1) se propagam estuário acima, ou seja, não sofrem reflexão para a região de entrada. Nestas, as preamares ocorrem concomitantemente às maiores intensidades de enchente, e as baixa-mares às vazantes máximas (PARKER, 2007).

Ondas estacionárias (fig. 2) se propagam estuário acima até o ponto onde serão refletidas, isto é, a onda observada é a superposição das duas ondas. Esta é marcada por baixa-mares e preamares com velocidades mínimas, e maiores amplitudes na porção mais interna do estuário (PARKER, 2007).

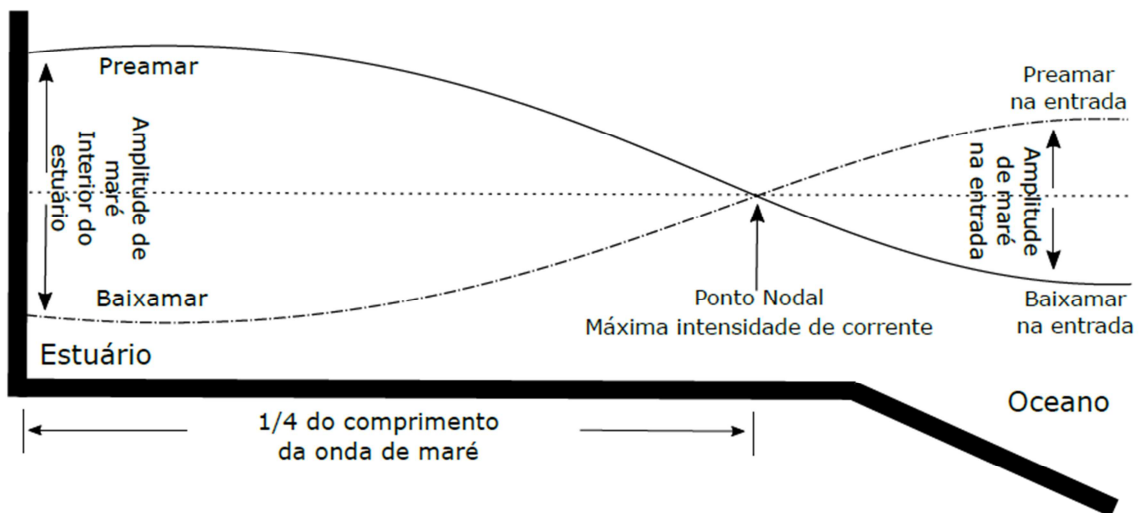
Figura 1 - Onda Progressiva



Legenda: Esquema representativo de uma onda perfeitamente progressiva, em um ambiente idealizado sem atrito.

Fonte: Modificado de Parker (2007).

Figura 2 - Onda Estacionária



Legenda: Esquema representativo de uma onda perfeitamente estacionária, em um ambiente idealizado sem atrito.

Fonte: Modificado de Parker (2007).

Todavia, as ondas não poderão ser classificadas como totalmente progressivas ou estacionárias, devido ao efeito da fricção de fundo. Este efeito será responsável pela redução da amplitude da onda de maré e, conseqüentemente, a onda refletida terá menor amplitude que a onda de entrada no estuário, principalmente próximo à “boca” do mesmo.

Juntamente à variação de amplitude de maré ao longo do estuário, pode-se verificar, da mesma forma, variações laterais em estuários, que possuem largura suficiente, devido ao efeito de Coriolis (PARKER, 2007).

Prosseguindo com os efeitos de águas rasas, cabe salientar que as ondas de maré podem ser deformadas, tornando-se assimétricas, isto é, não apresentarão enchentes e vazantes, e preamares e baixa-mares com durações iguais. À vista disso, não poderão ser representadas por curvas senoidais (NIDZIEKO, 2010; SPEER & AUBREY, 1985).

A onda de maré se distorce devido a diversos processos não lineares, associados a termos nas equações do movimento e da continuidade. Cada mecanismo, matematicamente representado por esses termos, pode gerar distorções simétricas (distorcem a onda da mesma forma durante de todo o ciclo) ou assimétricas (afetam metade do ciclo das marés de forma diferente da outra metade) (NIDZIEKO, 2010; BOON & BYRNE, 1981). A forma como a onda de maré ou a corrente de maré é distorcida pelos efeitos não-lineares depende da hidrodinâmica do corpo d'água em particular. Existe uma correlação entre a forma da curva e as amplitudes e fases da *overtide* em relação às constituintes semidiurnas (NIDZIEKO, 2010; BOON & BYRNE, 1981; WANG, 1999, PARKER, 2007).

A tabela 1 apresenta alguns exemplos de constituintes de águas rasas, bem como o efeito, simétrico ou assimétrico associado. Para maior detalhamento no que diz respeito às constituintes harmônicas de maré, águas rasas e meteorológicas, consultar Parker (2007) páginas 334 a 343.

Tabela 1 - Exemplos de constituintes de águas rasas

Constituinte	Origem da Constituinte	Mecanismo não-linear	Período (horas)
2PO ₁	Águas rasas	Simetria	22.53455
2NS ₂	Águas rasas	Simetria	13.3931
O ₂	Águas rasas	Assimetria	12.9097
MN ₄	Águas rasas	Assimetria	6.2692
M ₄	Águas rasas	Assimetria	6.2103
S ₄	Águas rasas	Assimetria	6.0000
M ₆	Águas rasas	Simetria	4.1402
S ₆	Águas rasas	Simetria	4.0000

Fonte: Modificado de Parker, 2007.

Destacando a constituinte M4, verifica-se o efeito assimétrico, ou seja, os efeitos na metade do ciclo de maré serão diferentes daqueles na outra metade. A relação de amplitude ($M4/M2$), e a diferença de fase (definida como $2*M_2^\circ - M_4^\circ$) apontam o grau de assimetria e o sentido da mesma (assimetria positiva ou negativa), respectivamente. Conjuntamente, estes indicam a diferença entre os tempos de enchente e vazante, assim como a intensidade das correntes, além da redução da amplitude de preamar ou baixamar, com extremos provocando preamares ou baixa-mares duplas (BOON & BYRNE, 1981; FRIEDRICHS & AUBREY, 1988; AUBREY & SPEER, 1985; SPEER & AUBREY, 1985; WANG, 1999).

Razões de amplitude próximas a 0,5, podem originar extremos quando as diferenças de fase ocorrem próximo à 0° e 180° , apontando baixamares e preamares duplas, nesta ordem. Diferenças de fase próximo à 90° e 270° , indicam assimetria positiva e negativa, respectivamente (SPEER, 1984; PARKER, 2007).

A assimetria positiva indica que a vazante apresenta maior duração, provocando enchentes como maiores intensidades de corrente, por isso denominado enchente dominante. A assimetria negativa aponta o contrário, estuários com dominância de vazante, isto é, correntes de maior intensidade na vazante (SPEER, 1984; SPEER & AUBREY, 1985; PARKER, 2007; WANG, 1999)

Em relação à constituinte M6, a razão de amplitude e diferença de fase também são calculados ($M6/M2$; $3*M_2^\circ - M_6$, nesta ordem), a fim de apontar o achatamento de baixamares e preamares. Esta constituinte, diferencia-se da M4 por gerar distorções simétricas na onda de maré, isto é, afeta da mesma forma as estofas de enchente e vazante (PARKER, 2007, WANG, 1999). No entanto se a M6 estiver presente haverá sempre uma M4, assim a M6 nunca atuaria exclusivamente em M2. Logo, muitas deformações ocorrem da combinação do efeito de ambos, M4 e M6 (PARKER, 2007).

A geração das constituintes de águas rasas responsáveis pela assimetria é ocasionada pelo termo inercial na equação de momentum, o termo de fricção e o termo não-linear na equação de continuidade. As *overtides* são geradas pelos termos ($\partial(\eta)/\partial x$; $u\partial u/\partial x$; $\eta|u|$), porque a máxima velocidade de propagação da onda e a mínima atenuação ocorrem na crista da onda, e o oposto na cava, gerando uma distorção assimétrica. Os mecanismos físicos associados a esses termos matemáticos são descritos adiante, bem como as equações.

As equações da continuidade e quantidade de movimento, bidimensional (2DH):

$$x: \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} + fv + \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yx}}{\partial y} \right) - \frac{1}{h+\eta} c_f u |u| \quad (1)$$

$$y: \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} = -g \frac{\partial \eta}{\partial y} - fu + \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial \tau_{xy}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yy}}{\partial y} \right) - \frac{1}{h+\eta} c_f v |v| \quad (2)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + h \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial(\eta u)}{\partial x} + \frac{\partial(\eta v)}{\partial y} = 0 \quad (3)$$

Onde:

$u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y}$ e $u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y}$: termos advectivos na equação do movimento ;

$\frac{1}{h+\eta} cf u|u|$ e $\frac{1}{h+\eta} cf v|v|$: termo friccional na equação do movimento;

$\frac{\partial(\eta u)}{\partial x}$ e $\frac{\partial(\eta v)}{\partial y}$: termos não lineares na equação da continuidade;

A velocidade de propagação da onda de maré é proporcional à profundidade ($c = \sqrt{gh}$), logo, esta velocidade será constante somente se a profundidade for muito maior que a elevação da superfície livre ($\eta \ll h$). Em ambiente de águas rasas, onde η/h não é insignificamente pequeno, η afetará a profundidade total e assim a crista da onda viajará mais rapidamente que a cava. Portanto, a crista da onda chega mais rapidamente que em águas profundas, e vê-se uma enchente mais rápida, e uma vazante mais lenta. O resultado será uma onda distorcida do senoide. Este mecanismo representa o efeito assimétrico do termo não linear da equação da continuidade ($\partial(\eta u)/\partial x$) (ALLEN *et al.* 1980; NIDZIEKO, 2010; SPEER & AUBREY, 1985; PARKER, 2007).

A amplitude da corrente de maré é representada por: $u=(\eta/h)c$, ignorando o atrito. Novamente, quando a razão η/h não é insignificante, u não pode ser negligenciado quando comparado a c , logo a velocidade de propagação da onda na crista será $u+c$, e na cava $u-c$. Este mecanismo representa o efeito assimétrico de termo inercial de advecção horizontal da equação de momentum ($u\partial u/\partial x$), resultando, novamente, em uma onda distorcida. A importância deste efeito inercial na distorção da elevação da onda de maré é reduzida pelo atrito de fundo, redução da largura do canal e reflexão da onda (NIDZIEKO, 2010; SPEER & AUBREY, 1985; PARKER, 2007). Entretanto, nas equações bidimensionais do movimento, os termos inerciais de advecção horizontal podem ter um efeito substancialmente mais relevante sobre as correntes de maré do que sobre o padrão da onda.

Conforme descrito em Parker (2007), assumindo-se que o termo friccional vertical exibido acima pode ser expandido em uma série de potências, que η/h não é insignificante, e

negligenciando termos de alta ordem como η/h^2 na expansão, é possível separar o termo de atrito em dois termos: $\frac{1}{h}c_f u|u|$ e $-\frac{1}{h^2}\eta c_f u|u|$.

O segundo termo é análogo ao termo não linear da equação da continuidade e corresponde à perda friccional de momento por unidade de volume de um fluido ($\eta u|u|$) sendo menor em maiores profundidades. Logo a crista terá maior velocidade de propagação em relação ao cavado, indicando o caráter assimétrico (ALLEN *et al.* 1980; NIDZIEKO, 2010; SPEER & AUBREY, 1985; PARKER, 2007; POSTMA, 1967). O primeiro termo de fricção de fundo ($u|u|$) é responsável por um efeito simétrico, pois gera atenuação análoga tanto na enchente quanto na vazante (PARKER, 2007). Entretanto, na presença de descarga fluvial, a velocidade desta se soma à velocidade da vazante e, neste caso, a atenuação será diferenciada da enchente tornando o termo em questão assimétrico (NIDZIEKO, 2010; PARKER, 2007; GALLO & VINZON, 2005).

Como já mencionado, os processos não lineares de águas rasas que afetam a maré também afetam as correntes e, em muitas situações, esses efeitos de águas rasas são ainda mais dramáticos. Quando se consideram correntes de maré distorcidas, normalmente se fala de dominância de enchente ou de vazante. A corrente de maré assimétrica pode ter: uma enchente mais curta com velocidades mais altas e uma vazante mais longa com menores velocidades (dominância de enchente); uma vazante mais curta com velocidades mais altas e uma enchente mais longa com menores velocidades (dominância do vazante) (BOON & BYRNE, 1981; FRIEDRICHS & AUBREY, 1988; AUBREY & SPEER, 1985; SPEER & AUBREY, 1985; WANG, 1999).

Por fim, cabe salientar também que, no que diz respeito à estabilidade dos canais, a compreensão da assimetria da onda de maré em uma baía é de elevada importância, visto que esta possui influência direta no transporte e acumulação de poluentes e sedimentos. Estuários dominados por enchente tendem a importar sedimentos, enquanto aqueles dominados por vazante tendem a exportar. Por consequência, estuários dominados por enchente podem apresentar elevado acúmulo de sedimento, a longo prazo, e por conseguinte configurações mais instáveis, quando comparados aos dominados por vazante (FRIEDRICHS & AUBREY, 1988; SPEER, 1984; DRONKERS, 1986; WANG, 1999).

3 ÁREA DE ESTUDOS

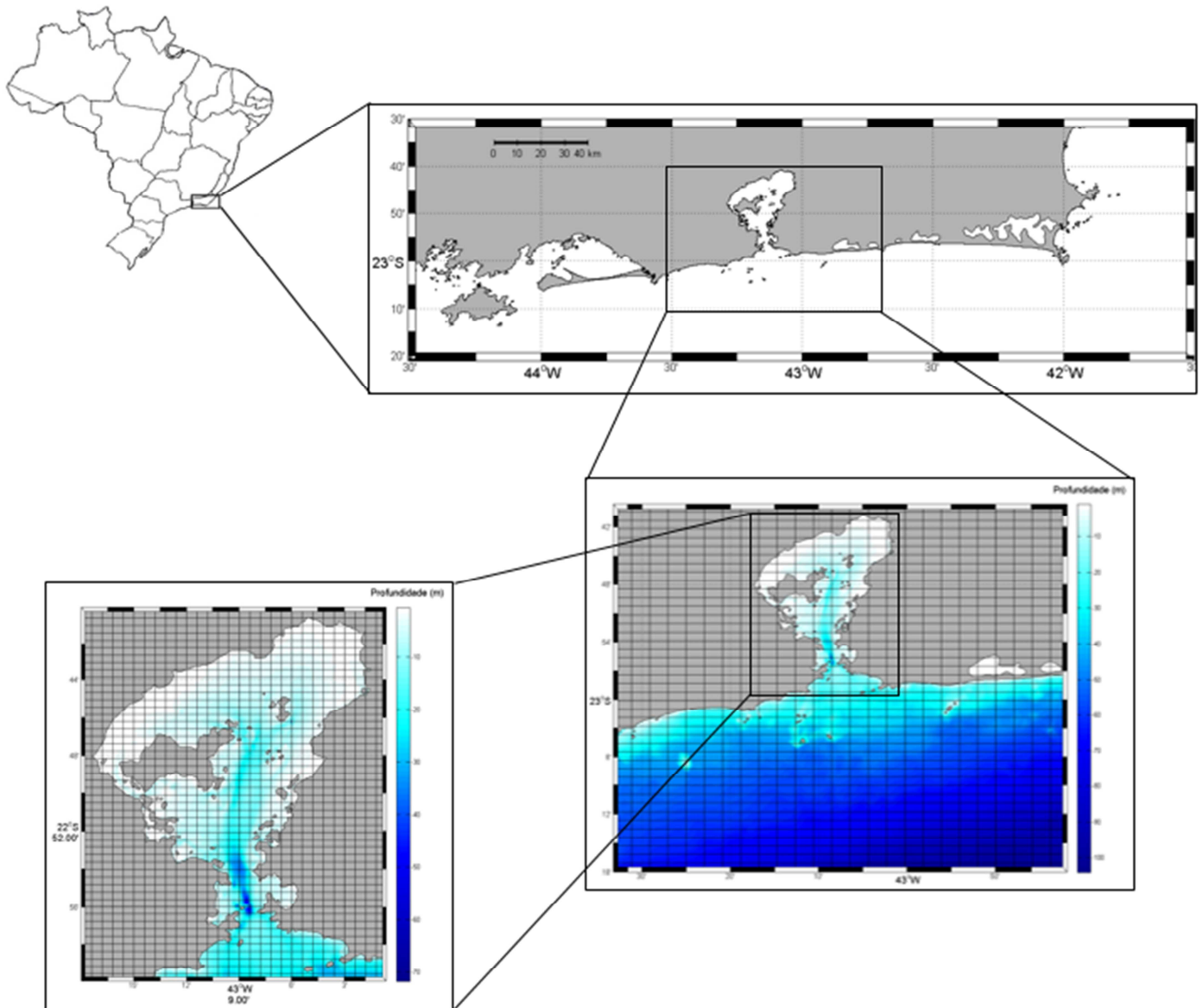
3.1 Características Gerais

A BG (fig. 3) situa-se no estado do Rio de Janeiro, entre 22° 41' e 22° 58' Sul e 43° 02' e 43° 18' Oeste. Tem cerca de 30 km de extensão norte-sul e 28 km de extensão leste-oeste, cuja entrada possui 1,6 km de extensão entre o Forte São João e Fortaleza de Santa Cruz (KJERFVE *et al.*, 1997; KJERFVE *et al.*, 2001).

O espelho d'água de 328 km² de área circundado por um perímetro de 131 km e um volume aproximado de 2x10⁹ m³ (KJERFVE *et al.*, 1997; SEMADS, 2001, AMADOR, 1997). Esta área do espelho d'água, quando comparada à dos anos 1.500, representa uma redução de 30%, devido à intervenção antropogênica advinda de aterros e assoreamentos, uma vez que a superfície das ilhas ampliou de 40 km² para 52km² (AMADOR, 1997).

Ao longo do canal de navegação são encontradas as maiores profundidades, chegando a 50 m, principalmente entre o Forte São João e Fortaleza de Santa Cruz devido ao estreitamento do fluxo e a conseqüente geração de fortes correntes de maré que levam a uma auto dragagem nessa região. O restante da baía possui profundidades mais rasas, em sua maioria menores que 10 m (KJERFVE *et al.*, 1997; AMADOR, 1997). A profundidade média foi estimada em 5,7 m por Kjerfve *et al.* (1997) e em 7,6 m por Amador (1997). Esta diferença se deve à forma de delimitação no limite sul considerado. Os primeiros consideram a reta entre o Forte São João e a Fortaleza de Santa Cruz e, o segundo, o arco formado entre as pontas de Copacabana e Itaipu e as ilhas Pai, Mãe e Menina. No presente trabalho, foi adotado o limite indicado por Kjerfve *et al.* (1997).

Figura 3 - Localização da região de interesse, no Estado do Rio de Janeiro.



Nota: Destaque do mapa batimétrico da Baía de Guanabara

Fonte: A autora, 2017.

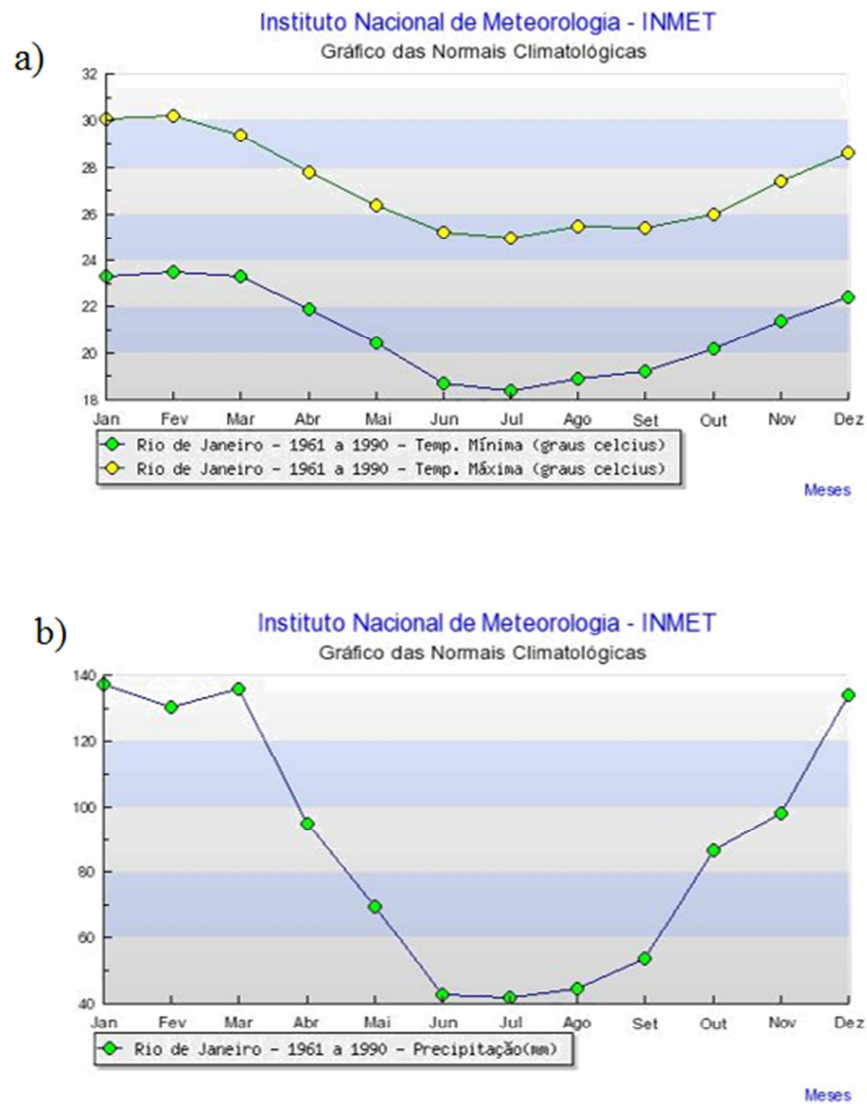
3.2 Climatologia

A BG está localizada na região intertropical e sofre influência dos fatores geográficos, como posição, maritimidade, continentalidade e topografia, e por fatores dinâmicos relacionados à circulação geral da atmosfera (AMADOR, 1997). O clima da região da baía como um todo pode ser considerado como tropical úmido, com uma estação tipicamente

chuvosa que vai de dezembro a abril e uma estação seca, menos pronunciada, entre junho e agosto (KJERFVE *et al.*, 1997).

Para caracterizar o clima da região, foram utilizadas as normais climatológicas do INMET (Instituto Nacional de Meteorologia) para a estação do Rio de Janeiro, localizada a 22° 52' 48" S e 43° 10' 48" W. Na figura 4 são apresentadas as distribuições anuais da temperatura atmosférica e da precipitação entre os anos de 1961 e 1990. Observa-se que as precipitações na estação úmida (dezembro a abril) ultrapassam 100 mm e as temperaturas médias mensais ficam acima de 24°C, atingindo máximo de 26,5°C em fevereiro. Entre os meses de junho e agosto (estação seca) a temperatura média mensal fica entre 21 e 22°C e a precipitação chega a um mínimo de 50,5 mm em agosto. As médias anuais de temperatura e umidade relativa são altas, de 23,7°C e 79%, respectivamente, e a precipitação e a evaporação anuais são de 1.172,9 mm e 1.198,6 mm, indicando um equilíbrio do balanço entre chuvas e evaporação ao longo do ano (INMET, 1992).

Figura 4 - Normais Climatológicas da estação do Rio de Janeiro para o período entre 1961 e 1990



Legenda: (a) Distribuição anual das temperaturas mínima e máxima, (b) Distribuição anual da precipitação.
Fonte: INMET, 1992.

O regime de ventos no Rio de Janeiro é controlado pelo Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), que providencia ventos moderados de leste e nordeste, mas há alteração deste padrão com a passagem de sistemas frontais polares, com a mudança brusca de intensidade e direção dos ventos (AMADOR, 1997).

Porém, a análise de dados de estações meteorológicas locais mostra que o padrão de ventos na região da BG difere dos ventos de leste e nordeste típicos do estado e observa-se claramente um padrão de brisa marinha e brisa terrestre (CARVALHO, J., 2011; FILIPPO, 1997; JOURDAN, 2007; LIMA, 2006; MALTA, 2005; SCHEEFFER, 2001), com ventos de direção norte e sul com intensidade média mensal de 5 m.s^{-1} (VILELA, 1992).

inverno e $186 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ no verão, com a média anual de $100 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. A sazonalidade é caracterizada nitidamente em ambas estimativas indicando a dominância da variabilidade verão-inverno na região.

Dos cerca de 55 rios que drenam a Bacia, segundo SEMADS (2001), os principais são os rios Estrela, Guapi-mirim, Cacerebu, Guaxindiba, Iriri, Imboassu, Magé, Suruí, Sarapuí, São João de Meriti, Iguaçú e Irajá e os deságües do Cunha assinalados na figura 5.

3.4 Temperatura e Salinidade

A Baía de Guanabara apresenta um gradiente de salinidade no sentido N-S de forma que as maiores salinidades se encontram na boca da baía, próximo a influência das águas da plataforma continental, e as menores salinidades próximas a cabeça do estuário, devido a influência dos rios (KJERFVE *et al.*, 1997).

A temperatura, ao contrário, tende a aumentar em direção ao interior da baía, devido à maior decomposição de organismos e da matéria orgânica proveniente do despejo de esgoto antropogênico que tendem a aquecer a água (NASSER, 2001). Cabe destacar a influência das áreas de manguezais, que devido à coloração escura transferem calor para as águas durante períodos de maré enchente e preamar (LIRA *et al.*, 1978 apud AMADOR, 1997). Outros fatores controlam a temperatura das águas estuarinas, tais como a temperatura as águas fluviais e oceânicas, condições climatológicas e profundidade do estuário (CUNHA, 1982).

JICA (1994) verificou a variação sazonal nos gradientes de salinidade e temperatura entre a boca e a cabeça do estuário, de forma que no período seco, menor volume de águas provenientes da descarga fluvial, observou-se uma diferença na salinidade com valores que variam de 34 na entrada e 29 na região interior da BG. No período chuvoso, devido ao maior aporte fluvial, foi observada maior diluição da água e por isso, houve uma acentuação do gradiente longitudinal, apresentando valores como 33 na entrada da baía e 13 na região interna.

O mesmo verificou uma oscilação de temperatura das águas superficiais da BG considerável entre valores abaixo de 23°C na entrada, onde a influência oceânica é direta, e verifica-se as maiores profundidades, e 27°C na região interna, com maior influência de águas fluviais e menor espessura da coluna d'água.

A densidade da água é controlada basicamente pela temperatura e pela salinidade. No entanto, em regiões estuarinas a salinidade apresenta maior influência sobre a densidade, devido à descarga fluvial e a presença da água oceânica. Contudo, a temperatura pode exercer uma influência mais notada sobre o campo de densidade no estuário quando neste ocorrer a entrada de águas com temperaturas substancialmente mais frias, oceânicas, que a da água típica local.

Bérgamo (2006) e Kjerfve *et al.* (1997) consideram a Baía de Guanabara como um sistema estuarino composto por uma coluna d'água verticalmente homogênea quanto a salinidade e, de acordo com o Diagrama de Hansen & Rattray (1965), a baía é considerada parcialmente misturada, variando de fraca a fortemente estratificada.

Em contrapartida, Amador (1997) caracteriza a BG como uma baía com diferentes setores que variam espaço-temporalmente, como regiões classificadas como um estuário de cunha salina à àquelas de águas parcialmente misturadas. Apontando esta variação ocoerrente entre meses secos (outono – inverno) e úmidos (primavera – verão).

3.5 Hidrodinâmica

A circulação na Baía de Guanabara é regida essencialmente pela co-oscilação da maré, circulação gravitacional, circulação residual, e a interação do vento diretamente sobre a superfície livre (BÉRGAMO, 2006; KJERFVE *et al.*, 1997).

A maré é a principal forçante na circulação da Baía de Guanabara, tendo como característica a alta energia das componentes semidiurnas, causando inversão no sentido das correntes em ciclos de aproximadamente 12,48 h. Apesar de localizada em região de micromaré, cuja variação é de aproximadamente 0,7 m, alcançando máximo de 1,1m na sizígia e 0,3m na quadratura (KJERFVE *et al.*, 1997; BÉRGAMO, 2006). O número de forma computado por Kjerfve *et al.* (1997) apresenta o valor médio de 0,33, identificando a maré como mista predominantemente semidiurna ($0,25 < F < 1,5$). Dessa forma, a BG apresenta comportamento semidiurno, que consiste em um padrão diário apresentando duas preamares e duas baixa-mares.

A amplitude de maré aumenta à medida que esta se propaga para o interior da BG (AMADOR, 1997; BÉRGAMO, 2006; CARVALHO, J., 2011; MALTA, 2005; SAMPAIO, 2003), comportamento que a caracteriza como um estuário hipsíncrono. De acordo com

Sampaio (2003), a diferença de amplitude entre a maré registrada na estação maregráfica da Ilha Fiscal, localizada na entrada da baía, e a da Ilha de Paquetá é de cerca de 30 cm. As correntes de maré na BG são paralelas às isóbatas locais e possuem valores de 0,8 a 1,5 m.s⁻¹ na entrada da baía, 0,3 a 0,5 m.s⁻¹ no corpo central e menos de 0,3 m.s⁻¹ na área interna (MAYER *et al.*, 1989 *apud* BÉRGAMO, 2006). Malta (2005) obteve velocidades máximas para as correntes de maré de até 0,95 m.s⁻¹ no canal central através de modelagem numérica. JICA (1994) mediram como valor máximo de enchente na superfície 1,56 m.s⁻¹, e 1,37 m.s⁻¹ para vazante.

A descarga fluvial gera um componente de circulação que naturalmente se movimenta em direção a saída do estuário, assim como provoca a diluição da água do mar, produzindo diferença de densidade, o que causa movimentos sub-superficiais para o interior da baía relacionado ao efeito baroclínico.

O componente baroclínico é gerado pelo grau de diluição da água do mar pela drenagem fluvial, pela densidade da água da plataforma continental adjacente, e pelas características geométricas do sistema estuarino, como largura e profundidade. O componente baroclínico depende do gradiente longitudinal de densidade e apresenta gradiente vertical, com valor nulo na superfície aumentando em sentido ao fundo (OLIVEIRA, 2009; MIRANDA *et al.*, 2002). Essa componente, juntamente com a descarga fluvial formam a circulação gravitacional, presente em grande parte dos estuários, que apresenta movimento bidirecional, estuário acima em maiores profundidades, e estuário abaixo na camada superficial (FILIPPO & FIGUEIREDO JR, 2012; MELO, 2004; SAMPAIO, 2003).

A circulação residual é a média do campo de velocidade e densidade ao longo de um ou mais ciclos de maré e surge da assimetria de transporte e a mistura entre a enchente e a vazante (JAY;SMITH, 1990). Essa assimetria já foi verificada por JICA (1994) e Bérghamo (2006) visto que os períodos de enchente são mais curtos e apresentam maiores transportes e maiores velocidades na entrada da baía, em relação às vazantes. De acordo com Kjerfve *et al.* (1997), a circulação residual relativa às marés é uma característica proeminente na BG e é uma das formas dominantes de troca de água entre este ambiente e o oceano. A variação lateral da circulação longitudinal na BG é evidenciada por velocidades maiores no lado direito da entrada (JICA, 1994; KJERFVE *et al.*, 1997). Bérghamo (2006) também observou que a circulação longitudinal da BG não é lateralmente homogênea e que há componentes transversais (secundários) bem menores, porém que são de grande importância para a circulação da baía.

O efeito do vento na circulação da BG foi estudado por Vilela (1992), Sampaio (2003) e Carvalho, G. (2011), os quais sugerem que esta forçante apresenta importância sobre a hidrodinâmica da baía, somente nas regiões mais internas e rasas.

2 METODOLOGIA

4.1 Descrição do Modelo

O modelo numérico utilizado neste trabalho será o MOHID. Este constitui-se de um sistema computacional de modelagem integrada, com a capacidade de simular tanto processos físicos quanto bioquímicos (MARETEC, 2013).

Programado em ANSI FORTRAN95 recorrendo à programação orientada por objeto. Ferramenta que possibilita o uso de vários modelos encaixado, sendo a comunicação ocorrente em um único sentido, ou seja, as condições de contorno são fornecidas do modelo geral aos sub-modelos. Esta filosofia permite estudar com detalhe áreas de pequenas dimensões com uma malha muito refinada (MOHID, 2011, MIRANDA *et al.*, 2000, LEITÃO, 2002).

O sistema MOHID é constituído por mais de 40 módulos capazes de simular a hidrodinâmica, os fenômenos de dispersão, com abordagens lagrangiana e euleriana, a qualidade da água e o transporte de sedimentos (MOHID, 2011).

Cada módulo é responsável por gerir uma informação específica, que é encapsulada para garantir a confiabilidade do modelo. Sendo assim, a informação associada a um dado módulo só será alterada dentro do mesmo, impossibilitando a introdução de erros por alteração indevida em outros módulos (NEVES *et al.*, 2001; BRAUNSCHWEIG, 2001; LEITÃO, 2002).

O módulo hidrodinâmico – módulo utilizado no presente trabalho- calcula as equações primitivas do movimento em três dimensões, assumindo as aproximações de Boussinesq e o equilíbrio hidrostático (MARETEC, 2013; NEVES *et al.*, 2001). As equações são discretizadas espacialmente pelo método numérico de volumes finitos (CHIPPADA *et al.*, 1998; MARTINS *et al.*, 2000), o que propicia a utilização de um sistema genérico de coordenadas verticais permitindo ao usuário selecioná-las, dependendo das características da área de estudo, e dos processos de interesse (GONÇALVES, 2007; BRAUNSCHWEIG, 2001). Dessa maneira, a discretização é aplicada a uma célula com volume de controle, não dependendo então da geometria dessa célula. Além disso, o usuário ainda pode definir o sistema de coordenadas mais adequado para seu experimento (GONÇALVES, 2007). Destaca-se a coordenada vertical sigma para escoamentos baroclínicos, a coordenada vertical

cartesiana para escoamentos por colunas d'águas estratificadas e a coordenada vertical harmônica para sistemas estratificados com grande variação do nível de água (NEVES *et al.*, 2001; BRAUNSCHWEIG, 2001).

Já no plano horizontal, o grid é ortogonal Cartesiano, com apenas um grau de liberdade, em uma grade C de Arakawa (MOHID, 2009; LEITÃO, 2002).

A discretização temporal é feita a partir do método ADI (Alternate Direction Implicit). Este algoritmo computa, alternadamente, uma componente da velocidade horizontal implicitamente, enquanto a outra é calculada explicitamente. Permite, com isso, preservar as vantagens da estabilidade (métodos implícitos) sem a desvantagem de elevados custos computacionais e erros associados. O que possibilita a adoção de passos de tempo relativamente grandes (MARETEC, 2013; MOHID, 2012. LEITÃO, 2002).

Nesta, os termos que introduzem maiores restrições de estabilidade são discretizados implicitamente (pressão barotrópica, atrito, convecção e difusão vertical) enquanto para os demais optou-se por uma abordagem explícita. Foram adotados dois tipos de discretizações semi-implícitas: esquema de Leendertse (LEENDERTSE, 1967), e uma segunda baseada no esquema S21 (ABBOTT *et al.*, 1973).

As velocidades horizontais são calculadas com base nas equações do movimento, enquanto a localização da superfície livre e a velocidade vertical são calculadas pela equação da continuidade. As equações são aplicadas explicitamente a cada volume de controle num referencial tridimensional (NEVES *et al.*, 2001).

Afinal, cabe ressaltar, que o modelo MOHID vem sendo utilizado em diversos trabalhos em áreas costeiras e estuarinas, principalmente ao largo da costa Ibérica, além de estuários na Holanda, França, Irlanda, e na costa brasileira (MOHID, 2012).

4.2 Formulações

As equações resolvidas no modelo MOHID referem-se às equações de águas rasas para fluidos homogêneos com densidade constante (5) e (6). A equação da continuidade verticalmente integrada é apresentada em (4).

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial H_u}{\partial x} + \frac{\partial H_v}{\partial y} = 0 \quad (4)$$

$$\begin{aligned}
x: \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} - f v = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{h}{2} \left[\frac{\partial^3(hu)}{\partial x^2 \partial t} + \frac{\partial^3(hv)}{\partial x \partial y \partial t} \right] \\
- \frac{h^2}{6} \left(\frac{\partial^3 u}{\partial x^2 \partial t} + \frac{\partial^3 v}{\partial x \partial y \partial t} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(\mu \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\mu \frac{\partial u}{\partial y} \right) - \frac{c_b}{H} |u| u + \frac{c_s}{H} |w| w_x
\end{aligned} \quad (5)$$

$$\begin{aligned}
y: \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + f u = -g \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{h}{2} \left[\frac{\partial^3(hv)}{\partial y^2 \partial t} + \frac{\partial^3(hu)}{\partial x \partial y \partial t} \right] \\
- \frac{h^2}{6} \left(\frac{\partial^3 v}{\partial y^2 \partial t} + \frac{\partial^3 u}{\partial x \partial y \partial t} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(\mu \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\mu \frac{\partial v}{\partial y} \right) - \frac{c_b}{H} |u| v + \frac{c_s}{H} |w| w_x
\end{aligned} \quad (6)$$

Onde:

t: tempo;

(x,y): coordenadas cartesianas no plano horizontal;

η (x,y,t): elevação da superfície livre acima do nível médio;

H (x,y,t): Altura da coluna de água (desde o fundo até à superfície livre);

(u,v): médias verticais das componentes horizontais da velocidade;

f: parâmetro de Coriolis;

g: aceleração da gravidade;

μ : média vertical da viscosidade turbulenta;

c_b : parâmetro da tensão de corte no fundo;

c_s : parâmetro da tensão de corte na superfície;

(w_x, w_y): componentes horizontais da velocidade do vento.

4.3 Domínio do Modelo

O domínio do modelo compreende toda a BG, com uma grade de apenas um nível vertical, estendendo-se 1,41 km afora, considerando o fim da mesma como a região entre o Forte São João e a Fortaleza de Santa Cruz, definição de Kjerfve *et al.* (1997), figura 6.

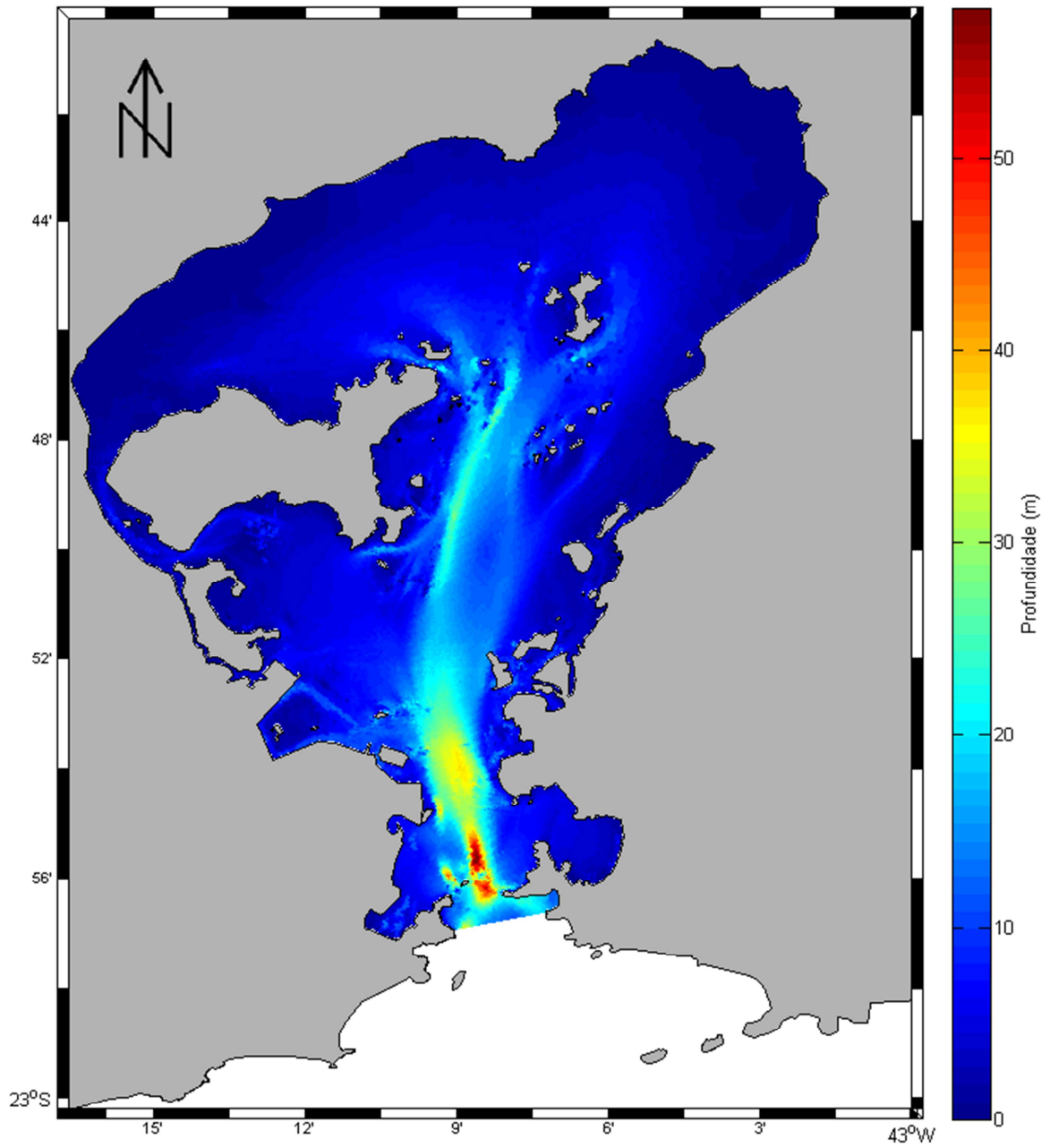
As equações são resolvidas em uma grade regular com resolução espacial de aproximadamente 55 metros (0,0005°), totalizando 515 linhas e 520 colunas, iniciada na extremidade sudoeste do domínio, rotacionada 10° sentido antihorário.

O arquivo batimétrico foi gentilmente cedido pelo BSc. Gabriel Carvalho (Prooceano Serviço Oceanográfico e Ambiental Ltda.) e corresponde à digitalização de folhas de bordo e cartas náuticas do Centro de Hidrografia da Marinha (CHM/MB) realizada para o trabalho de Carvalho, G. (2011).

A batimetria foi interpolada pelo método IDW (Inverse Distance Weighted), o qual assume que cada ponto possui influência sobre a região, variando com a potência do inverso da distância. Dessa forma, os pontos mais próximos à célula interpolada influenciam mais fortemente quando coparado aos mais distantes (MARCUZO *et al.*, 2011).

A figura 6 apresenta a grade utilizada no modelo, possibilitando a visualização da variação da profundidade, as baixas profundidades no interior da BG, bem como a presença das maiores no canal central, próximos à 50 metros.

Figura 6 - Grade interpolada



Legenda: Malha batimétrica interpolada, resolução espacial de aproximadamente 55m, utilizada neste estudo.
Fonte: A autora, 2017.

4.4 Condições Iniciais e de Contorno

O modelo foi inicializado a partir do repouso e sem imposição de dados de temperatura e salinidade, devido ao seu caráter barotrópico.

As fronteiras norte, leste e oeste do domínio são fronteiras fechadas, sendo, portanto, a fronteira sul, a única fronteira aberta. Nas fronteiras fechadas foi utilizada a condição de contorno na qual os fluxos de massa e momento são considerados nulos.

No contorno aberto foram utilizadas condições de contorno distintas para velocidade e elevação. Para velocidade foram utilizadas as condições gradiente nulo para velocidades normal e tangencial à borda. Para elevação a condição radiacional descrita por Blumberg e Kantha (1985), com o tempo de relaxação de 70 segundos.

Os fluxos na interface da superfície ar-mar foram considerados nulos.

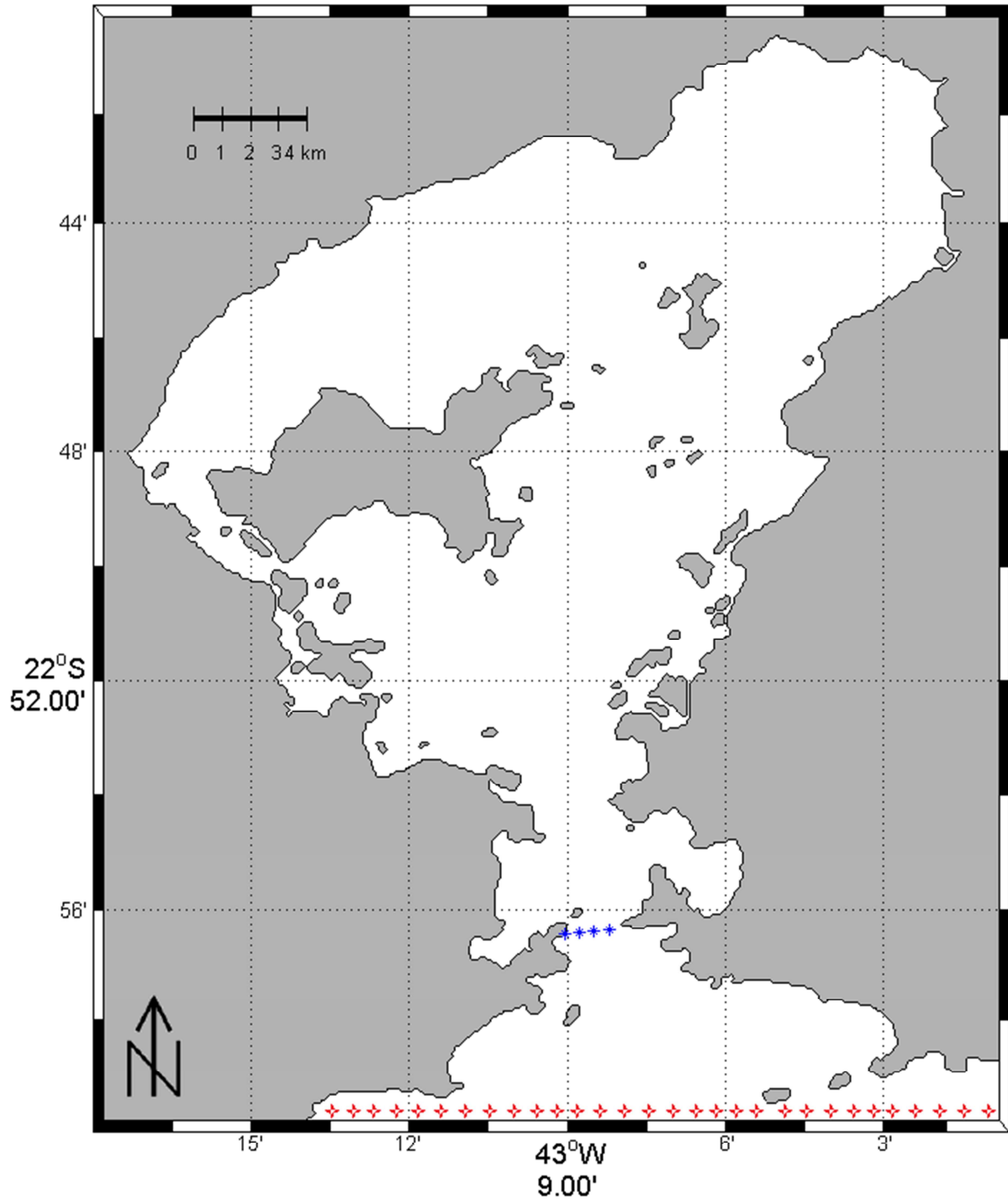
4.5 Forçamento

4.5.1 Maré

A imposição da elevação da superfície livre na fronteira sul se deu de formas distintas para amplitude e fase. A amplitude de maré foi imposta utilizando-se das 12 principais constituintes harmônicas do catálogo para a estação maregráfica Fortaleza de Santa Cruz (FEMAR, 2000), os valores de amplitude (m) foram extrapolados para os sete pontos de forçamento. A imposição da fase se deu a partir da análise harmônica da série temporal de elevação, para um experimento realizado com FES2012 (imposição de 30 constituintes harmônicos), em uma grade que se estendia 8km afora ao limite sul da BG, figura 7.

Foram impostos sete pontos, tabela 2, interpolados por triangulação no contorno aberto. A tabela é organizada de modo a apresentar os valores impostos de leste (Fortaleza de Santa Cruz) a Oeste (Forte São João), tabela 2. Os pontos de imposição da elevação podem ser vistos na figura 8.

Figura 7 - Grade com imposição do FES2012



Legenda: Grade com implementação do FES 2012 para obtenção da fase para os pontos de interesse. Em vermelho, pontos de imposição do FES 2012; em azul, pontos de interesse para obtenção da fase. A oeste, em azul, encontra-se o “marégrafo virtual” para o Forte São João.

Fonte: A autora, 2017.

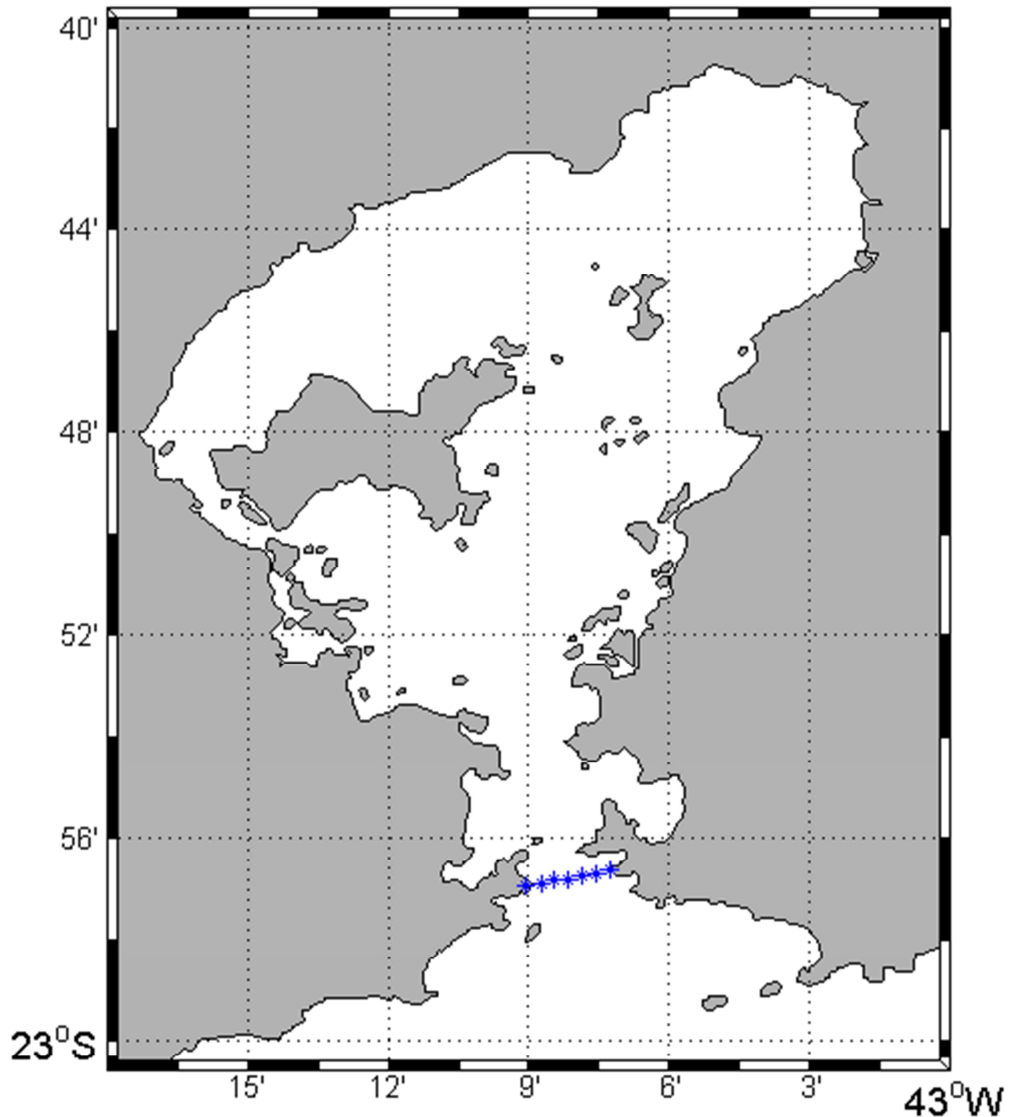
Tabela 2 - Amplitude e fase das constantes harmônicas impostas na fronteira sul do domínio

Constantes Harmônicas	Amplitude (m)		Fase (°)			
	P1 e P2	P3, P4, P5, P6 e P7	P1 e P2	P3 e P4	P5	P6 e P7
M2	0,3063	0,3063	170,20	169,64	169,48	171,02
S2	0,1809	0,1809	181,90	183,29	182,98	183,59
K1	0,0641	0,0641	188,98	193,66	193,63	194,62
K2	0,0492	0,0492	182,84	184,40	184,08	184,61
N2	0,0442	0,0442	200,22	206,69	206,42	207,00
2N2	0,0059	0,0059	230,25	243,74	243,37	242,99
O1	0,1109	0,1109	83,19	129,38	129,35	130,19
Q1	0,0304	0,0304	117,52	117,30	117,22	117,78
P1	0,0212	0,0212	181,05	188,83	188,81	189,79
M4	0,0384	0,0384	251,27	219,56	220,51	241,66
Mm	0,0566	-	240,04	-	-	-
Msf	-	0,0208	-	211,65	209,54	202,16
L2	0,0174	0,0174	177,10	201,19	200,72	200,38

Legenda: O Ponto P1 é aquele localizado mais a Leste no contorno Sul, correspondente à Fortaleza de Santa Cruz. O ponto P7, localizado à margem oeste do contorno aberto, corresponde ao Forte São João. Os demais (P2 a P6) são os pontos intermediários, organizados de leste para oeste.

Fonte: A autora, 2017.

Figura 8 - Indicação dos pontos utilizados no forçamento do modelo



Legenda: Pontos de imposição das constituintes harmônicas, amplitude e fase.
 Fonte: A autora, 2017.

A criação de um “marégrafo virtual” no Forte São João, fez-se essencial à calibração da fase para propagação da onda de maré, devido à sua defasagem entre as margens leste e oeste, possibilitando a melhor representatividade do modelo ao observado nos marégrafos internos à BG. Cabe ressaltar a necessidade de inserção de um marégrafo neste local (Forte São João), afim de que suas constituintes possam ser assimiladas, permitindo calibrações mais acuradas.

Este “marégrafo virtual” foi criado a partir de um experimento forçado com FES 2012 na grade apresentada na figura 7. Posteriormente foi realizada a análise harmônica para o ponto Forte São João, gerando as constituintes para este local.

4.6 Configuração dos Experimentos

O experimento controle, é inicializado a partir do repouso, com passo de tempo de 10s. O dia 15 de Outubro de 2015 foi a data de inicialização. A implementação teve duração de 47 dias, encerrando-se em 30 de Novembro de 2015, para utilização da série temporal dos últimos 30 dias.

A coordenada sigma foi adotada na representação vertical, já que esta se adapta a batimetria e ao nível da água sendo, portanto, conveniente a sua utilização quando o gradiente de pressão possui caráter barotrópico.

A amplitude de rugosidade máxima retratada no mapa faciográfico de Malta (2005) para a região, apresenta o valor de 0,05 m. Descata-se que este é utilizado no cálculo do coeficiente de Chézy, naquele trabalho; contudo, neste será utilizado o perfil logarítmico.

O esquema de diferenças centrais foi escolhido como esquema de advecção numérica horizontal, visto que este possui uma melhor precisão em seu cômputo. O coeficiente de viscosidade horizontal com valor de $10,0 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$, dependente do espaçamento da grade e da velocidade média turbulenta do local. O coeficiente de viscosidade vertical foi considerado zero (não utilizado), uma vez que se trata de uma modelagem bidimensional verticalmente integrada (2DH).

Os experimentos de caso foram configurados utilizando-se as mesmas condições iniciais. As diferenças são:

- a) 1º: Experimento desligando o termo de cálculo da advecção horizontal;
- b) 2º: Experimento testando o termo de cálculo da difusão vertical: modificação do coeficiente de rugosidade de fundo para 0,0001m;
- c) 3º: Experimento controle com implementação de 1 ano e 15 dias: proposição de mapas de isolinhas de amplitude e fase.

4.7 Avaliação do Modelo

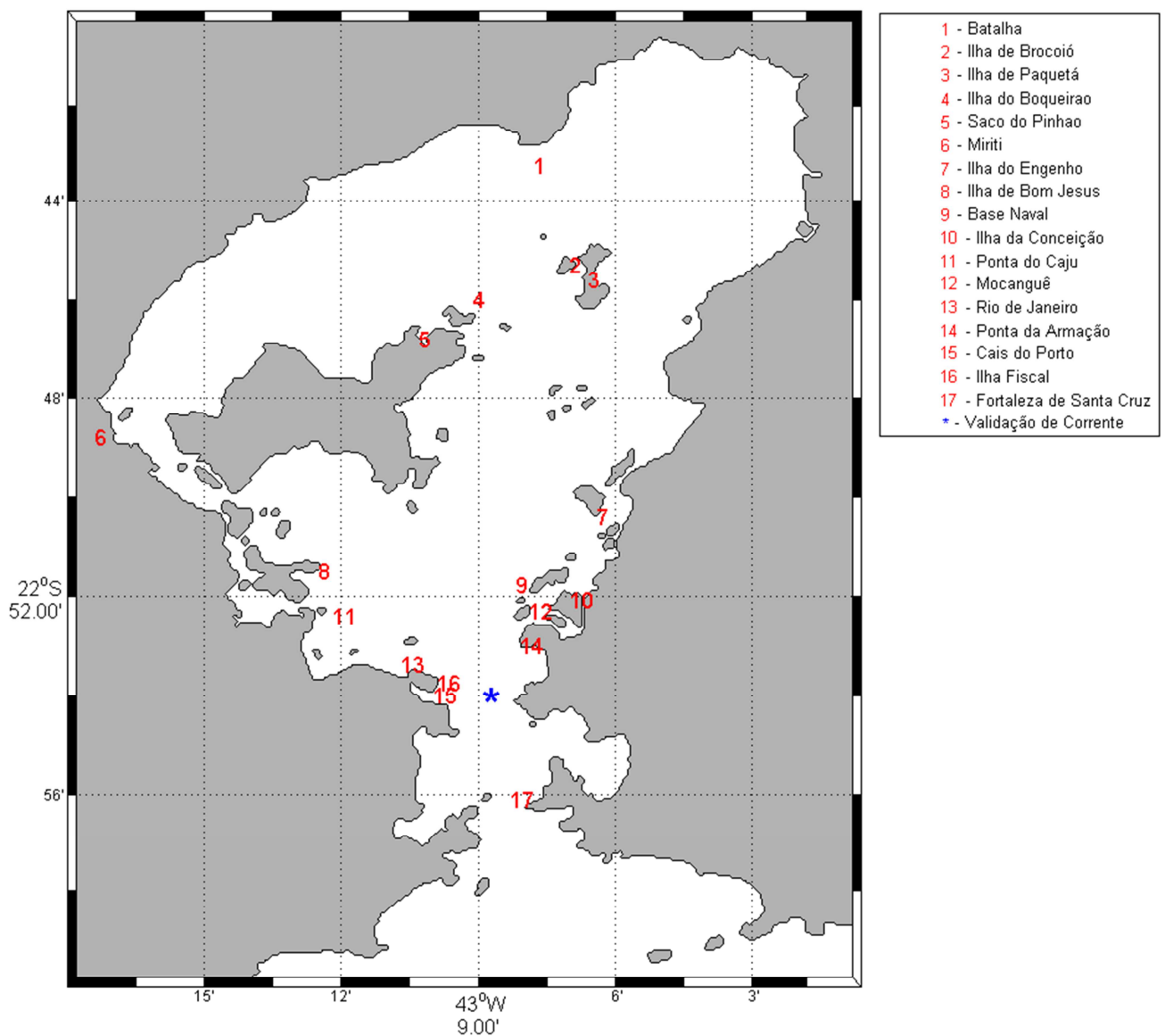
Para a avaliação do modelo foram utilizadas duas abordagens:

1° Comparação da elevação da superfície do mar com previsões do programa PAC-MARÉ (FRANCO, 1992) a partir das constantes harmônicas de dezessete estações maregráficas da FEMAR (2000);

2° Comparação das velocidades com dados de correntes medidos em estação correntométrica.

As comparações são descritas a seguir e a localização das estações maregráficas e da estação correntométrica estão representadas na figura 9 e na tabela 3.

Figura 9 - Mapa de localização dos marégrafos e o fundeio



Legenda: Maregráfos (números em vermelho) enumerados daquele mais interno (menor profundidade) aos mais externos, em direção à entrada da BG. E do fundeio (estrela em azul) utilizados na validação dos resultados do modelo.

Fonte: A autora, 2017.

Tabela 3 - Localização das estações de coleta de dados utilizadas para a validação do modelo

	Localização	
	Latitude	Longitude
Estação Correntométrica (fundeio)	22° 54' 13" S	43° 08' 55" W
Estações Maregráficas		
Batalha	22° 43,3' S	43° 07,8' W
Ilha de Brocoió	22° 45,3' S	43° 07,0' W
Ilha de Paquetá	22° 45,6' S	43° 06,6' W
Ilha do Boqueirão	22° 46,0' S	43° 09,1' W
Saco do Pinhão	22° 46,8' S	43° 10,3' W
Miriti	22° 48,8' S	43° 17,4' W
Ilha do Engenho	22° 50,4' S	43° 06,4' W
Ilha de Bom Jesus	22° 51,5' S	43° 12,5' W
Base Naval	22° 52,0' S	43° 08,0' W
Ilha da Conceição	22° 52,0' S	43° 07,0' W
Ponta do Cajú	22° 52,4' S	43° 12,2' W
Mocanguê	22° 52,3' S	43 07,9' W
Rio de Janeiro	22° 53,7' S	43° 10,7' W
Ponta da Armação	22° 53,0' S	43° 08,1' W
Cais do Porto	22° 53,7' S	43° 10,0' W
Ilha Fiscal	22° 53,8' S	43° 09,9' W
Fortaleza de Santa Cruz	22° 56,1' S	43° 08,3' W

Fonte: A autora, 2017.

4.7.1 Estações Maregráficas

Foram utilizadas as estações maregráficas de Base Naval, Batalha, Fortaleza de Santa Cruz, Ilha de Bom Jesus, Ilha do Boqueirão, Ilha da Conceição, Ilha de Brocoió, Ilha de Paquetá, Ilha do Engenho, Ilha Fiscal, Mocanguê, Ponta da Armação, Rio de Janeiro, Cais do Porto, Miriti, Ponta do Caju e Saco do Pinhão, de modo a representar a variabilidade da propagação da onda de maré que entra na BG, indicadas na figura 9. As constantes harmônicas de cada estação (FEMAR, 2000) foram utilizadas para a previsão de maré a partir

do programa PAC-MARÉ (FRANCO, 1992). A validação do campo de elevação da superfície foi efetuada através da comparação destas previsões com os resultados dos pontos da grade correspondentes a estas.

4.7.2 Estação Correntométrica

Para avaliação dos resultados do modelo, foram utilizados dados de correntes de uma campanha realizada nos dias 9 e 10 de novembro de 2011 (próximo à entrada do verão, na estação chuvosa).

A campanha foi realizada em uma estação fixa, em 22° 54' 13" S e 43° 08' 55" W (fig. 9), e teve duração de 25h. Durante este período, as profundidades variaram de 28 a 30 metros. A data escolhida correspondeu a um período de maré de sizígia de forma a se obter as maiores variações de amplitude entre a preamar e baixamar. Os dados de corrente foram obtidos com um instrumento ADCP (“Acoustic Doppler Current Profiler”), Teledyne RD Instruments, modelo Workhouse 600 kHz.

Para comparação com os resultados do modelo, os dados de corrente foram integrados verticalmente através de uma média entre os valores de cada profundidade de medição. Os valores são comparados àqueles com decomposição da velocidade para remoção da influência da descarga fluvial, circulação gravitacional e turbulência, baseado em Miranda *et al.* (2002), atestando a aferição a partir dos termos relativos ao efeito da corrente de maré. Aplica-se a seguinte equação:

$$u(x,z,t) = u_a(x) + u_t(x,t) + u_s(x,z) + u'(x,z,t) \quad (7)$$

onde:

u: velocidade total

u_a : velocidade devido ao efeito da descarga fluvial

u_t : efeito cíclico da corrente de maré

u_s : efeito estacionário da circulação gravitacional

u' : efeitos da turbulência

4.8 Metodologia Estatística

A aferição de modelos numéricos hidrodinâmicos tem ocorrido em função da raiz do erro quadrático médio (RMSE -*Root-Mean Square Error*). Outro indicador é a raiz do erro quadrático médio relativo (NRMSE), consubstanciado na razão do RMSE em relação a amplitude máxima de variação dos dados observados (normalização). Acresce o cálculo tanto do coeficiente de correlação linear (r), quanto o *skill* (d).

Este procedimento, quando aplicado sobre a série de amplitude de maré, indica o ajustamento à elevação e o deslocamento de fase entre a onda de maré modelada e a observada, respectivamente. Quanto ao *skill*, possibilita a interpretação da concordância entre os valores observados e modelados, de ambos os parâmetros oceanográficos (amplitude e fase) (WILLMOTT, 1981; 1982). As expressões inerentes aos modelos de aderência nesses estudos encontram-se a seguir:

$$\text{RMSE} = \frac{1}{n} \sqrt{\sum_{i=0}^n (\text{mod} - \text{obs})^2} \quad (8)$$

$$\text{NMRSE} = \frac{\text{RMSE}}{(\max(\text{obs}) - \min(\text{obs}))} * 100\% \quad (9)$$

$$r = \frac{\sum_{i=0}^n [(\text{mod} - \mu(\text{mod})) * (\text{obs} - \mu(\text{obs}))]}{\sqrt{\sum_{i=0}^n (\text{mod} - \mu(\text{mod}))^2 * \sum_{i=0}^n (\text{obs} - \mu(\text{obs}))^2}} \quad (10)$$

$$d = 1 - \frac{\sum_{i=0}^n (\text{mod} - \text{obs})^2}{\sum_{i=0}^n [|(\text{mod} - \mu(\text{obs}))| + |(\text{obs} - \mu(\text{obs}))|]^2} \quad (11)$$

Onde, n é o tamanho da amostra e as variáveis assumem valores tais quais,

mod = elevação da superfície livre obtida do modelo

obs = elevação da superfície livre observada

Acresce ao procedimento descrito anteriormente testes estatísticos que aferem a aderência da distribuição de frequência à distribuição de probabilidade (SIEGEL, 1956). A regressão linear simples estabelece uma relação funcional entre duas variáveis minimizando o erro de estimativa (MORETTIN & BUSSAB, 2013), a serem realizados para os resultados de elevação da superfície obtidos pela modelagem.

4.8.1 Teste de Normalidade dos dados

Os testes de normalidade são usados para determinar se as variáveis se ajustam à distribuição de probabilidade Normal e dentre os utilizados, destaca-se o teste de Jarque-Bera que utiliza a assimetria e curtose (FERREIRA, 2006).

$$JB = n \left[\frac{A^2}{6} + \frac{(C-3)^2}{24} \right] \quad (12)$$

Onde:

n: tamanho da amostra

A: coeficiente de assimetria da amostra

C: coeficiente de curtose da amostra

A estatística teste JB segue uma distribuição qui quadrado com 2 graus de liberdade, $X^2_{\alpha,2}$, cuja hipótese nula (H_0) corresponde a normalidade dos dados inerentes as variáveis.

Se $JB > X^2_{\alpha,2}$, rejeita-se a H_0 .

4.8.2 Regressão Linear Simples

Consiste na obtenção da função linear que explique a variação da variável dependente (Y, resposta) pela variação da variável independente (X, explicativa), sendo os parâmetros estimados pelo Método dos Mínimos Quadrados. Este método consiste em minimizar a soma dos quadrados das distâncias entre os valores estimados e observados. Desta forma estabelece-se uma relação funcional entre estas variáveis minimizando o erro de estimativa (MORETTIN & BUSSAB, 2013).

$$Y = a + bX + \varepsilon \quad (13)$$

Onde:

Y = valor observado para a variável dependente

X = valor observado para a variável independente.

a = constante de regressão, representa o intercepto da reta com o eixo Y.

b = coeficiente de regressão, representa a variação de Y em função da variável X, coeficiente angular da reta, tangente da linha regressiva

ε = erro associado à distância entre o valor observado (Y) e o correspondente ponto na curva, do modelo proposto, para X.

4.8.3 Coeficiente de Correlação Linear de Pearson (r)

O coeficiente de Pearson (r) exprime grau de intensidade da associação linear existente entre as variáveis (MORETTIN & BUSSAB, 2013),

$$r = \frac{\sum_{i=0}^n [(\text{mod} - \mu(\text{mod})) * (\text{obs} - \mu(\text{obs}))]}{\sqrt{\sum_{i=0}^n (\text{mod} - \mu(\text{mod}))^2 * \sum_{i=0}^n (\text{obs} - \mu(\text{obs}))^2}} \quad (14)$$

Onde:

mod = variável obtida do modelo

obs = variável observada em campo

4.8.4 Grau de adequação do ajustamento (r^2)

O grau de adequação (r^2), indica a qualidade do ajustamento, isto é, a proporção da variação explicada pela regressão. Este índice varia no intervalo fechado de 0 a 1, sendo que os valores próximos de 1 (um) indicativos da adequação do modelo hidrodinâmico (MORETTIN & BUSSAB, 2013). O método consubstancia-se na equação:

$$SQT = SQE + SQR \quad (15)$$

Onde:

SQT = Soma dos Quadrados Total (SQT)

SQE = Soma dos Quadrados Explicada (SQE)

SQR = Soma dos Quadrados dos Resíduos (SQR)

$$r^2 = \frac{SQE}{SQT} = 1 - \frac{SQR}{SQT} \quad (16)$$

4.8.5 Histograma de Resíduos

O histograma permite visualizar se os resíduos aderem à curva normal padrão. Caso isto ocorra, considera-se que a distribuição dos erros tem caráter aleatório, logo o modelo de regressão linear pode ser considerado adequado (MORETTIN & BUSSAB, 2013).

3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

Nesta seção serão apresentados primeiro os resultados referentes aos dados, posteriormente o experimento controle, e por fim os resultados dos dois experimentos de caso, apontando as diferenças entre eles.

5.1 Análise dos Dados de Previsão da Maré

Adiante serão apresentadas informações advindas diretamente dos catálogos FEMAR (2000). Para comparação da amplitude das constituintes e crescimento da M4, optou-se por apresentar valores diretamente retirados dos catálogos, visto que estes se referem as séries temporais de maior duração e por conseguinte, maior robustez estatística.

A análise das constituintes mais energéticas foi realizada para a estação Fortaleza de Santa Cruz, apontando a alta energia da constituinte de águas rasas. A tabela 4, apresenta em ordem decrescente de amplitude as constituintes para a estação Fort. Santa Cruz, obtidas do catálogo FEMAR (2000). Como característica principal, é possível verificar a constituinte M2 como a mais energética.

Tabela 4 - Componentes calculadas para a Fortaleza de Santa Cruz (continua)

Componentes	Amplitude (cm)	Fase (°)
M2	30,9	0083
S2	18,1	092
O1	11,3	041
MSf	9,8	194
Mm	7,0	339
K1	6,6	144
K2	4,9	092
N2	4,4	113
M4	3,9	077
Q1	3,0	065

Tabela 4 - Componentes calculadas para a Fortaleza de Santa Cruz (conclusão)

Componentes	Amplitude (cm)	Fase (°)
P1	2,1	140
MU2	1,7	067
MS4	1,7	177
MN4	1,6	013
L2	1,5	071
MNS2	1,4	064
T2	1,1	091
NU2	0,8	109
SN4	0,8	060
2N2	0,6	143
OO1	0,5	281
M1	0,5	357
MO3	0,4	037
M3	0,4	165
MK3	0,4	134
J1	0,3	122

Legenda: Componentes harmônicas calculadas para série de cinco anos de dados de elevação da superfície livre, pelo método Tidal Liverpool Institute.

Fonte: Modificado de FEMAR (2000).

Destacando a origem de algumas constituintes, convém ressaltar a presença da Mm (lunar mensal) e MSf (lunar sinódica quinzenal), diretamente produzidas por variações na força da maré devido a órbita elíptica da Lua e pela declinação da órbita com períodos de 13,77 e 27,55 dias, respectivamente. Essas são constituintes astronômicas de longo período que apresentam baixa energia e, por isso, tendem por vezes a serem dominadas por efeitos meteorológicos os quais injetam maior energia nessas frequências.

Mais importante ainda, no entanto, são os efeitos não lineares em águas rasas que produzem marés compostas com as mesmas frequências que estes constituintes quinzenais e mensais, mas também com amplitudes maiores. Por exemplo, a interação não linear de M2 e S2 produz a MS, constituinte de águas rasas com a mesma frequência que a MSf. Essas constituintes são geradoras de assimetria assim como as constituintes M4, MN4, MS4, SN4 que possuem períodos de 6,21, 6,27, 6,10 e 6,16 horas, respectivamente (PARKER, 2007).

Ressalta-se, mais uma vez, que a constituinte de água rasa M4 é a única a ser investigada detalhadamente neste trabalho visto que a maré na BG, embora classificada como mista, possui uma forte predominância semidiurna e a M4 apresenta consistentemente, no interior da BG, o maior crescimento energético frente as demais constituintes dessa natureza.

A tabela 5 apresenta os valores de amplitude da constituinte M4 para estações imediatamente exteriores e estações interiores à BG. Verificam-se valores de amplitude relativamente mais baixos para esta constituinte nas estações Praia de Itaipú e Barra da Tijuca (catálogo FEMAR, 2000), o que indica o seu maior desenvolvimento ocorrente no interior da BG, onde os valores na estação mais interna da BG (Batalha) alcançam mais que o dobro daqueles observados na estação da Fortaleza de Santa Cruz, localizada na entrada da baía.

Tabela 5 - Amplitude da constituinte M4 para estações imediatamente exteriores e interiores à BG.

Estações margem leste	Amplitude (cm) da constituinte M4	Estações margem oeste	Amplitude (cm) da constituinte M4
Praia de Itaipú	2,3	Barra da Tijuca	2,5
Imbuí	2,9	Copacabana	3,4
Fort. Santa Cruz	3,9	Fort. Santa Cruz	3,9
Ponta da Armação	5,8	Ilha Fiscal	4,8
Mocanguê	5,2	Rio de Janeiro	5,7
Base Naval	5,8	Ponta do Caju	6,7
Ilha do Engenho	6,6	Miriti	10,2
Batalha	10,1	Batalha	10,1

Legenda: Valores de amplitude para a constituinte M4 obtidos pelas tabelas FEMAR, para estações exteriores e interiores à BG.

Fonte: Modificado de FEMAR (2000).

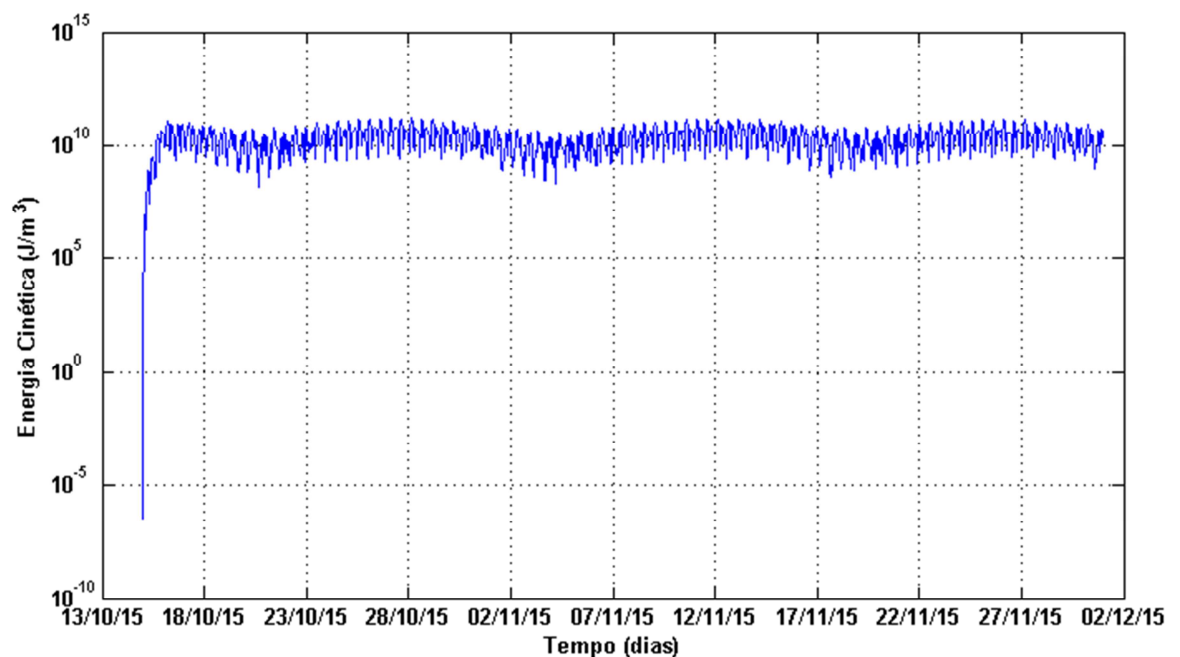
5.2 Experimento Controle

A seguir serão apresentados os resultados para o experimento controle, ou seja, com imposição de maré e coeficiente de rugosidade 0,05m. Será apresentada inicialmente a evolução da energia cinética no modelo e as comparações utilizadas para validação. Em seguida, os mapas de corrente e elevação da superfície livre, mapas coamplitude e fase, seguido pelos gráficos de assimetria, amplitude e fase da onda de maré.

5.2.1 Energia Cinética

A figura 10 apresenta a evolução da energia cinética ao longo do período de simulação. A hidrodinâmica da BG foi simulada durante 47 dias, porém as primeiras 24 horas foram identificadas como tempo de ajuste dinâmico (“spin up time”) do modelo, e não serão utilizadas nas análises dos resultados.

Figura 10 - Energia Cinética do modelo



Legenda: Evolução da energia cinética durante a implementação do modelo.
Fonte: A autora, 2017.

A evolução da energia cinética é, essencialmente, determinada pelas oscilações associadas à maré astronômica, já que essa foi a única forçante imposta ao modelo.

5.2.2 Avaliação do Modelo

Para avaliação do modelo, foram feitas comparações da elevação da superfície do mar com as previsões do programa PAC-MARÉ (FRANCO,1992). Somam-se a estas, as

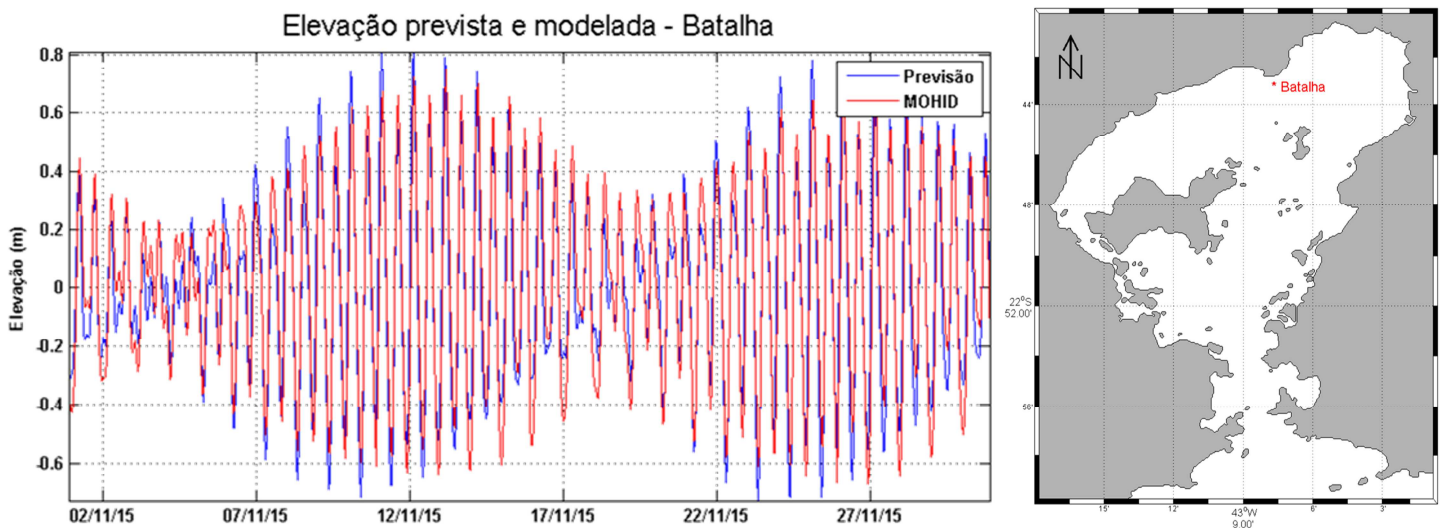
comparações dos resultados do modelo com as velocidades medidas decompostas para remoção da influência da descarga fluvial, circulação gravitacional e turbulência.

5.2.2.1 Elevação

As figuras a seguir (fig. 11 e 12) apresentam as comparações realizadas entre os resultados das elevações da superfície livre visando a validação destes. Em cada figura foi realizada uma comparação entre o resultado do MOHID (linha vermelha) e o resultado do PACMARÉ (FRANCO,1992) (linha azul) nas diferentes estações maregráficas selecionadas para o período de simulação utilizado.

Foram destacadas as estações Batalha e Fortaleza de Santa Cruz, caracterizando aquela mais interna e externa, nesta ordem. As séries temporais para as demais estações encontram-se no anexo A deste documento. De uma maneira geral, os resultados desse experimento se mostraram satisfatórios.

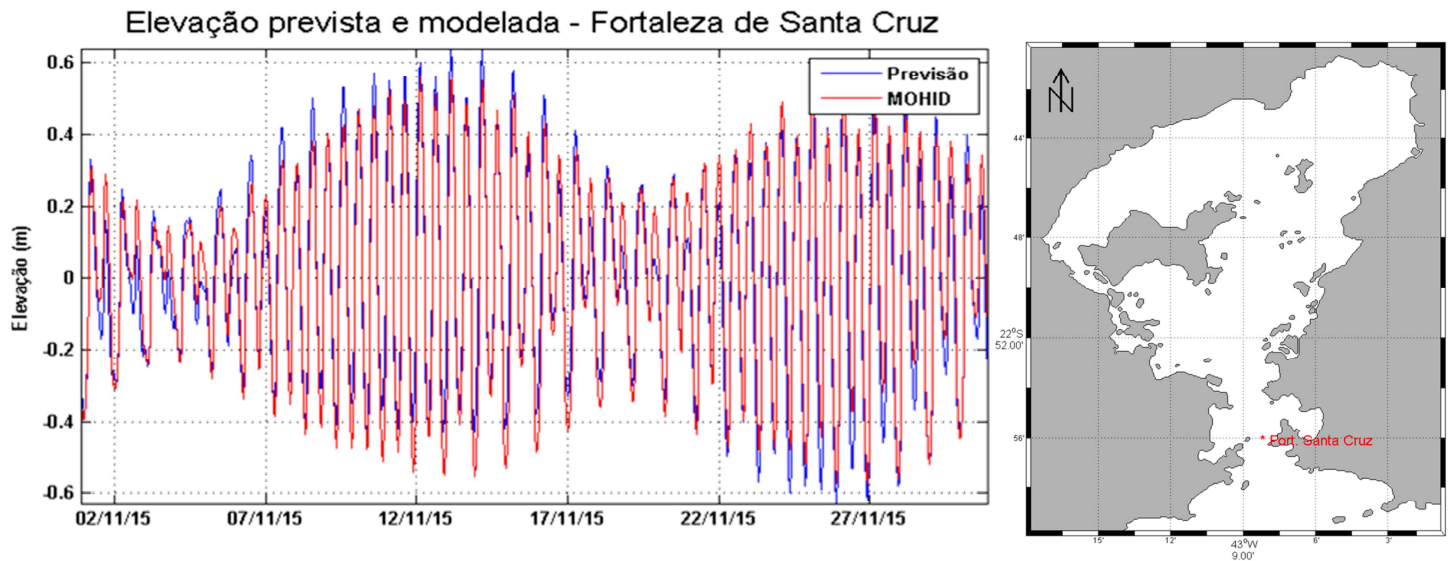
Figura 11 - Comparação da elevação do nível do mar entre os resultados do MOHID e os dados



Legenda: Em vermelho os resultados obtidos do modelo, em azul a previsão feita com o Programa PAC-MARÉ com as constantes da FEMAR, para a estação maregráfica de Batalha.

Fonte: A autora, 2017.

Figura 12 - Comparação da elevação do nível do mar entre os resultados do MOHID e os dados



Legenda: Em vermelho os resultados obtidos do modelo, em azul a previsão feita com o Programa PAC-MARÉ com as constantes da FEMAR, para a estação maregráfica de Fortaleza de Santa Cruz.

Fonte: A autora, 2017.

A tabela 6 apresenta as medidas estatísticas de posição (média) e dispersão (desvio padrão), além dos coeficientes de assimetria e curtose para cada estação de observação. Estes valores permitiram realizar o teste de normalidade de JB.

Os valores da média tanto para o modelo, quanto para os dados observados em campo, estão bastante próximos à zero, medidas condizentes, já que a elevação da superfície livre varia em torno do valor (nível) de referência, zero. Uma vez que as médias foram apresentadas com duas decimais, isto leva a crer na nulidade da medida, o que não deve ser interpretado desta forma, visto que os desvios padrões variaram de 0,29 a 0,33 para os resultados do modelo, e 0,27 a 0,37 para os dados. O valor máximo das médias foi 0,02, Ponta do Caju, o que não deve ser considerado como algo atípico, já que esta variação não é significativa no contexto desta validação. A mesma aferição reporta-se a Ilha do Boqueirão, média -0,04.

A aplicação da regressão linear deve ser realizada quando a distribuição dos valores em apreço segue a distribuição Gaussiana (Normal Padrão). Neste estudo todas as estações apresentaram aderência a esta distribuição de probabilidade, viabilizando o método proposto. A estatística do teste JB, impõem o cálculo dos coeficientes de assimetria e curtose, estes explicitados na tabela 6, organizada de maneira a apresentar primeiramente os pontos mais internos à BG, seguindo aos mais externos.

Tabela 6 - Medidas estatísticas para comparação entre os resultados do MOHID e os dados para as estações maregráficas.

Estações	Média		Desvio Padrão		Assimetria		Curtose		Teste JB
	MOHID	Observado	MOHID	Observado	MOHID	Observado	MOHID	Observado	
Batalha	0,00	0,00	0,33	0,33	0,01	0,15	2,11	2,44	Dist. Normal
Ilha de Brocoió	0,00	-0,03	0,33	0,33	0,01	0,12	2,11	2,14	Dist. Normal
Ilha de Paquetá	0,00	0,00	0,33	0,32	0,00	-0,23	2,11	2,58	Dist. Normal
Ilha do Boqueirão	0,00	-0,04	0,33	0,32	0,00	0,08	2,11	2,13	Dist. Normal
Saco do Pinhão	0,00	-0,01	0,33	0,35	0,01	0,10	2,11	2,08	Dist. Normal
Miriti	0,00	0,01	0,33	0,37	0,03	0,06	2,10	2,44	Dist. Normal
Ilha do Engenho	0,00	0,00	0,31	0,30	-0,03	0,08	2,09	2,21	Dist. Normal
Ilha de Bom Jesus	0,00	0,01	0,30	0,30	-0,06	0,07	2,08	2,20	Dist. Normal
Base Naval	0,00	0,00	0,30	0,29	-0,04	0,02	2,08	2,06	Dist. Normal
Ilha da Conceição	0,00	0,01	0,30	0,34	-0,04	-0,09	2,07	2,29	Dist. Normal
Ponta do Caju	0,00	0,02	0,30	0,37	-0,06	-0,13	2,08	2,57	Dist. Normal
Mocanguê	0,00	0,00	0,30	0,30	-0,04	0,04	2,07	2,48	Dist. Normal
Rio de Janeiro	0,00	-0,03	0,30	0,28	-0,06	0,03	2,07	2,12	Dist. Normal
Ponta da Armação	0,00	-0,02	0,29	0,29	-0,06	0,00	2,06	2,12	Dist. Normal
Cais do Porto	0,00	-0,03	0,29	0,28	-0,06	0,02	2,07	2,11	Dist. Normal
Ilha Fiscal	0,00	-0,03	0,29	0,27	-0,07	0,11	2,07	2,12	Dist. Normal
Fortaleza de Santa Cruz	-0,01	0,00	0,29	0,29	-0,10	-0,02	2,36	2,53	Dist. Normal

Fonte: A autora, 2017.

A relação de funcionalidade entre o MOHID e os dados de elevação foi obtida pelo coeficiente de correlação (r), uma vez que a regressão linear simples permitiu estabelecer a funcionalidade inferencial desta relação, tabela 7.

Em todas as estações ocorreram coeficientes angulares positivos, o que mostra a concordância na tendência crescente, inclusive o mais expressivo é verificado para a estação maregráfica Saco do Pinhão. Contrapondo, a Ilha de Paquetá que mostrou menor inclinação linear, concordância aquém às demais estações. Da observação dos resultados constantes na tabela 7, é possível verificar alta concordância em todas as estações, com valores de coeficientes angulares próximos a 1, e lineares tendendo a 0.

A concordância praticamente perfeita, quando o coeficiente linear está próximo a zero, quando avaliada com precisão de duas decimais, aponta para as estações Batalha, Ilha do Engenho, Base Naval, Mocanguê e Fortaleza de Santa Cruz.

Os coeficientes de correlação (r) exibiram valores elevados, resultado favorável à interação entre os resultados do MOHID e os dados, pois o mais expressivo, $r = 0,99$, foi verificado na estação Base Naval, seguido pelo $r = 0,98$ nas estações Ilha de Bom Jesus, Rio de Janeiro e Cais

do Porto. Enquanto os menores, $r = 0,83$ e $r = 0,85$, para as estações Ponta do Caju e Ilha da Conceição, nesta ordem.

A validação do ajuste linear deve ser visualizada pelo coeficiente de determinação (r^2). As estações situadas em regiões de menor profundidade apresentaram menores aderências, explicitadas pela Ilha da Conceição, Miriti, Ponta do Caju e Ilha de Paquetá, valores de 0,72, 0,69, 0,79 e 0,81, respectivamente, apontando a necessidade de imposição de arquivos batimétricos com elevada acurácia em modelos hidrodinâmicos. As encontradas próximas ao canal de navegação apresentaram maiores coeficientes, evidenciando 0,98 para a estação Base Naval. Embora nas demais localidades a variação esteja no intervalo entre 0,88 e 0,96. Esta apreciação conduz a aferir que a regressão linear simples foi uma função que representou a aderência.

Sob o enfoque dos erros, o RMSE apresentou valores baixos, entre 0,21 e 0,05, em todas as estações, sendo os maiores valores foram verificados nas estações Ponta do Caju, Ilha da Conceição e Miriti, nessa ordem. O NRMSE apresentou valores abaixo de 12% de erro para todas as estações, garantindo uma elevada adequação de fase entre os valores obtidos com o modelo e os dados. Os valores referentes ao *skill*, foram bastante altos, superiores a 0,84 (84%), aferindo que os resultados modelados apresentam alta concordância com os dados, para ambos os parâmetros, amplitude e fase.

Tabela 7 - Medidas estatísticas aferição da concordância entre os resultados do MOHID e os dados. (continua)

Estações	Regressão Linear	r	r ²	RMSE (m)	NRMSE (%)	Skill
Batalha	$Y = 0,9373x - 0,0020$	0,94	0,88	0,12	7,6	0,97
Ilha de Brocoió	$Y = 0,9454x - 0,0349$	0,96	0,92	0,09	7,2	0,98
Ilha de Paquetá	$Y = 0,8537x - 0,0089$	0,90	0,81	0,15	9,9	0,94
Ilha do Boqueirão	$Y = 0,9312x - 0,0491$	0,97	0,94	0,10	7,1	0,98
Saco do Pinhão	$Y = 0,9902x - 0,0118$	0,93	0,86	0,13	8,3	0,96
Miriti	$Y = 1,0251x - 0,0143$	0,89	0,79	0,17	9,6	0,94
Ilha do Engenho	$Y = 0,9385x - 0,0038$	0,97	0,94	0,07	5,6	0,98
Ilha de Bom Jesus	$Y = 0,9787x + 0,0067$	0,98	0,96	0,05	3,8	0,99
Base Naval	$Y = 0,9365x - 0,0031$	0,99	0,98	0,05	4,0	0,99
Ilha da Conceição	$Y = 0,9438x + 0,0139$	0,85	0,72	0,18	11,6	0,84
Ponta do Caju	$Y = 1,0291x + 0,0145$	0,83	0,69	0,21	11,7	0,89
Mocanguê	$Y = 0,9540 + 0,0012$	0,95	0,90	0,09	6,4	0,97
Rio de Janeiro	$Y = 0,9360x - 0,0402$	0,98	0,96	0,06	5,5	0,98
Ponta da Armação	$Y = 0,9538x - 0,0248$	0,97	0,94	0,07	5,8	0,97

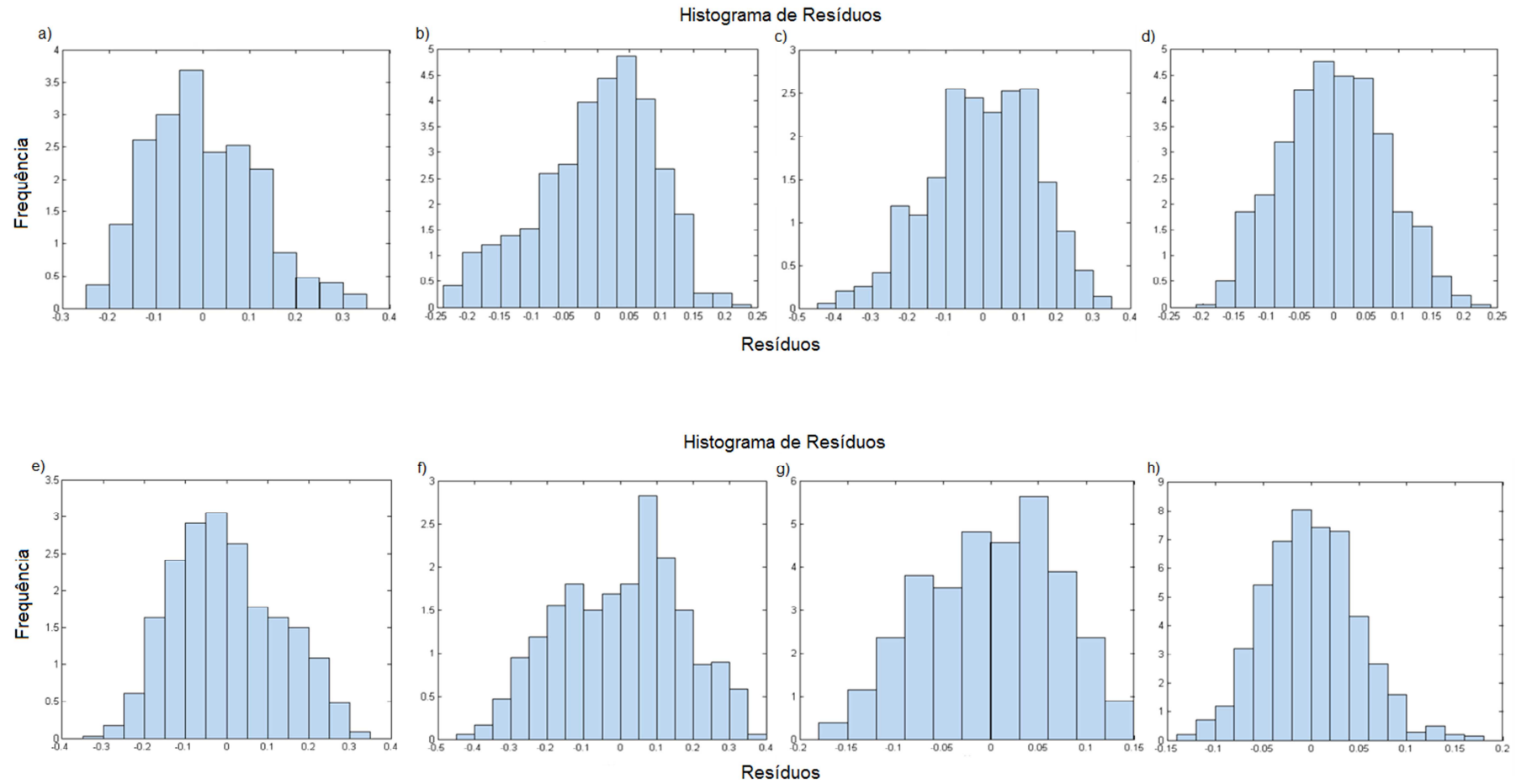
Tabela 7 - Medidas estatísticas aferição da concordância entre os resultados do MOHID e os dados.
(conclusão)

Estações	Regressão Linear	r	r²	RMSE (m)	NRMSE (%)	Skill
Cais do Porto	$Y = 0,9472x - 0,0394$	0,98	0,96	0,06	5,2	0,99
Ilha Fiscal	$Y = 0,9030x - 0,0346$	0,97	0,94	0,07	6,5	0,98
Fortaleza de Santa Cruz	$Y = 0,9641x + 0,0054$	0,96	0,92	0,08	6,5	0,95

Fonte: A autora, 2017.

Finalmente, coube a interpretação dos histogramas de resíduos, cujas distribuições convergiram para a distribuição normal padrão, simétrica e mesocúrtica, exceto as estações Ponta do Caju e Ilha da Conceição, corroborando aos valores encontrados para RMSE (fig. 13 - 15).

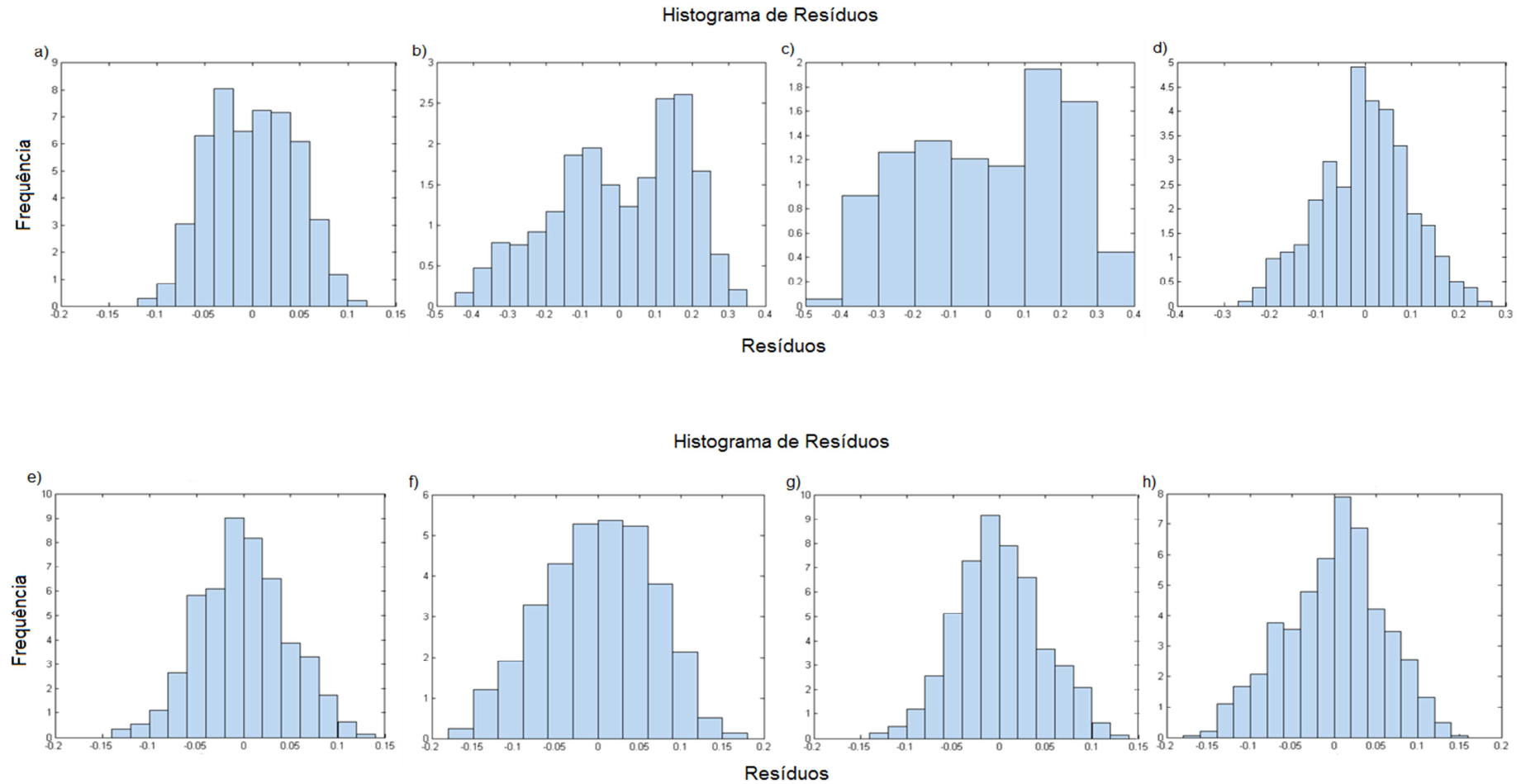
Figura 13 - Histograma de resíduos



Legenda: Histograma que representa a distribuição dos resíduos para as estações Batalha (a), Ilha de Brocoió (b), Ilha de Paquetá (c), Ilha do Boqueirão (d), Saco do Pinhão (e), Miriti (f), Ilha do Engenho (g) e Ilha de Bom Jesus (h).

Fonte: A autora, 2017.

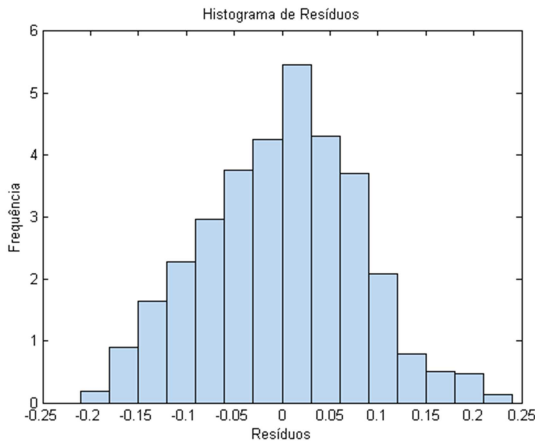
Figura 14 - Histograma de resíduos



Legenda: Histograma que representa a distribuição dos resíduos para as estações Base Naval (a), Ilha da Conceição (b), Ponta do Caju (c), Mocangúê (d), Rio de Janeiro (e), Ponta da Armação (f), Cais do Porto (g) e Ilha Fiscal (h).

Fonte: A autora, 2017.

Figura 15 - Histograma de resíduos

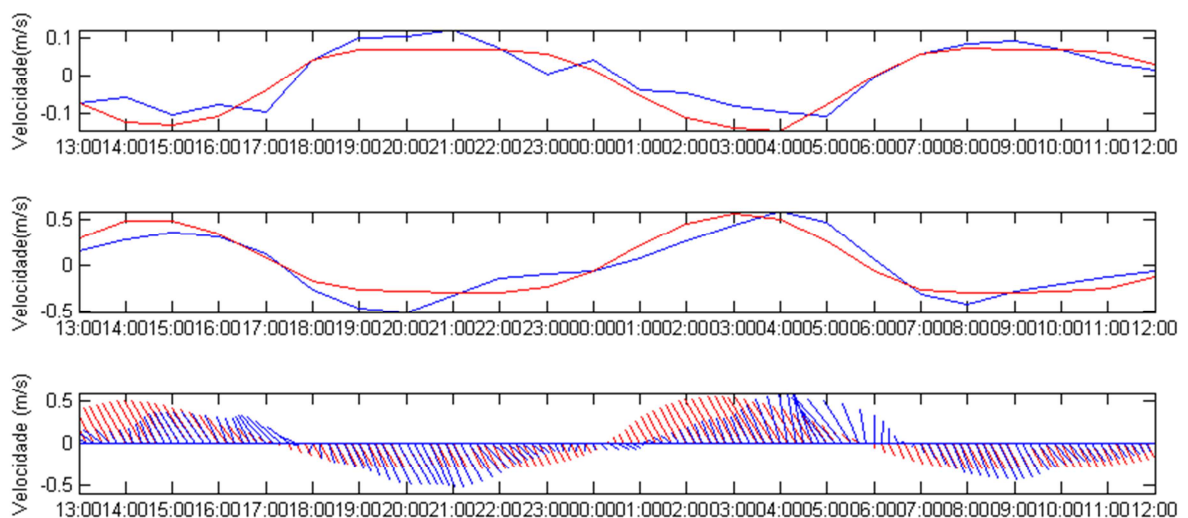


Legenda: Histograma que representa a distribuição dos resíduos para a estação Fortaleza de Santa Cruz.
Fonte: A autora, 2017.

5.2.2.2 Estação Correntométrica

Na figura 16, são apresentadas as comparações das componentes zonal e meridional da corrente obtidas na coleta iniciada no dia 9 de novembro de 2011 com duração de 25 horas, dados verticalmente integrados. Na tabela 8 são apresentados os índices estatísticos para as comparações.

Figura 16 - Comparação das velocidades de corrente de maré entre o MOHID e os dados



Legenda: Comparação das velocidades zonal (1°) e meridional (2°) e stickplot da corrente (3°) entre os dados da estação correntométrica (em azul) e os resultados do MOHID (em vermelho).
Fonte: A autora, 2017.

As correntes de maré são mais dificilmente reproduzidas numericamente em estuários quando comparadas à elevação da superfície do mar, por apresentarem maior sensibilidade às variações batimétricas e morfológicas (ZHONG & LI, 2006). A tabela 8, aponta as comparações realizadas utilizando-se a decomposição para remoção dos efeitos descarga fluvial, circulação gravitacional e turbulência nos dados de corrente, uma vez que este experimento (experimento controle) é forçado somente com maré. É verificado uma média com tendência à zero, além de altos valores do coeficiente de correlação de Spearman para ambas as componentes. A componente meridional apresentou maiores coeficiente de correlação (0,918) e *skill* (0,906), representativo das variações de amplitude e fase, e NRMSE (11,423%), já que esta se encontra orientada ao canal de navegação, ou seja, ao fluxo principal de enchente e vazante. A componente zonal, com menor coeficiente de correlação (0,890) e *skill* (0,885), e menor NRMSE (10,986). O que indica que, com a filtragem da turbulência, a intensidade da corrente para componente u se aproxima mais aos dados, enquanto a fase da componente v possui maior aderência.

Tabela 8 - Índices estatísticos para validação de velocidade verticalmente integrada. Dados com decomposição da velocidade.

	Média do Dado (m)	Média do MOHID (m)	STD do Dado (m)	STD do MOHID (m)	a (coef. angular)	b (coef. linear)	MSE (m ²)	MSEs/MSE (sist. norm)	MSEu/MSE (aleat. norm)	RMSE (m)	RMSEs (sistemático) (m)	RMSEu (aleatório) (m)	NRMSE (%)	r (corr)	d (skill)
Vel_U	0,003	-0,009	0,077	0,083	0,842	0,010	0,001	0,195	0,804	0,036	0,016	0,032	10,986	0,890	0,885
Vel_V	-0,004	0,019	0,309	0,317	0,898	-0,020	0,016	0,087	0,913	0,127	0,037	0,121	11,443	0,918	0,906

Fonte: A autora, 2017.

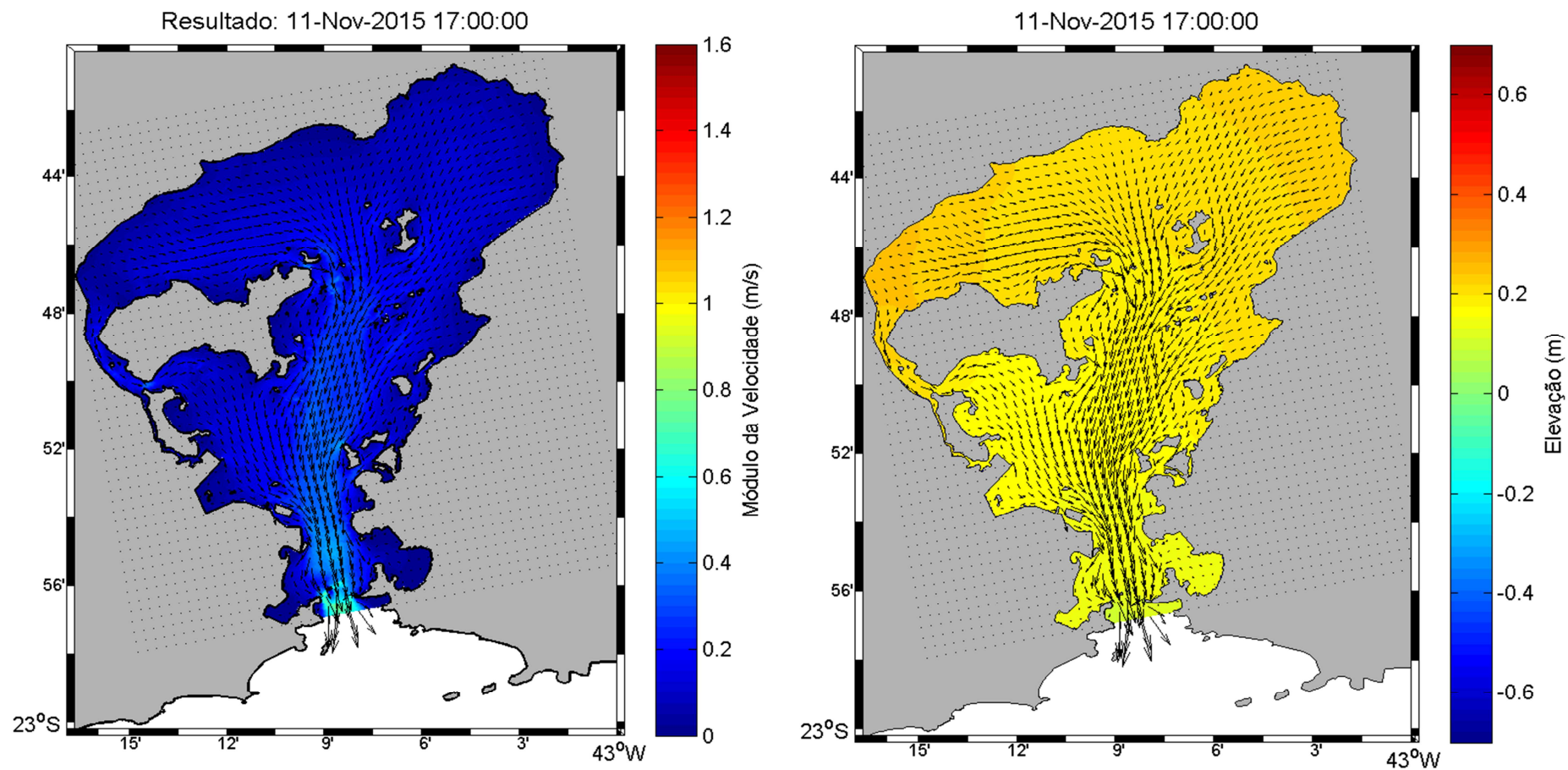
5.2.3 Campos de velocidade da corrente e elevação da superfície do mar

A seguir serão apresentados os mapas instantâneos de amplitude e velocidade obtidos com a simulação do MOHID para os períodos de sizígia e quadratura. Os resultados para o período de quadratura serão descritos e discutidos ao longo do documento. Os mapas referentes a esses resultados são mostrados no anexo B deste documento.

5.2.3.1 *Sizígia*

Da figura 17 à 20 são apresentados os campos de elevação da superfície livre e vetores velocidade durante o período de sizígia para os instantes de: enchente, preamar, vazante e baixamar.

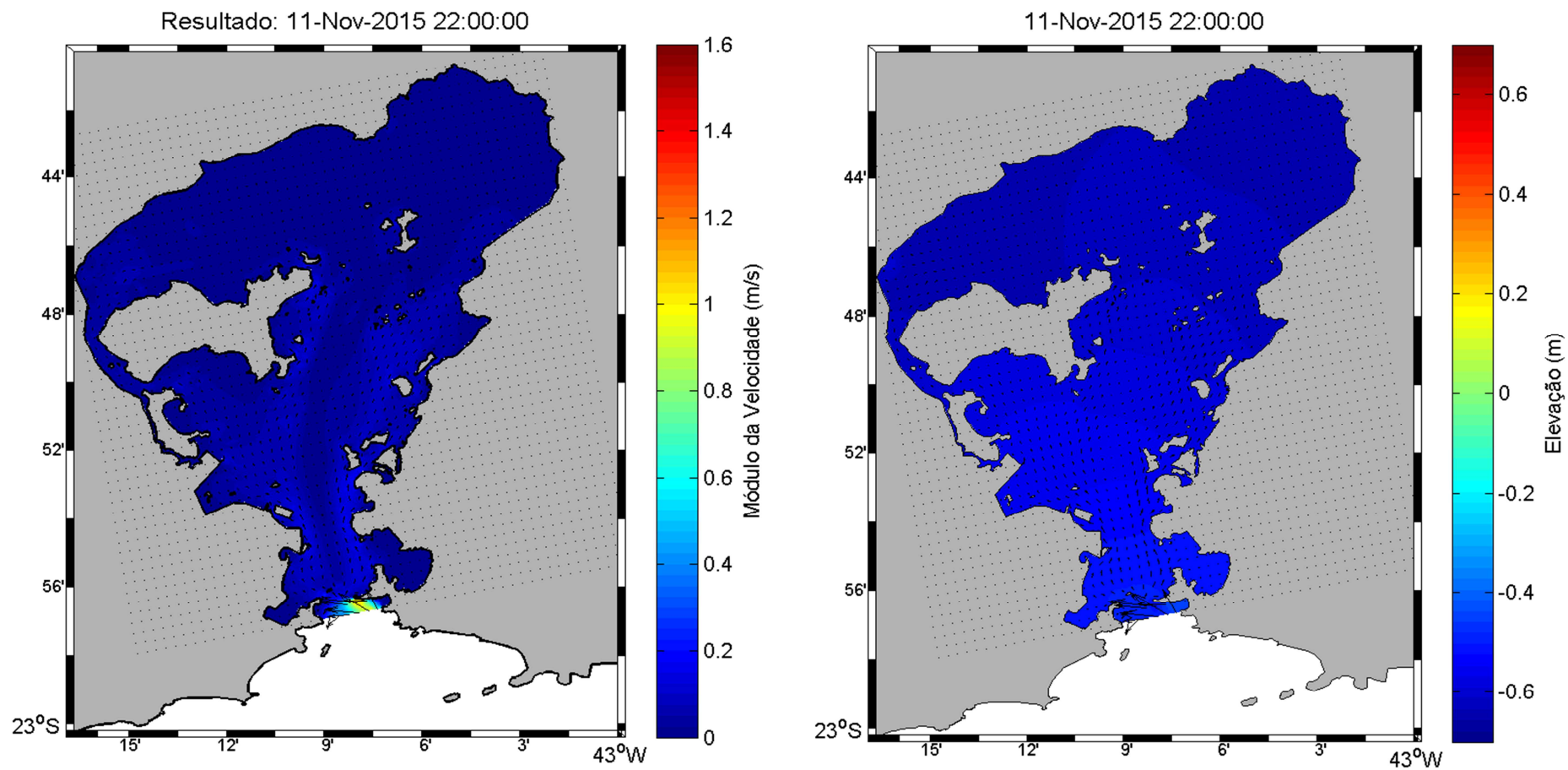
Figura 17 - Campo de elevação da superfície livre e corrente



Legenda: Corrente e elevação do nível do mar em instante de vazante de maré de sizígia. A figura da esquerda representa o campo do módulo da velocidade e vetores, e a da direita, a elevação da superfície e os vetores velocidade.

Fonte: A autora, 2017.

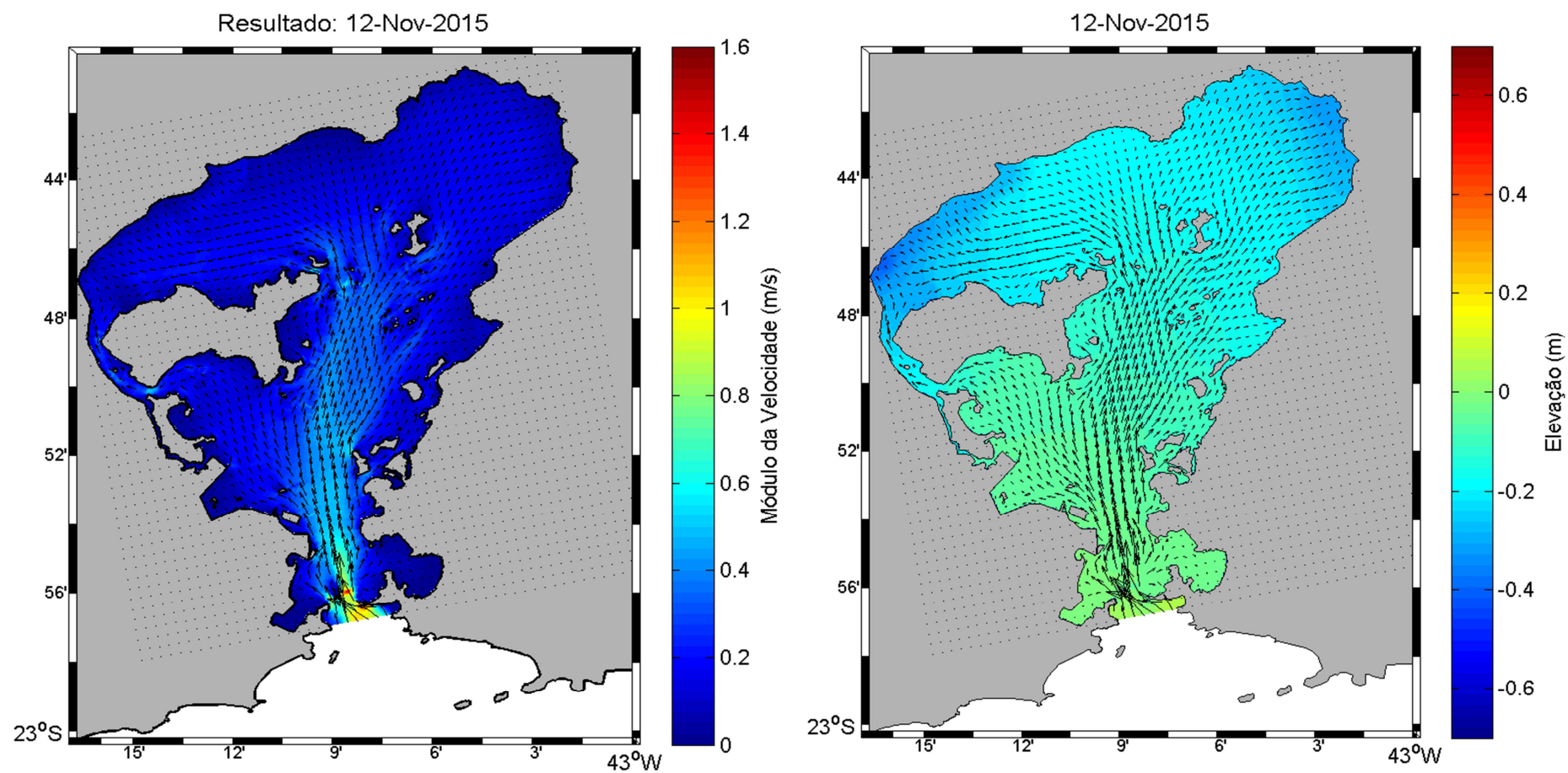
Figura 18 - Campo de elevação da superfície livre e corrente



Legenda: Corrente e elevação do nível do mar em instante de baixamar de maré de sizígia, respectivamente. A figura da esquerda representa o campo do módulo da velocidade e vetores, e a da direita, a elevação da superfície e os vetores velocidade.

Fonte: A autora, 2017.

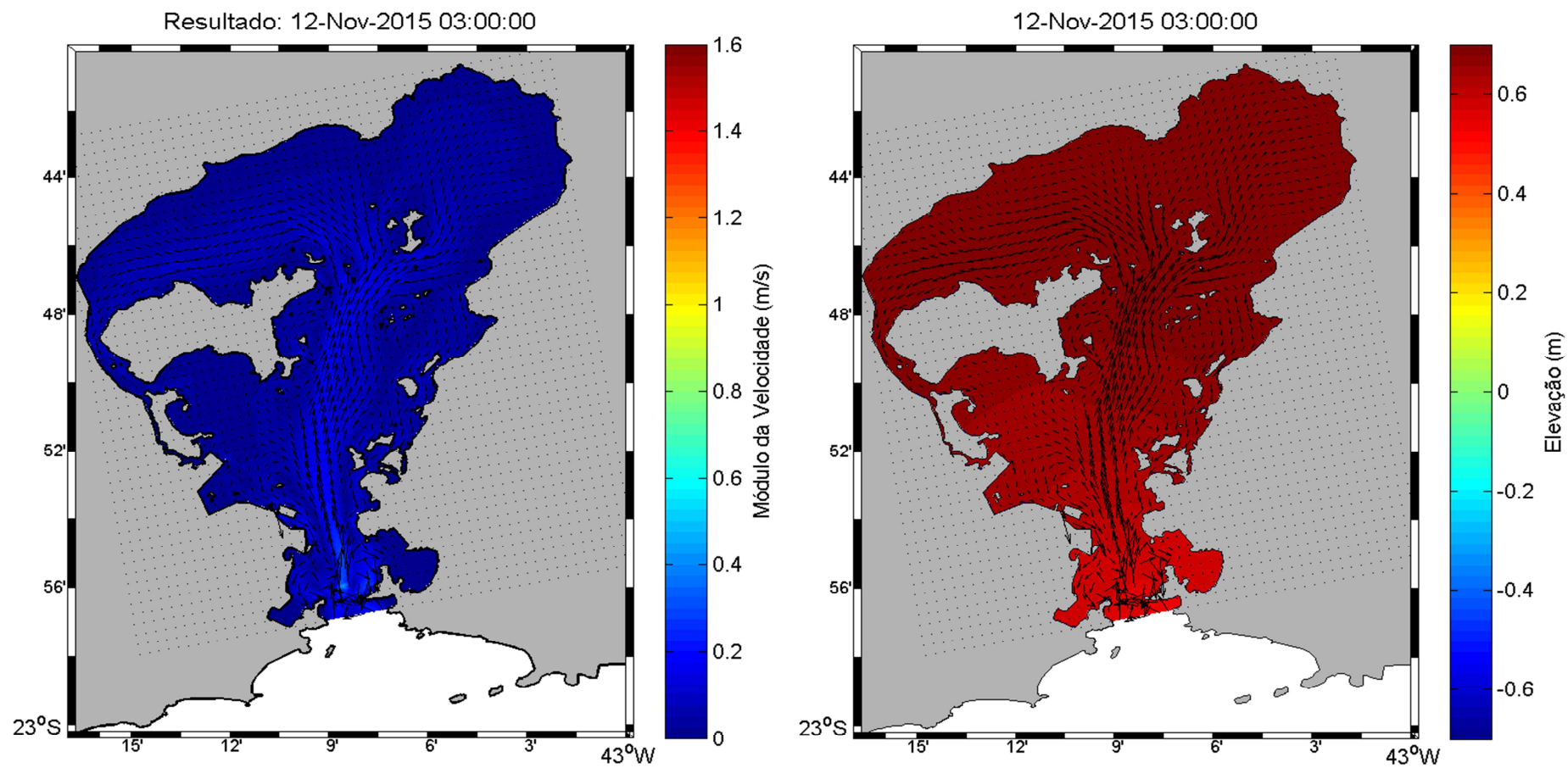
Figura 19 - Campo de elevação da superfície livre e corrente



Legenda: Corrente e elevação do nível do mar em instante de enchente de maré de sizígia. A figura da esquerda representa o campo do módulo da velocidade e vetores, e a da direita, a elevação da superfície e os vetores velocidade.

Fonte: A autora, 2017.

Figura 20 - Campo de elevação da superfície livre e corrente



Legenda: Corrente e elevação do nível do mar em instante de preamar de maré de sizígia. A figura da esquerda representa o campo do módulo da velocidade e vetores, e a da direita, a elevação da superfície e os vetores velocidade.

Fonte: A autora, 2017.

As máximas velocidades são observadas nos instantes de enchente e vazante, na entrada da baía, e as máximas e mínimas amplitudes encontradas na preamar e baixamar, respectivamente. As velocidades máximas encontradas na sizígia foram de 1.30 m.s^{-1} durante a enchente, e $0,82 \text{ m.s}^{-1}$ durante a vazante, na entrada da baía, em conformidade ao apresentado por JICA (1994) e Amador (1997) que verificaram valores máximos de $1,56 \text{ m.s}^{-1}$ para enchente, e $1,37 \text{ m.s}^{-1}$ para vazante. Em contrapartida, os valores máximos de velocidade apresentados em Cartas de Correntes de Maré da Baía de Guanabara, DHN (2012), estão abaixo daqueles encontrados neste trabalho, com o máximo $0,77 \text{ m.s}^{-1}$, verificado 2 horas após a preamar em Ilha Fiscal.

De forma geral, as velocidades em sizígia apresentaram-se mais intensas que em quadratura, assim como esperado devido à maior energia relacionada à forçante da maré. Em todas as condições de maré notam-se maiores velocidades da corrente na seção da entrada e no canal de navegação da BG diminuindo à medida que avançam para o interior. Essa redução da velocidade é resultado de um efeito combinado da maior dissipação de quantidade de movimento devido às tensões de atrito com o fundo uma vez que este torna-se mais raso à medida em se deslocam em direção à parte interna da BG, ao efeito da continuidade, que tende a aumentar a intensidade das correntes em regiões onde a seção (canal de navegação) é lateralmente mais confinada, e ao efeito advectivo.

Verifica-se também que o campo de velocidade é não-lateralmente uniforme com os vetores acompanhando as isobatas e diminuindo em direção as áreas marginais e interiores, tal qual observado por Bérghamo (2006).

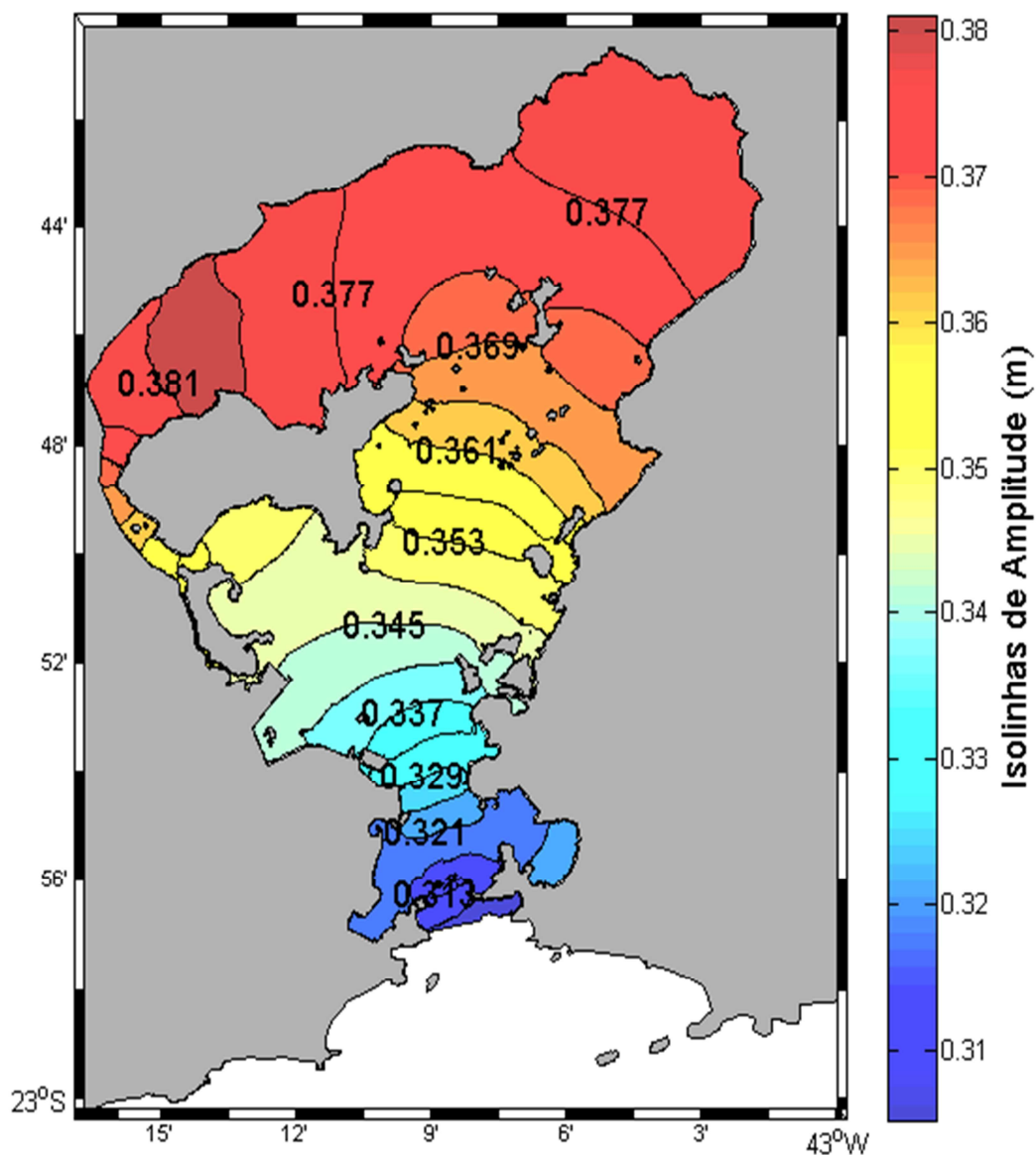
Em preamar e baixamar, observam-se, respectivamente, as maiores e menores elevações. A onda de maré apresenta as maiores elevações nas partes internas da baía, o que indica o caráter hipersíncrono da maré neste ambiente. Como constatado por Malta (2005) e Sampaio (2003), a Baía de Guanabara classifica-se como um sistema estuarino ligeiramente hipersíncrono, pois a altura da maré no seu interior possui amplitude superior à observada em sua entrada, ocorrente por efeito de reflexão da onda de maré, um exemplo é a Ilha de Paquetá. De acordo com Sampaio (2003), comparando-se os registros de marégrafos da estação da Ilha Fiscal, localizada próximo a entrada da BG em Niterói, com registros da estação da Ilha de Paquetá, no interior da baía, na segunda observa-se a amplificação da altura da maré em cerca de 30 cm.

5.2.4 Proposição de mapas de isolinhas de amplitude e fase

A seguir são apresentados (fig. 21 a 28) proposições de mapas de isolinhas de amplitude e fase para as 3 constituintes mais energéticas (M2, S2, O1) e a componente de águas rasas de maior amplitude (M4). Em conjunto, as três constituintes: principal semidiurna lunar, principal semidiurna solar e principal diurna lunar, são responsáveis por quase 80% da amplitude de maré na BG.

Para confecção dos mapas de cotas, foi utilizada uma série temporal de 1 ano de saídas do modelo, a fim de aumentar a robustez do resultado.

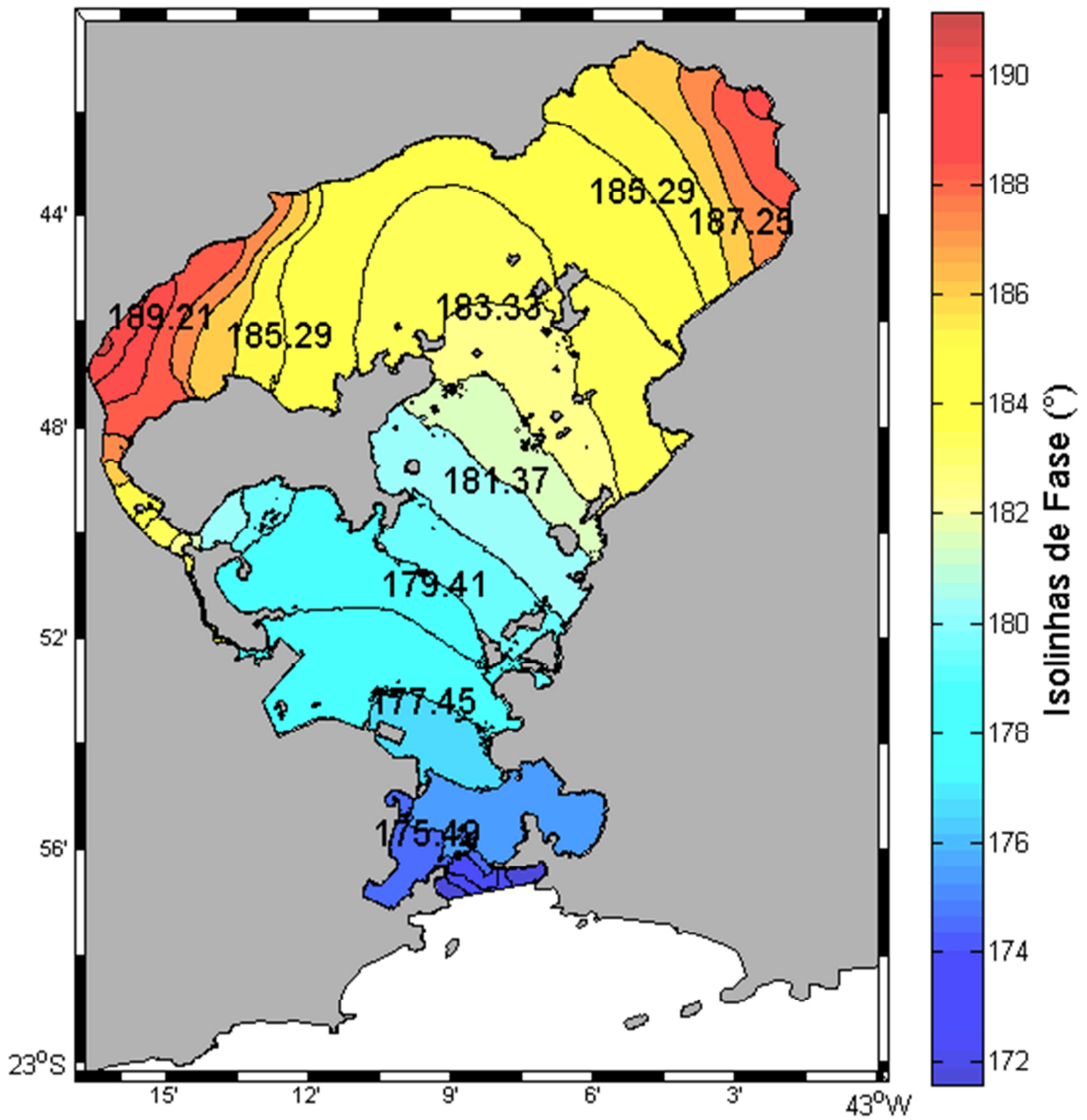
Figura 21 - Mapa de isolinhas de amplitude para constituinte M2



Legenda: Mapa de distribuição de isolinhas de amplitude para a constituinte astronômica M2.

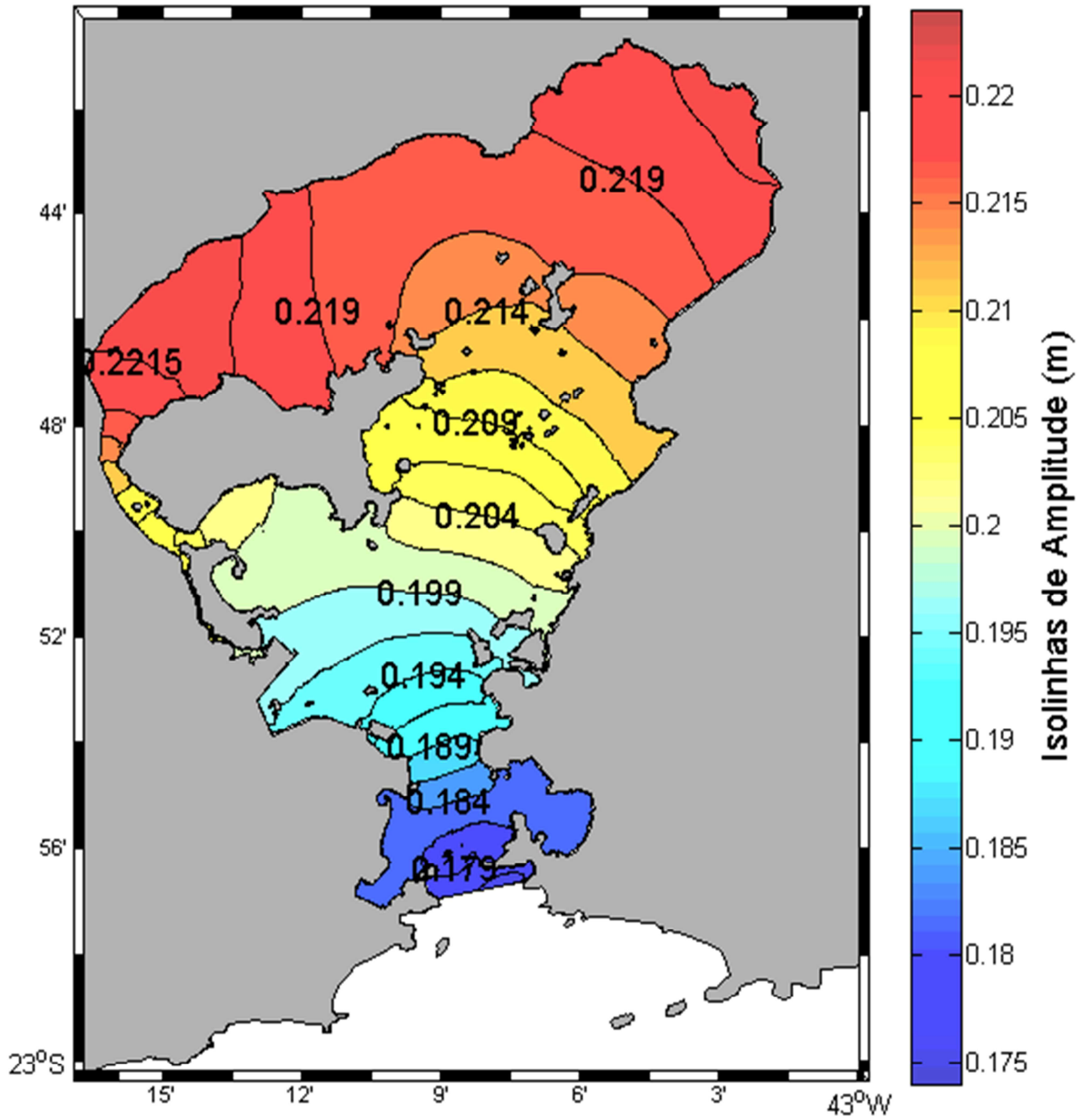
Fonte: A autora, 2017.

Figura 22 - Mapa de isolinhas de fase para constituinte M2



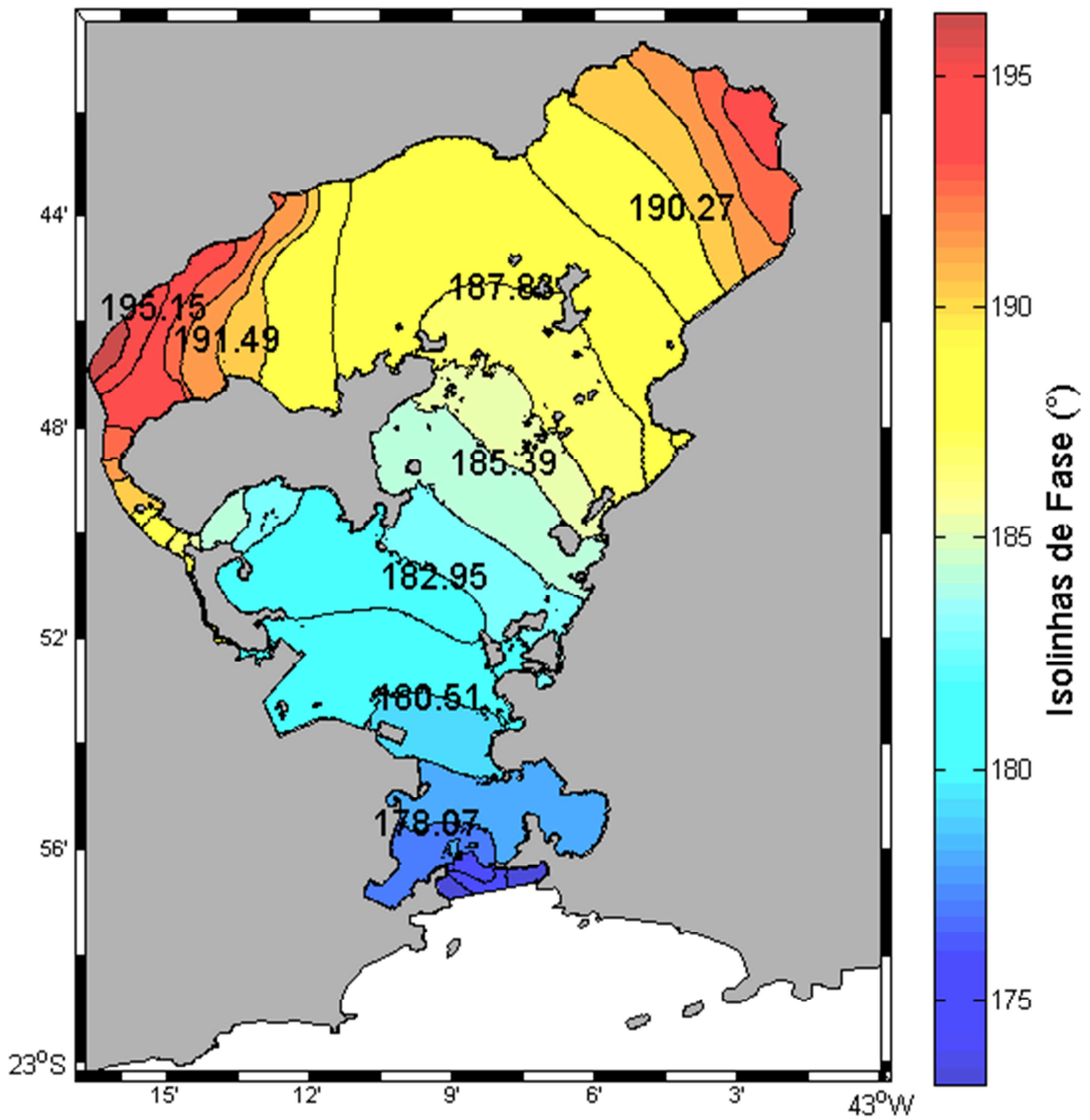
Legenda: Mapa de distribuição de isolinhas de fase para a constituinte astronômica M2.
Fonte: A autora, 2017.

Figura 23 - Mapa de isolinhas de amplitude para constituinte S2



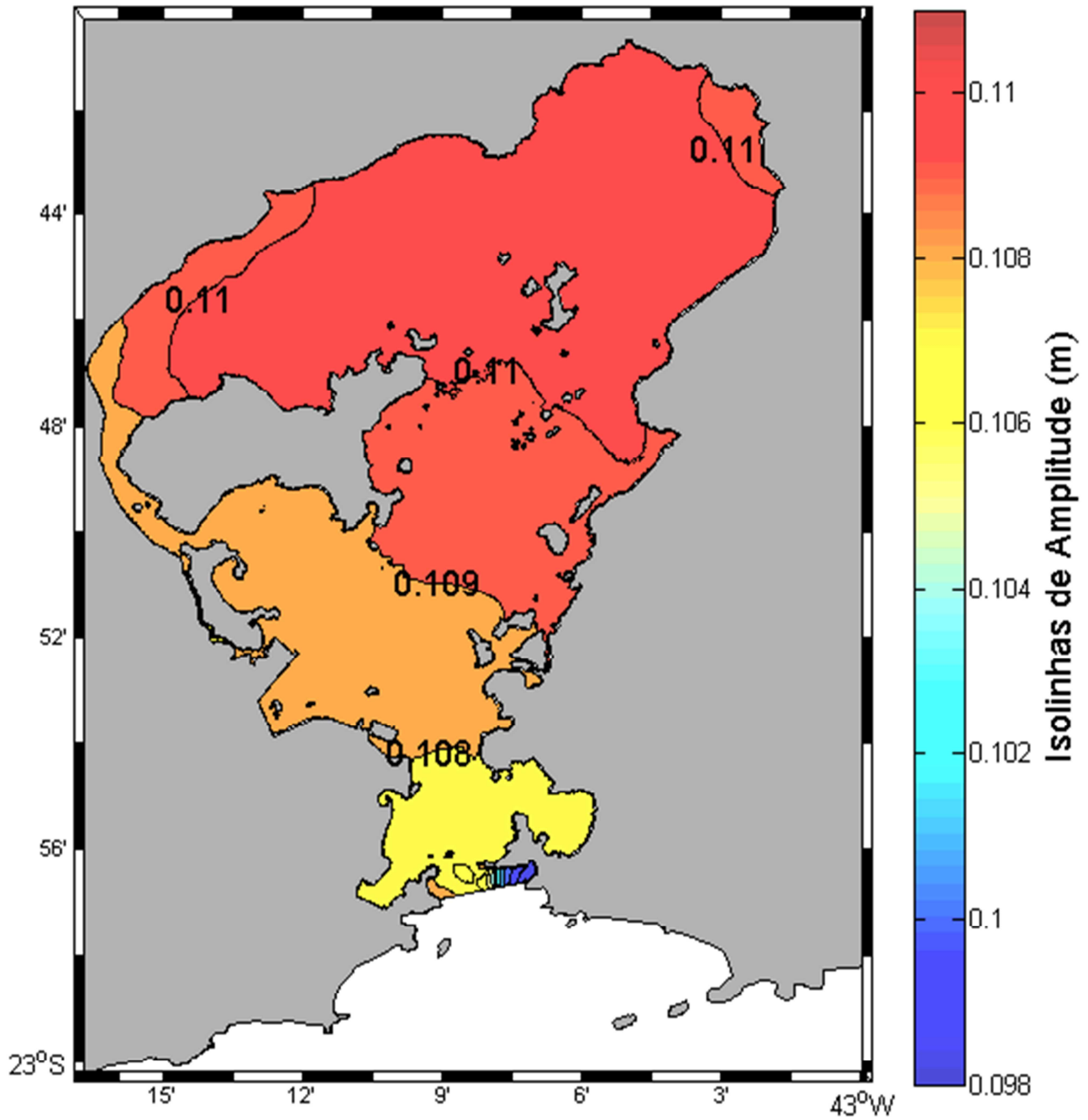
Legenda: Mapa de distribuição de isolinhas de amplitude para a constituinte astronômica S2.
Fonte: A autora, 2017.

Figura 24 - Mapa de isolinhas de fase para constituinte S2



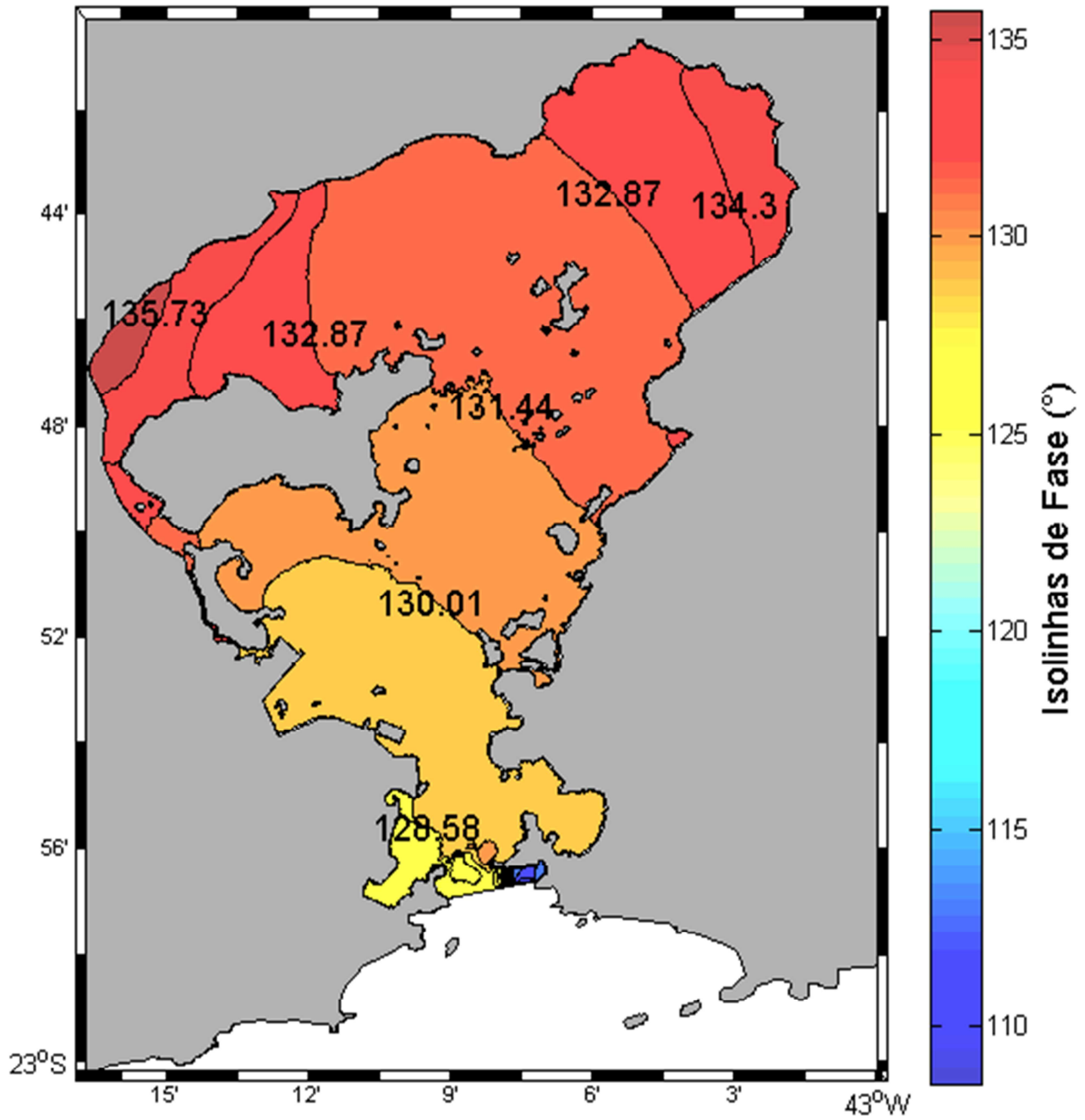
Legenda: Mapa de distribuição de isolinhas de fase para a constituinte astronômica S2.
Fonte: A autora, 2017.

Figura 25 - Mapa de isolinhas de amplitude para constituinte O1



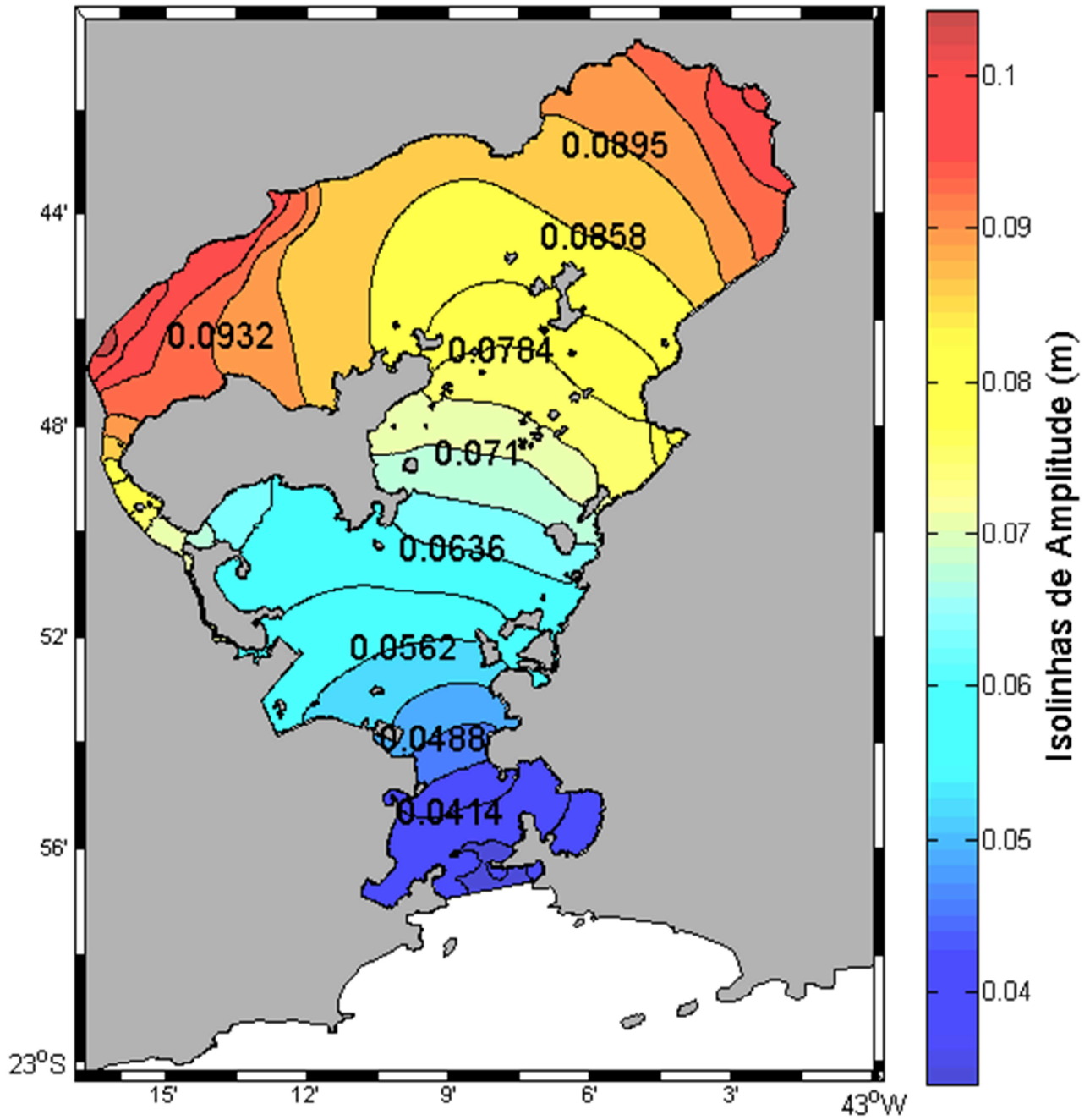
Legenda: Mapa de distribuição de isolinhas de amplitude para a constituinte astronômica O1.
Fonte: A autora, 2017.

Figura 26 - Mapa de isolinhas de fase para constituinte O1



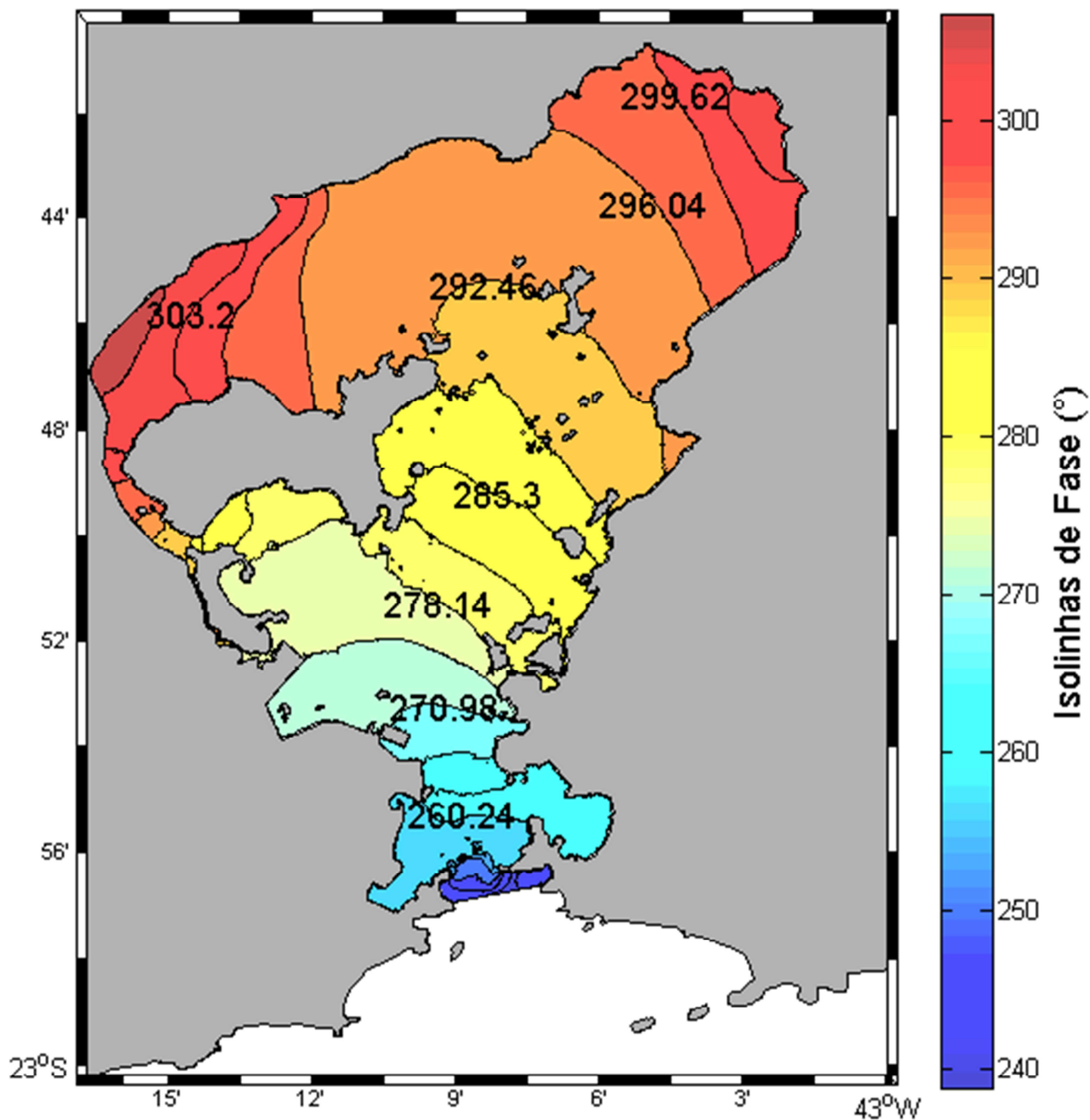
Legenda: Mapa de distribuição de isolinhas de fase para a constituinte astronômica O1.
Fonte: A autora, 2017.

Figura 27 - Mapa de isolinhas de amplitude para constituinte M4



Legenda: Mapa de distribuição de isolinhas de amplitude para a constituinte astronômica M4.
Fonte: A autora, 2017.

Figura 28 - Mapa de isolinhas de fase para constituinte M4



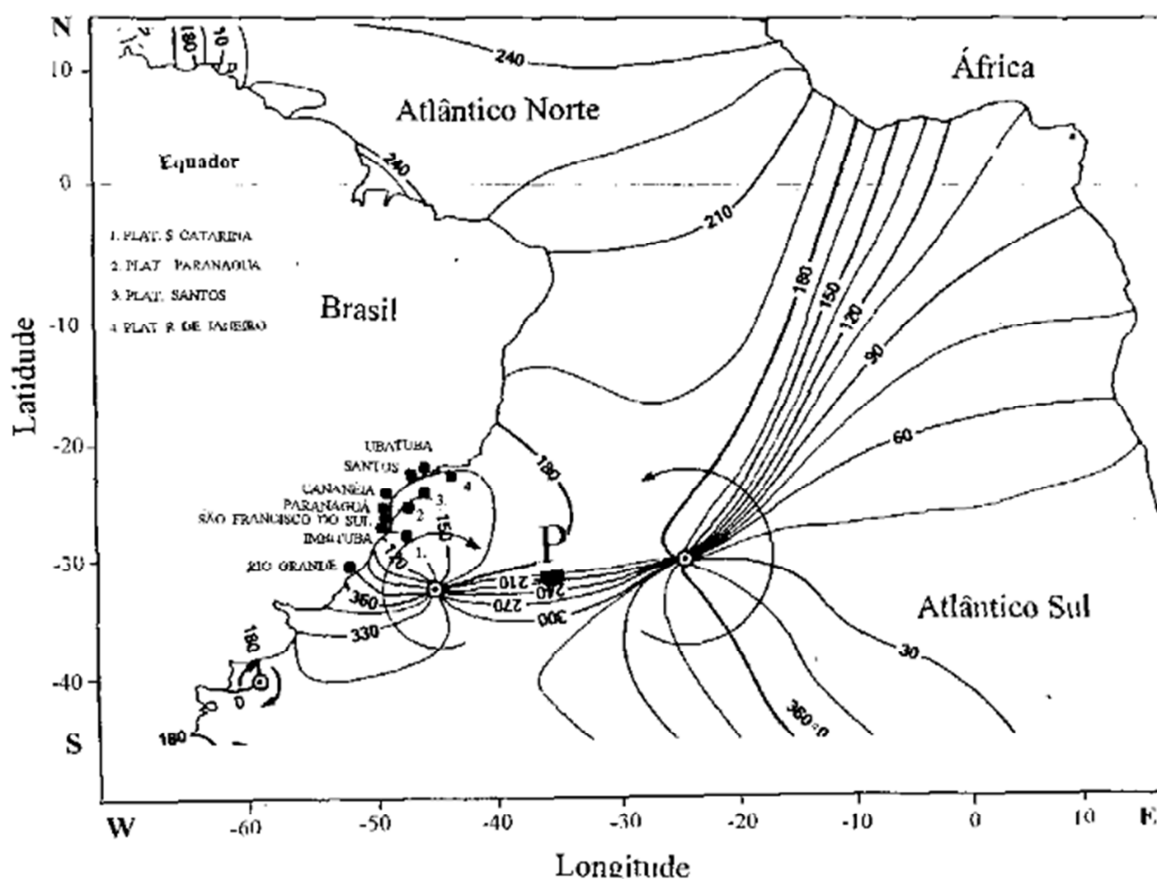
Legenda: Mapa de distribuição de isolinhas de fase para a constituinte astronômica M4.
 Fonte: A autora, 2017.

O mapa de cotas de amplitude para a constituinte M2, aponta a variação da amplitude em 7 cm, ao longo do canal de navegação, com valor médio de 36,63 cm. As linhas de fase apresentam maior gradiente próximo à entrada da BG, com maiores valores na margem oeste. Portanto a onda de maré atinge, primeiramente, a margem leste da baía. A amplificação da S2 também ocorre em direção ao interior da BG, ao longo do canal de navegação, assim como para M2. Entretanto a máxima diferença de amplitude é de 4,5 cm, e 21,22 cm como valor

médio. A onda de maré, assim como para a M2, atinge primeiramente a margem leste. A constituinte O1 é aquela com maior variação na entrada da BG, tanto para a amplitude, quanto para a fase. A amplificação é de apenas 1,2 cm, e a média 10,96 cm. A variação da fase na entrada, é de 47° , com $83,19^\circ$ na margem leste e $130,19^\circ$ na margem oeste. A constuinte de águas rasas, M4, apresenta amplificação de 6 cm com média de 8,02 cm. A fase, do mesmo modo que para as demais constituintes, apresenta diferença entre as margens leste e oeste.

Para todas as constituintes foi observado que, na entrada da BG, as linhas de fase atingem primeiro a margem leste. Tal fato se deve, possivelmente, à uma maior influência do ponto anfidrômico mais interior na bacia do Atlântico sul onde a onda de maré, no entorno, gira anticiclonicamente, figura 29 (MESQUITA, 1997).

Figura 29 - Linhas cotidais (de mesma fase) da componente M2 no Oceano Atlântico Sul



Legenda: Isolinhas de fase na qual são observados dois pontos anfidrômicos da componente M2. O primeiro mais a leste na bacia do Atlântico e o outro a oeste, mais próximo a costa, na latitude próxima a da cidade de Rio Grande, RS.

Fonte: Mesquita, 1997.

Após a região de maior estreitamento na entrada da BG as linhas de fase passam a ter orientação mais perpendicular ao canal de navegação.

Quando há o encontro da onda com o conjunto formado pelas Ilhas de Paquetá e Brocoió, observa-se uma subdivisão em duas direções. Uma porção da frente de onda, aparentemente, mantém a orientação direcionada à Apa de Guapimirim, enquanto a outra se desloca em direção à Batalha, sugerindo um padrão de difração. Esta observação é perceptível para as componentes semidiurnas e para a M4.

Na margem leste, a estação de Miriti é a última a registrar a chegada da preamar. Nesta estação, verificamos também a chegada da onda por dois caminhos, um principal a leste, e um outro, mais estreito, a sul, via Canal do Cunha, o que torna a co-oscilação local mais complexa. Além disso, existem algumas incertezas sobre a representação batimétrica do modelo utilizado no canal do Cunha visto que este canal tem sofrido diversas dragagens recentes. Tal fato pode contribuir para a maior dificuldade observada nas validações para a representação da amplitude e da fase da maré modeladas nesta estação em particular.

As maiores amplitudes são observadas na porção interior leste da BG para todas as continentes semidiurnas, diurnas e M4. A onda de maré demora cerca de 18,23 minutos para se deslocar da Fortaleza de Santa Cruz à Batalha, o que corresponde à defasagem de $8,81^\circ$. Em relação à Miriti, última estação a registrar a onda, esse tempo é de cerca 23,05 minutos ($11,14^\circ$).

Uma estimativa do comprimento da onda de maré pode ser realizada, por exemplo, entre as estações de Fortaleza de Santa Cruz e Batalha, assumindo-se uma velocidade de fase (c) constante entre esses locais dada pela razão da distância aproximada, 25 km, e o tempo de 18,23 minutos de deslocamento da onda entre eles, obtem-se $c \approx 22,8$ m/s. Aplicando-se a equação da onda $c = \lambda f$ e considerando f como a frequência semidiurna da constituinte M2 dominante, o comprimento de onda estimado fornece $\lambda \approx 1020$ km.

5.2.5 Assimetria da amplitude de maré

Para se avaliar a assimetria nos resultados modelados foram avaliados a razão de magnitude da amplitude das componentes M4 e M2, e o sentido da assimetria através da fase relativa, tanto para os dados maregráficos quanto para a simulação numérica.

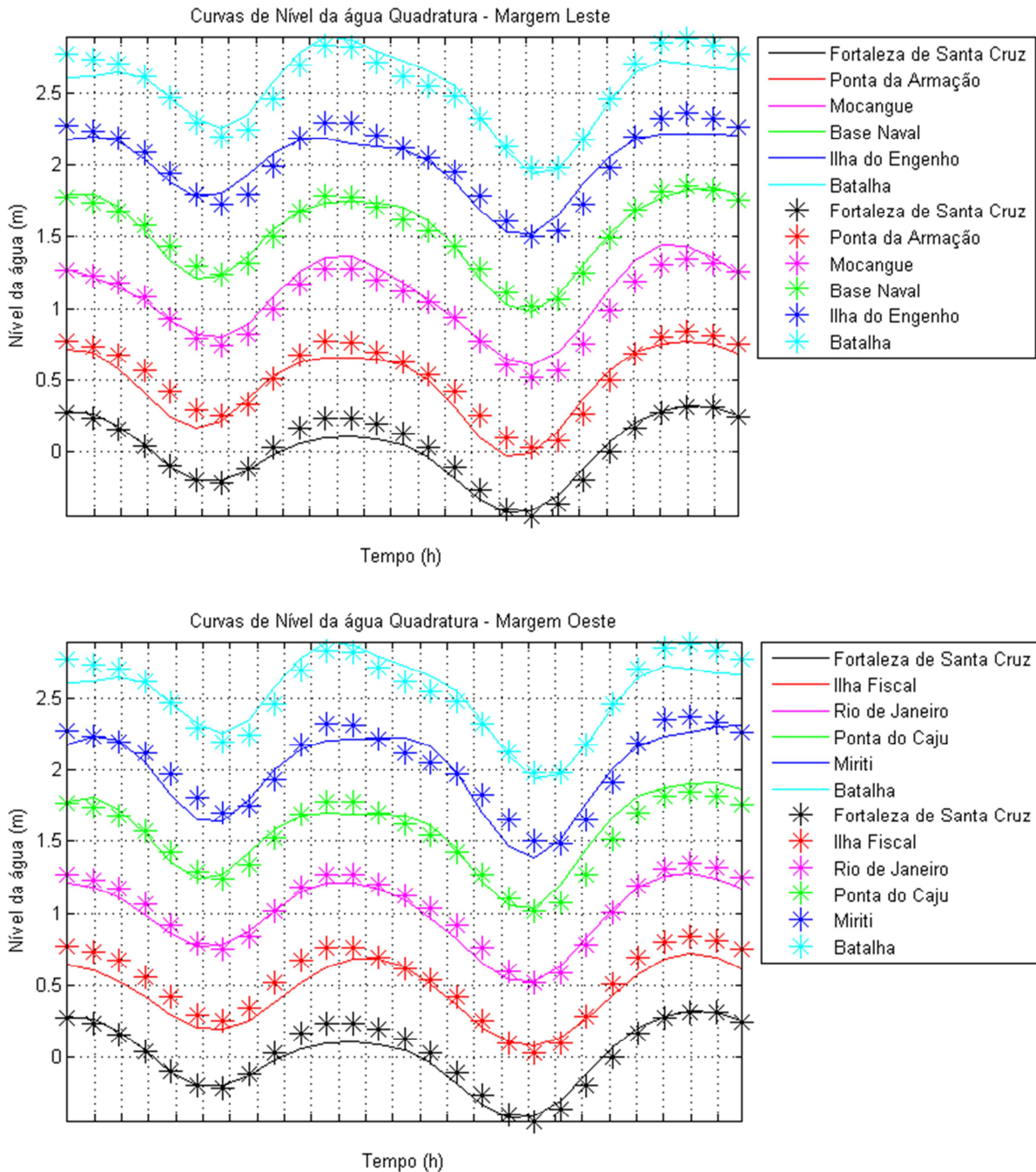
As análises foram realizadas para um total de 10 estações, distribuídas nas margens leste e oeste, nas quais a estação Fortaleza de Santa Cruz é a mais externa, e Batalha a mais interna à BG.

Gráficos das séries temporais da elevação da superfície possibilitam a verificação dos tempos de enchente e vazante, bem como a assimetria (fig. 30 e 31). Acrescem-se a estas análises da amplitude e amplificação das constituintes (fig. 32 e 33).

As curvas de nível da água (elevação da superfície livre), permitem visualizar a assimetria entre os tempos de enchente e vazante, e qual a variação dessa ao longo da BG, ou seja, em direção a regiões de menores profundidades. A figura 31, apresenta a variação de nível ao longo de 26 horas para as margens leste e oeste, em sizígia, além da comparação entre os dados previstos e modelados. É possível verificar a defasagem, apresentada na figura 31 entre a previsão e o modelo. Apesar de tal defasagem, é notável a diferença entre os tempos de enchente e vazante, principalmente nas estações Batalha e Ilha do Engenho. Já na Fortaleza de Santa Cruz a diferença não é, relativamente, tão expressiva.

Para a margem oeste, figura 31, também é possível verificar a assimetria da maré mais marcada nas estações interiores. Apesar de a diferença de fase, entre a previsão e o modelo, ser mais acentuada.

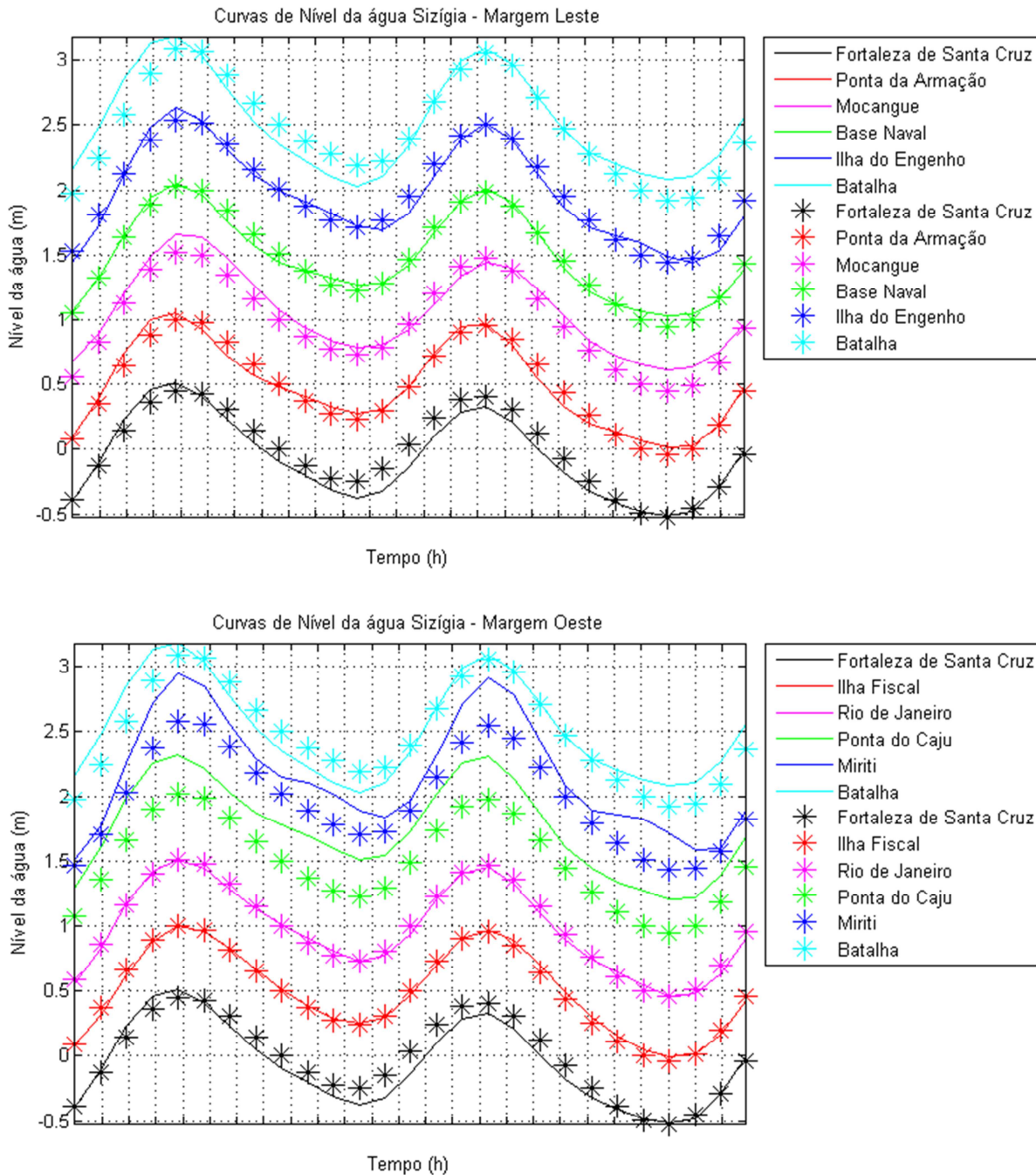
Figura 30 - Série temporal de elevação da superfície livre



Legenda: Série temporal (26 horas) das elevações da superfície livre em quadratura nas estações de ambas as margens. Eixo do tempo particionado em intervalos horários. A linha contínua retrata os dados advindos da previsão com o PACMARÉ, e o sinal gráfico asterisco, o experimento controle.

Fonte: A autora, 2017.

Figura 31 - Série temporal de elevação da superfície livre



Legenda: Série temporal (26 horas) das elevações da superfície livre em sizígia nas estações de ambas as margens. Eixo do tempo particionado em intervalos horários. A linha contínua retrata os dados advindos da previsão com o PACMARÉ, e o sinal gráfico asterisco, o experimento controle.

Fonte: A autora, 2017.

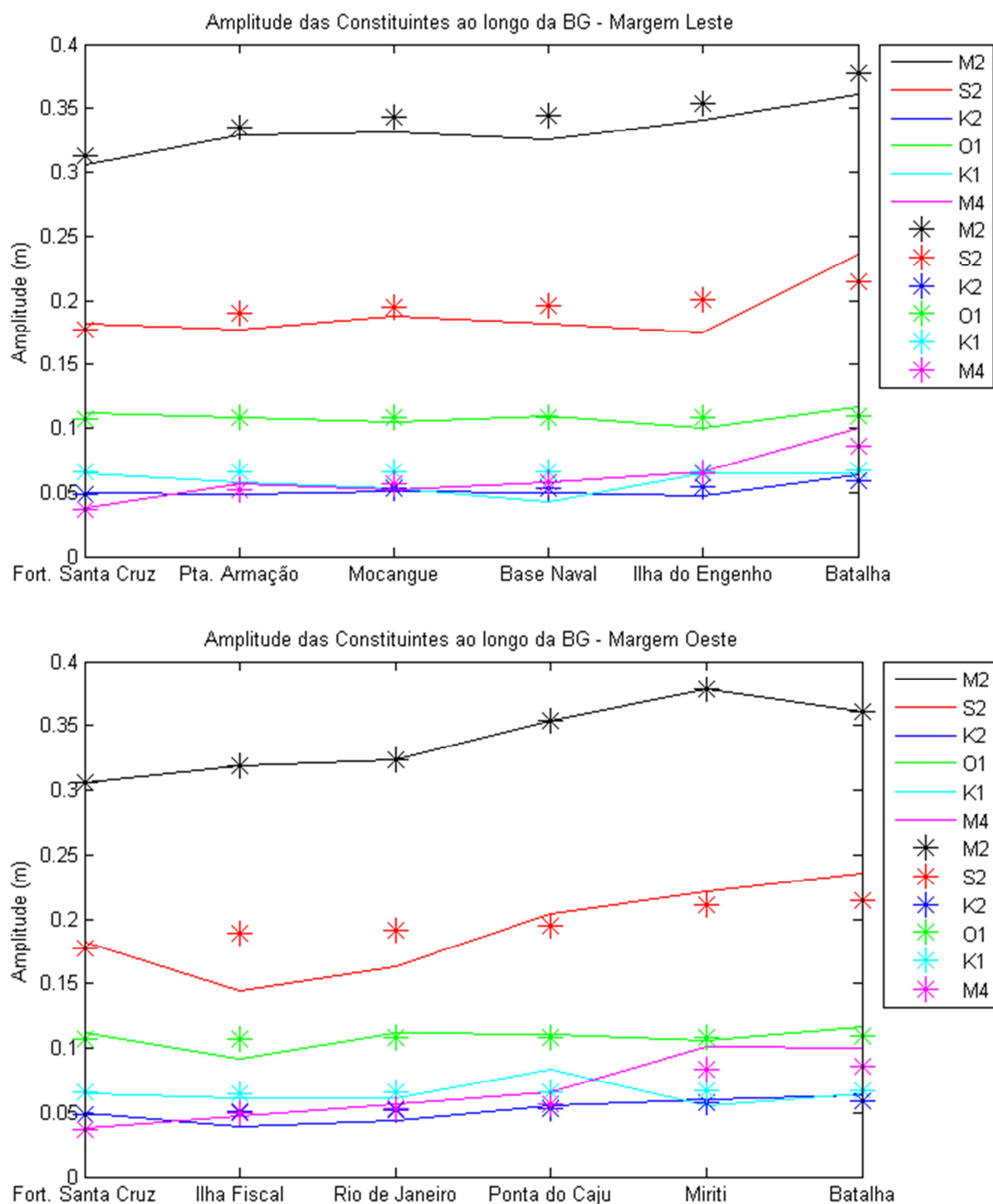
As figuras 30 e 31 apresentaram as diferenças entre os tempos de enchente e vazante, calculadas pela diferença temporal entre as ocorrências de preamar, baixamar e preamar consecutivas, com Batalha, estação mais rasa, apresentando uma vazante com duração de aproximadamente 7h, e uma enchente com 5h de duração. Isto é corroborado por JICA

(1994), resultado para superfície, apresentando valores de 4 horas e 30 minutos para enchente, e 8 horas para vazante.

A assimetria é verificada em momentos de quadratura e sizígia em ambas as margens porém, em sizígia, a diferença entre os tempos de enchente e vazante é maior. Tal fato está associado as maiores intensidades das correntes e variações do nível.

O gráfico (fig. 32) de amplitude revela a característica mais estacionária da onda de maré, uma vez que as amplitudes aumentam em direção ao interior da BG.

Figura 32 - Amplitude das constituintes ao longo da baía



Legenda: Amplitude das constituintes mais energéticas ao longo da baía, margens leste e oeste. A linha contínua representa as amplitudes resultantes da previsão com o PACMARÉ, e os sinais gráficos asteriscos as amplitudes advindas do MOHID.

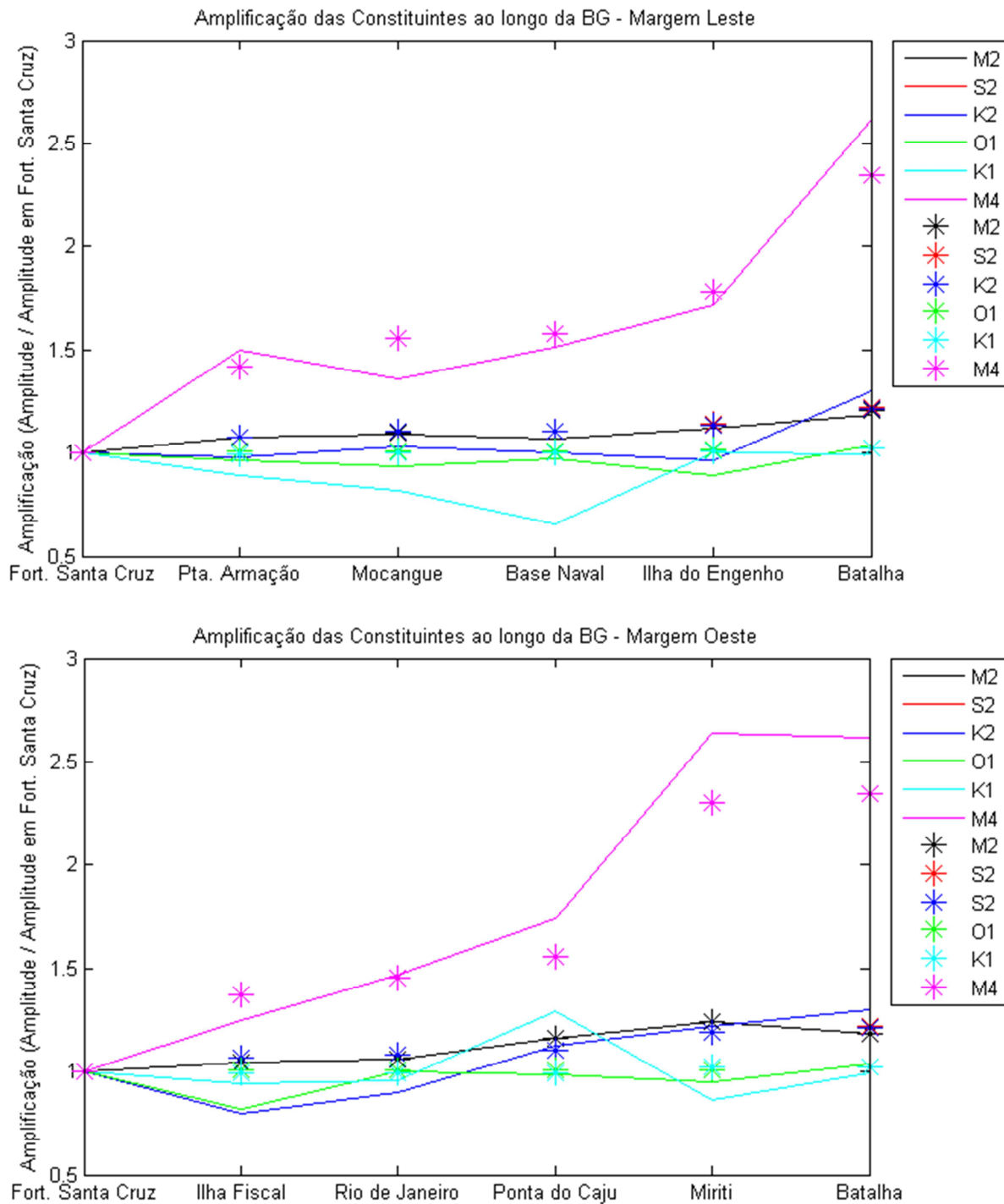
Fonte: A autora, 2017.

Com relação à margem leste, figura 32, é verificada conformidade entre os valores de amplitude do modelo e a previsão (dados), para todas as constituintes, inclusive a M4. A M2 apresenta-se com maiores valores de amplitude em todas as estações. Já as constituintes K2,

K1 e M4 exibem as menores amplitudes, apesar de M4 apresentar um acréscimo em direção ao interior da BG.

A amplificação foi calculada a partir da razão entre a amplitude de cada estação e a amplitude na estação de Fortaleza de Santa Cruz, entrada da BG, para cada constituinte. Em ambas as margens, figura 33, a M4 apresentou a maior amplificação, com os resultados do modelo em conformidade com os dados.

Figura 33 - Amplificação das constituintes em direção ao interior da baía



Legenda: Amplificação das constituintes mais energéticas ao longo da baía, margens leste e oeste. A linha contínua representa as amplitudes resultantes da previsão com o PACMARÉ, e os sinais gráficos asteriscos as amplitudes advindas do MOHID.

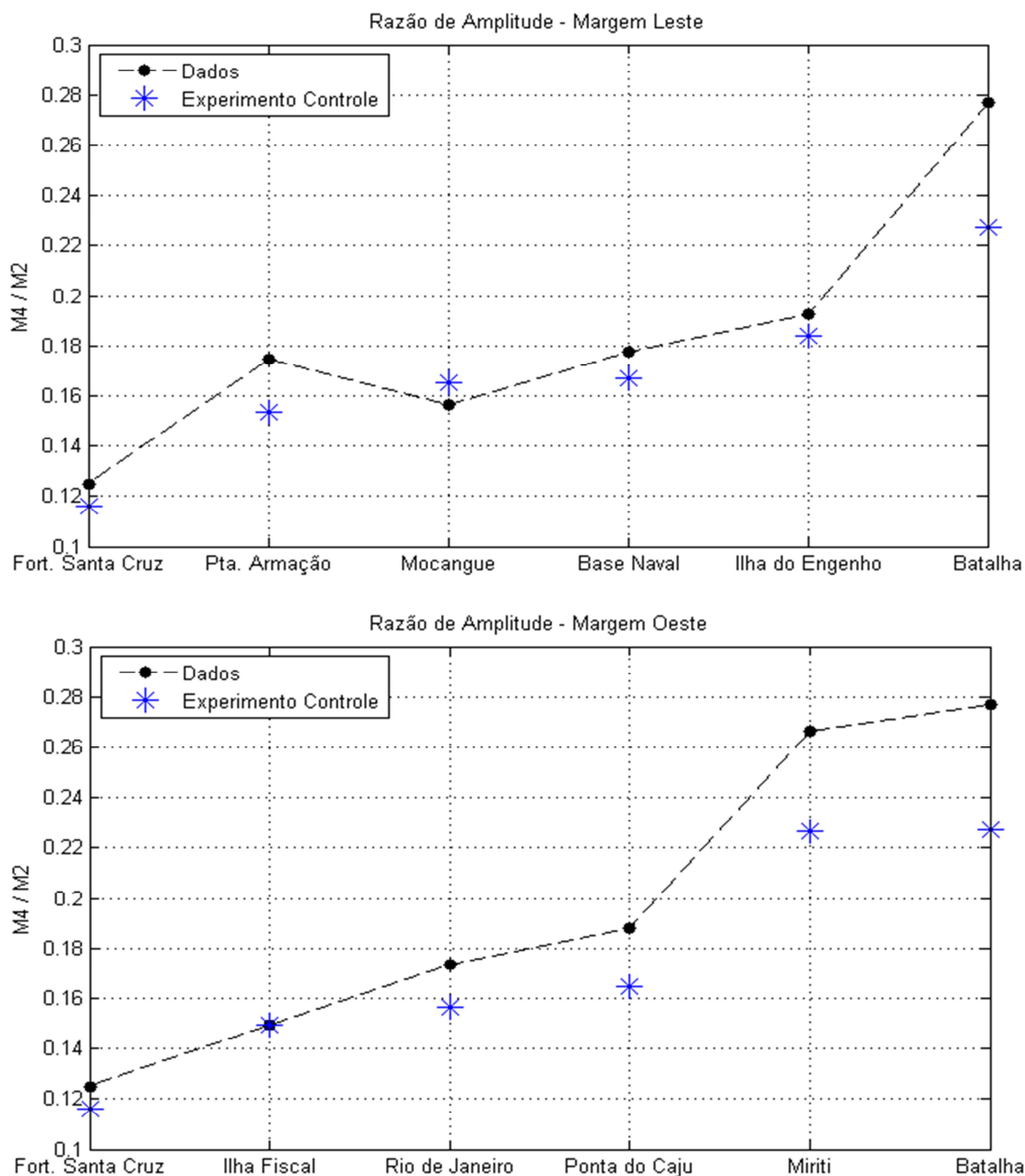
Fonte: A autora, 2017.

A variação da amplitude da constituinte M4 entre a Fortaleza de Santa Cruz (ponto mais externo) e Batalha (ponto mais interno à BG) no experimento controle foi verificada como 4,91 cm, com 8,55 cm (22,70% da M2) para Batalha, e 3,64 cm (11,63% da M2) para

Fortaleza de Santa Cruz. Os dados, apontam uma variação de 6,18 cm, com 3,82 cm de amplitude (12,05% da M2) e 10,00 cm de amplitude (27,70% da M2), para as estações supracitadas, respectivamente. Por conseguinte, os valores de amplitude máximos verificados, são subestimados quando comparados à Kjerfve (1997), que apresentou a amplitude média de 13 cm, ou seja, 19% da M2. Esta estimativa foi realizada com base em séries temporais com duração de 15 dias em três pontos, dois pontos no canal de navegação entre o aeroporto Santos Dumont e o Gragoatá (isóbata de 30 m), e o terceiro na isóbata de 20 m, em frente a Ilha do Governador.

O gráfico que aponta a razão de amplitude das constituintes M4 em relação a M2 (fig. 34) corroboram os resultados apresentados anteriormente, uma vez que exemplificam a amplificação da M4 em direção ao interior da baía, além de apontar a sua taxa de crescimento superior à da constituinte M2. Cabe destacar que a relação indica o grau de assimetria da onda de maré na baía. Portanto o grau de assimetria aumenta em direção à região interior da BG.

Figura 34 - Razão entre a amplitude das constituintes M4 e M2 para cada estação em direção ao interior da baía



Legenda: Razão entre a amplitude das constituintes M4 e M2 ao longo da baía, margem leste (imagem superior) e oeste (imagem inferior). Os sinais gráficos ponto na cor preto representa as razões de amplitudes resultantes da previsão com o PACMARÉ, e os sinais gráficos asteriscos azuis as razões de amplitudes advindas do MOHID.

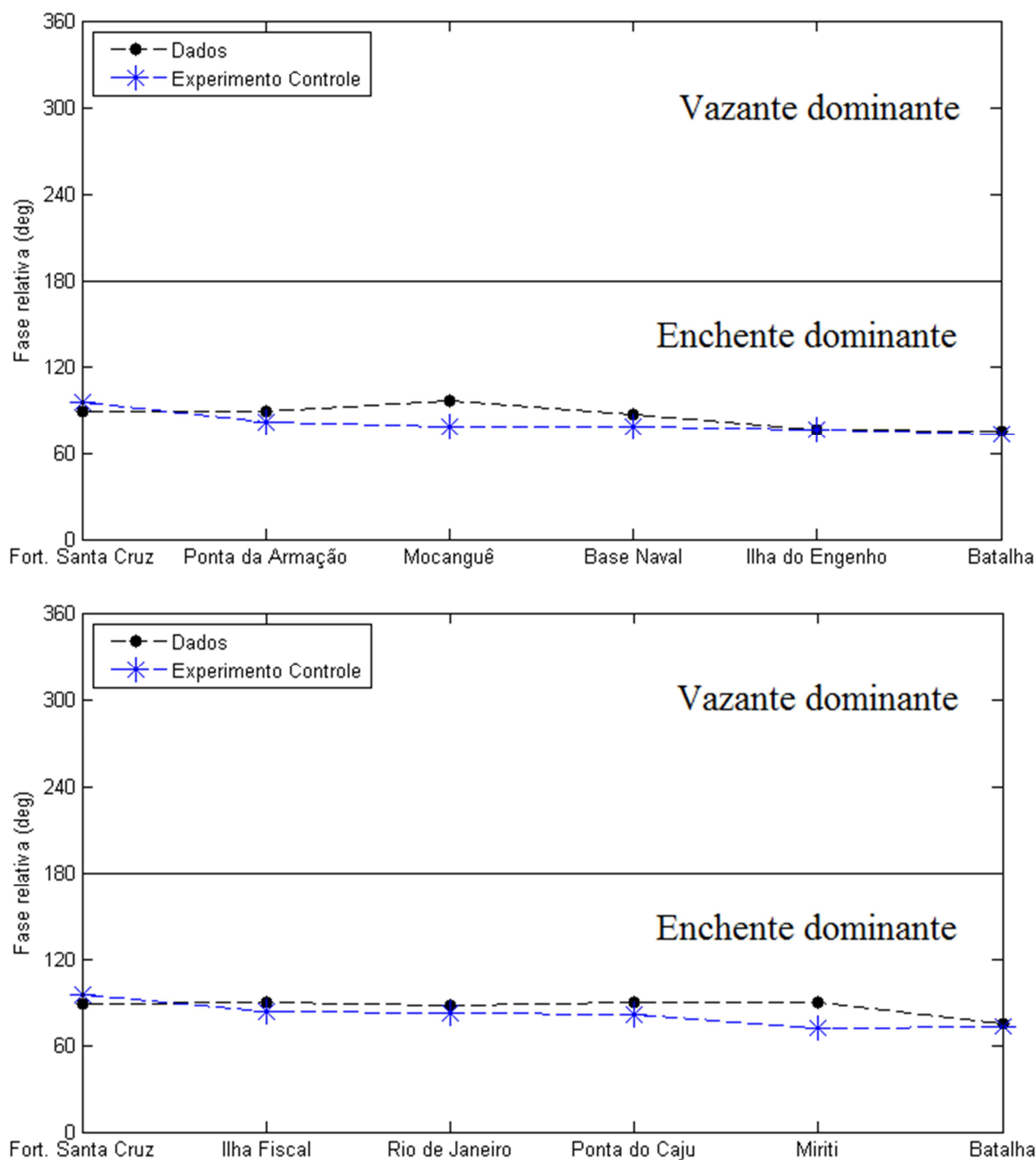
Fonte: A autora, 2017.

O cálculo da fase relativa entre as constituintes M2 e M4 ($2M2 - M4$), revela o sentido da assimetria. Fases relativas entre 0° e 180° denotam assimetria positiva, isto é, o período de vazante é maior que o de enchente, caracterizando a dominância de enchente, posto que as

maiores velocidades são verificadas durante as enchentes. Em contrapartida, as fases relativas verificadas entre 180° e 360° , indicam assimetria negativa e, por isso, dominância de vazante.

A figura 35 aponta a assimetria positiva, isto é, dominância de enchente na Baía de Guanabara em toda a sua extensão com a fase relativa decrescendo em direção ao interior da baía. Esses gráficos ratificam o apontado nas séries temporais de elevação da superfície e verificado por JICA (1994) em relação aos tempos de enchente e vazante, página 80 deste presente trabalho.

Figura 35 - Fase relativa (2M2 – M4) para cada estação em direção ao interior da BG



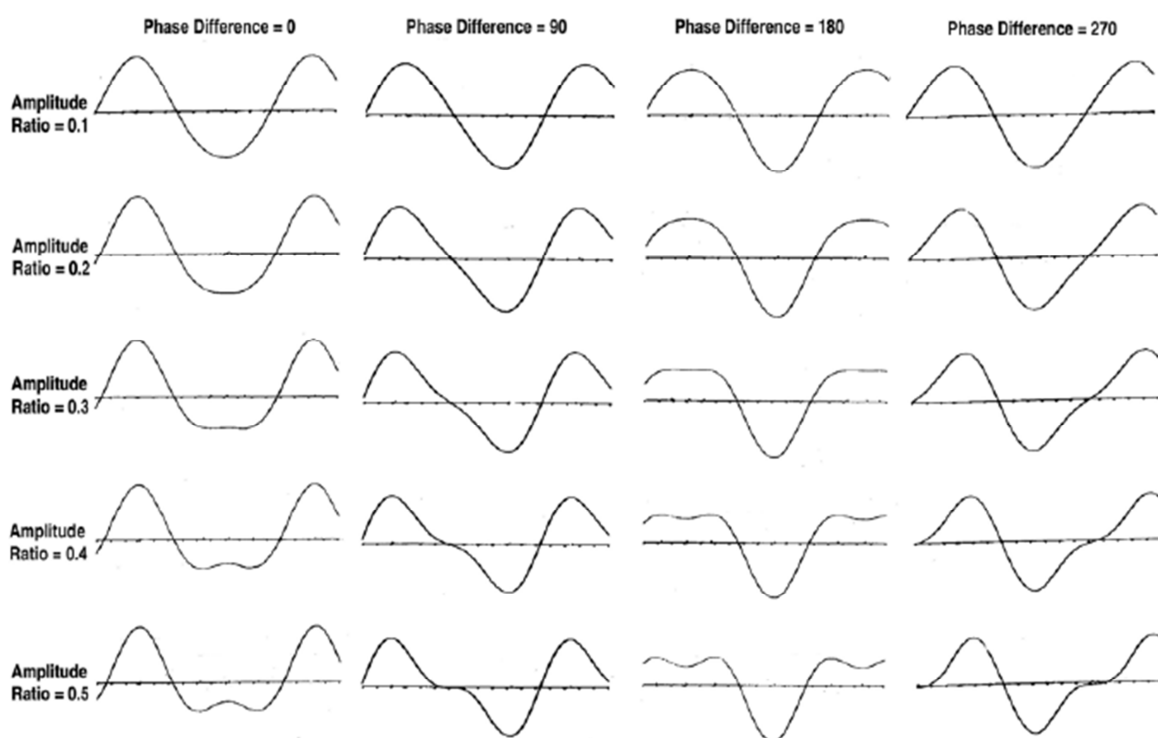
Legenda: Fase relativa (duas vezes a fase da constituinte M2 menos a fase da constituinte M4) ao longo da baía, margens leste e oeste, nessa ordem. Os sinais gráficos ponto na cor preto representa as fases relativas resultantes da previsão com o PACMARÉ, e os sinais gráficos asteriscos azuis as advindas do MOHID.

Fonte: A autora, 2017.

O grau de assimetria encontrado a partir dos resultados do experimento controle esta em conformidade com o padrão descrito por Parker (2007). A Figura 36, demonstra o formato da elevação da maré para diferentes valores da razão de amplitude e fase relativa. Observa-se que a forma da elevação da onda nas estações da margem oeste: Fort. Sta Cruz, Ilha Fiscal,

Rio de Janeiro e Ponta do Cajú é semelhante àquela na figura onde a fase relativa é de 90 graus e a razão das amplitudes entre 0,1. Já nas estações de Miriti e Batalha a curva apresenta maior semelhança com fase relativa de 90 graus e razão de amplitudes de 0,2-0,3, onde um pequeno platô começa a se formar próximo aos instantes de máxima da vazante. O mesmo é observado para as curvas da elevação na margem leste.

Figura 36 - Curvas de elevação da superfície livre para diferentes graus de assimetria

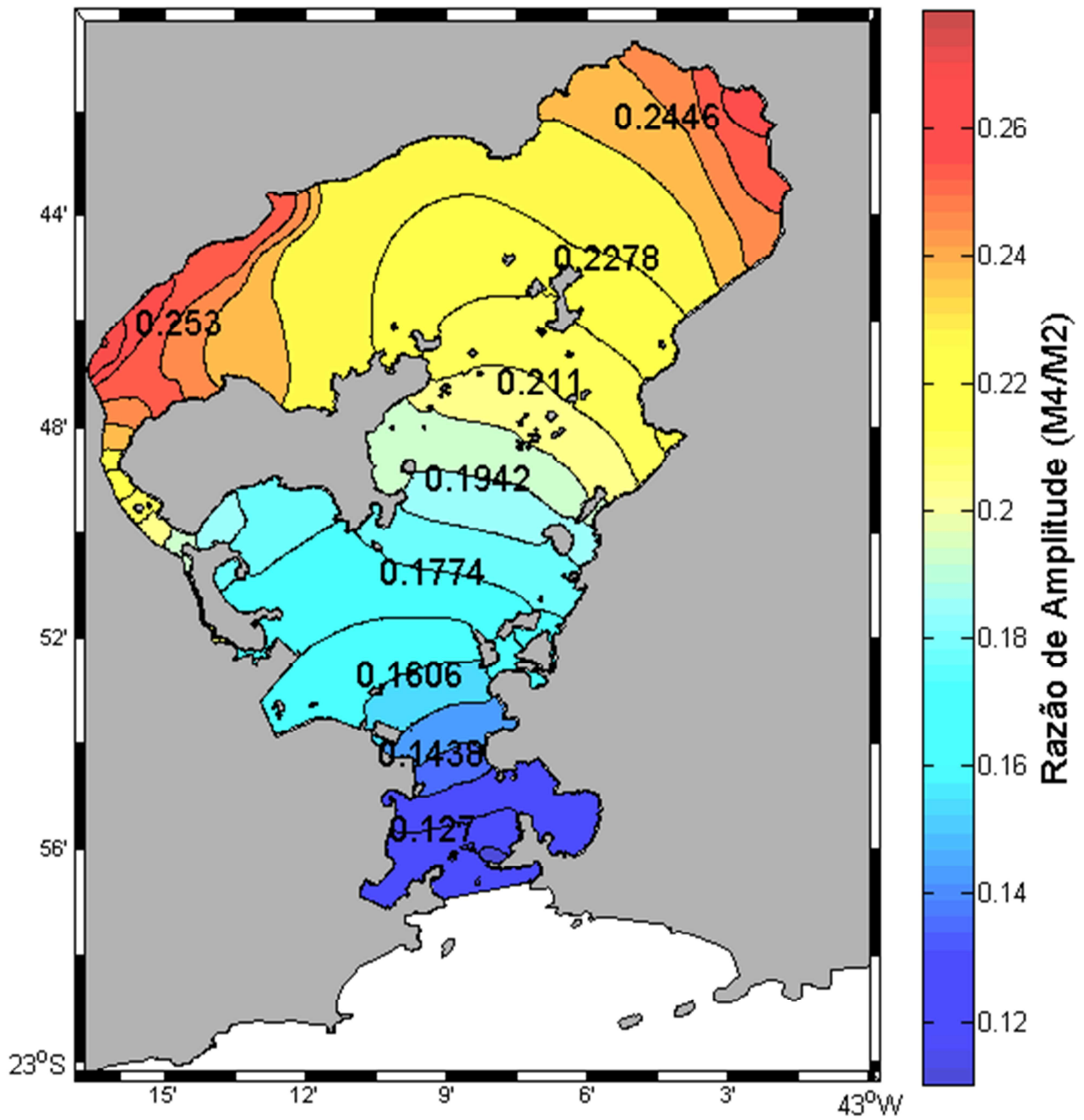


Legenda: Curvas de elevação da superfície livre, combinando a razão de amplitude e a diferença de fase. Aponta o grau de assimetria da onda de maré.

Fonte: Parker, 2007

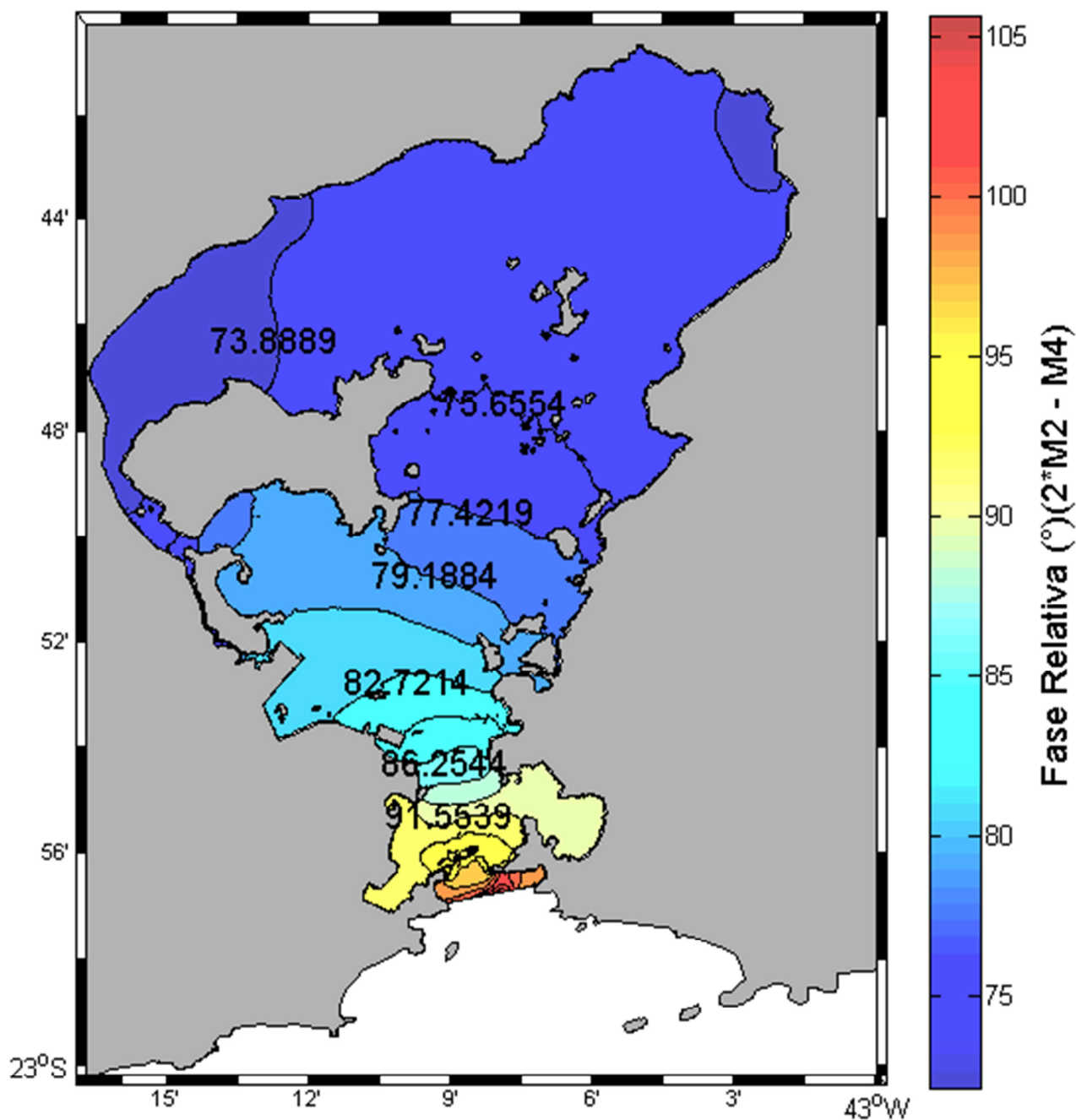
Os mapas de razão de amplitude e fase relativa propostos abaixo (fig. 37 e 38) ilustram o grau de assimetria para todos os pontos de grade do modelo fornecendo assim uma descrição espacial ampla, não restrita apenas àqueles pontos das estações ao longo das duas margens. Nesses mapas, verifica-se o maior grau de assimetria, ou seja, a maior magnitude da razão $M4/M2$, a medida em que se adentra a BG atingindo cerca de duas vezes o valor observado na região próxima a boca. A fase relativa apresenta o valor próximo à 90° próxima a boca e sofre pequena redução a medida que se adentra a BG alcançando valores de cerca de 74° . Apesar da leve redução, o sentido positivo da assimetria na BG fica bem caracterizado.

Figura 37 - Mapa de razão de amplitude



Legenda: Mapa de razão de amplitude ($M4/M2$), para todos os pontos de grade.
Fonte: A autora, 2017.

Figura 38 - Mapa de fase relativa



Legenda: Mapa de fase relativa ($2^*M2 - M4$), para todos os pontos de grade.
 Fonte: A autora, 2017.

Uma avaliação sobre o efeito do forçamento da constituinte $M4$ também foi realizada a partir de um experimento (não mostrado) onde esta constituinte não foi imposta no contorno aberto do modelo. Os resultados mostraram que, mesmo assim, a constituinte $M4$ se desenvolveu no interior da BG onde se observa uma assimetria com sentido, basicamente, análogo ao observado no experimento controle, conforme verificado nos mapas de fase relativa de ambas as margens. Nas séries de elevação, verificou-se também que a amplitude

da onda no experimento sem imposição da M4 não apresentou, visualmente, diferenças perceptíveis em relação às aquelas do experimento controle na forma como exibidas acima. Por outro lado, embora também ocorra uma amplificação da razão M4/M2 no experimento sem imposição, esta é substancialmente menor que a observada no experimento controle assim como também são menores as amplitudes alcançadas pela constituinte M4 em todas as estações no interior da BG. Apesar da reduzida amplificação, o sentido da assimetria é ainda verificado, corroborando a caracterização da BG como geradora de assimetria, assimetria interna.

Dessa forma, embora o sentido da assimetria seja muito bem representado, o grau (razão M4/M2) é subestimado no experimento sem a imposição da M4 no contorno. Apesar de visualmente não ter sido observada diferença aparente entre as séries de 26 horas da elavação nos ciclos de sizígia e quadratura entre os experimentos, uma avaliação mais detalhada do tempo de duração da enchente e da vazante nesses ciclos revelou uma redução das diferenças dos tempos computados no experimento sem imposição da M4 quando comparados ao experimento controle.

5.3 Experimento Controle modificando os termos da equação do movimento

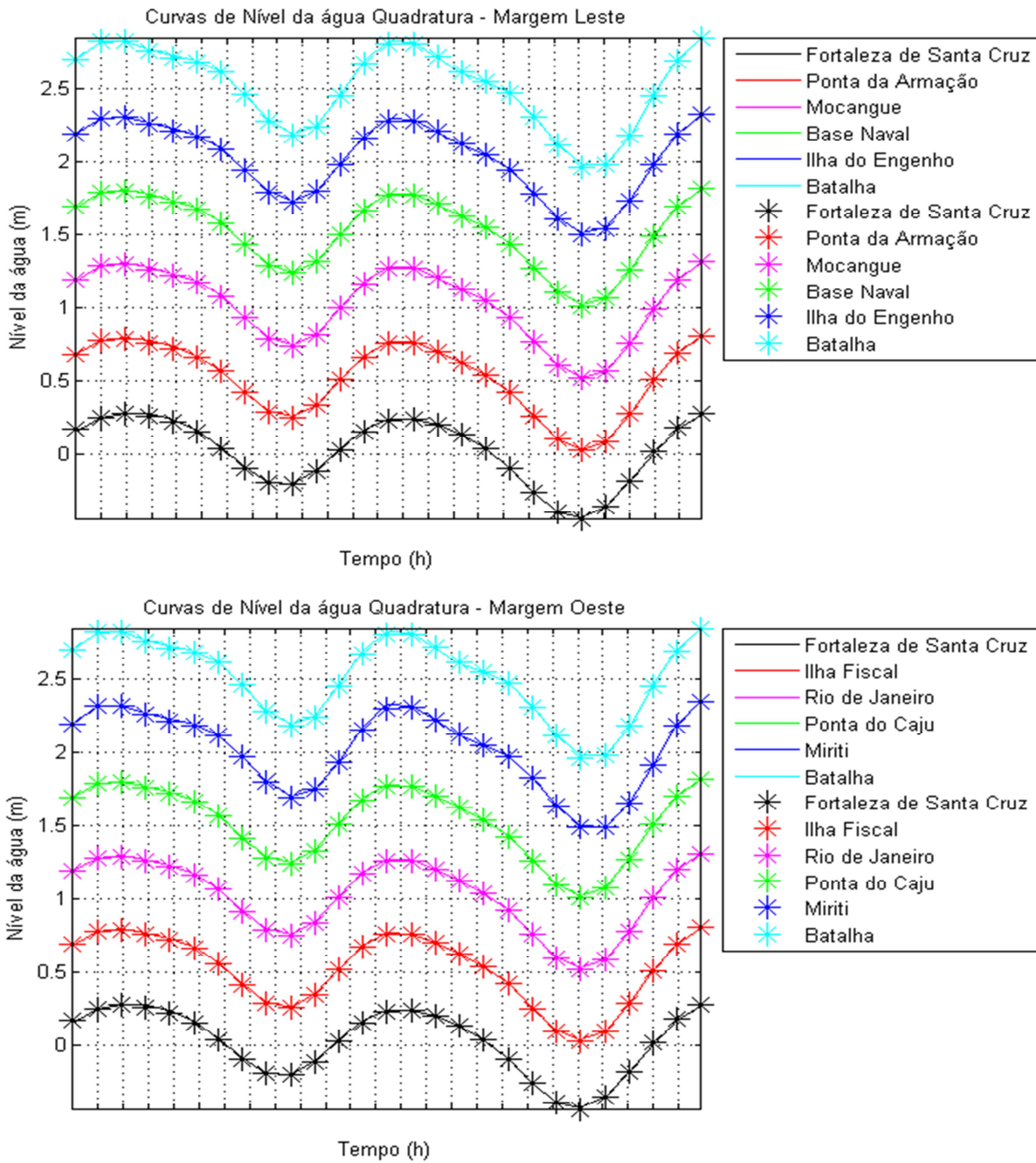
A influência dos termos da equação do movimento na assimetria de maré foi sistematicamente avaliada a partir da realização de um experimento com a componente horizontal do termo advectivo anulada e do experimento com alteração na magnitude do termo de difusão vertical. Este último foi implementado através de modificações no valor do coeficiente de rugosidade de fundo.

5.3.1 Advecção Horizontal

Nesta seção, são apresentados os resultados do experimento de caso com o termo advectivo horizontal desligado que é então comparado ao experimento controle e, quando pertinente, também aos dados obtidos a partir da análise harmônica das constituintes dos marégrafos.

Serão apresentados os gráficos de série temporal da elevação da superfície (fig. 39 e 40), amplitude (fig. 41), amplificação (fig. 42), razão de amplitude (fig. 43) e fase relativa (fig. 44).

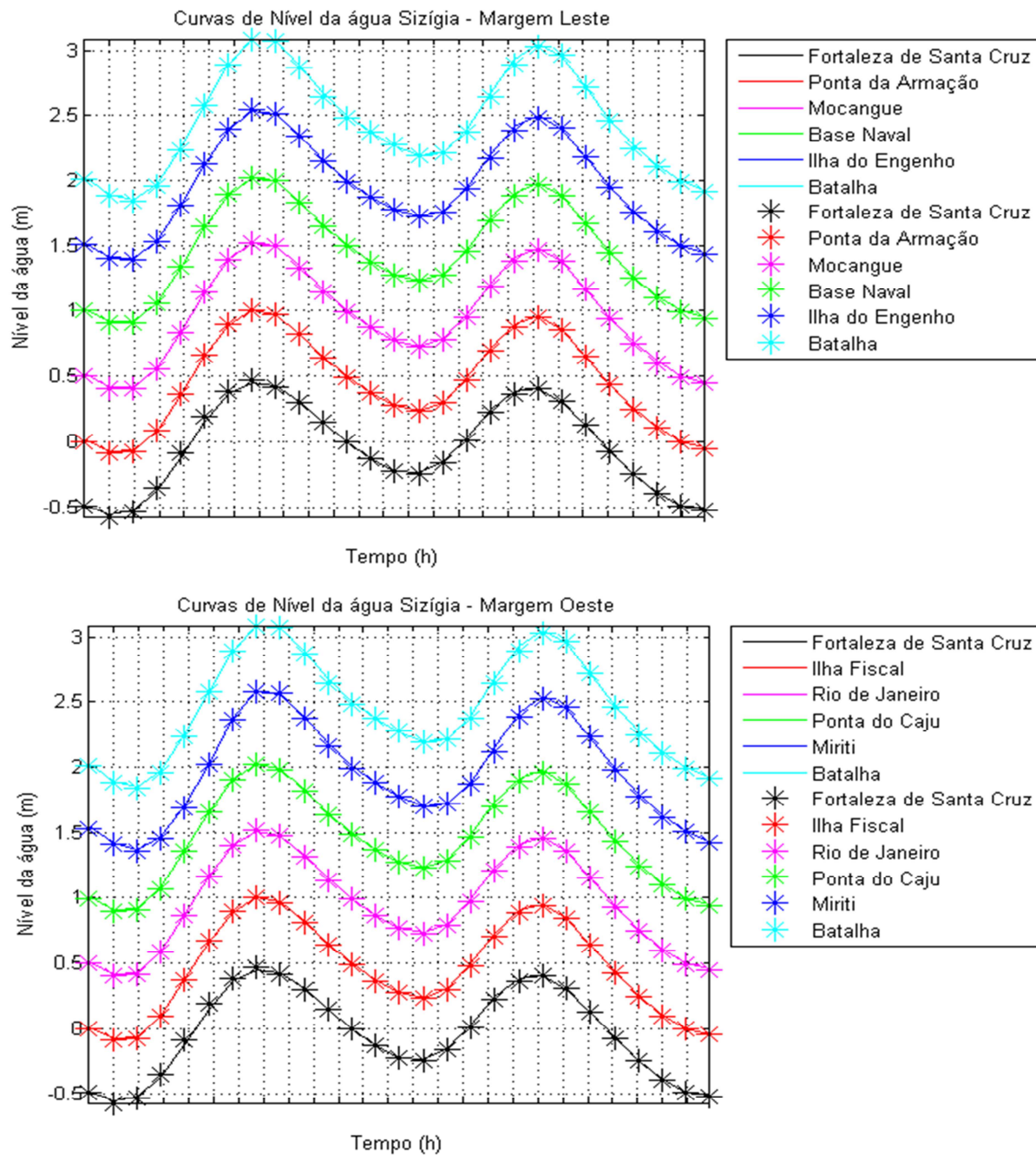
Figura 39 - Série temporal de elevação da superfície



Legenda: Série temporal (26 horas) das elevações da superfície livre em quadratura nas estações de ambas as margens. Eixo do tempo particionado em intervalos horários. Sinais gráficos asteriscos apontam o experimento com o termo advectivo horizontal desligado. Linhas preenchidas representam o experimento controle.

Fonte: A autora, 2017.

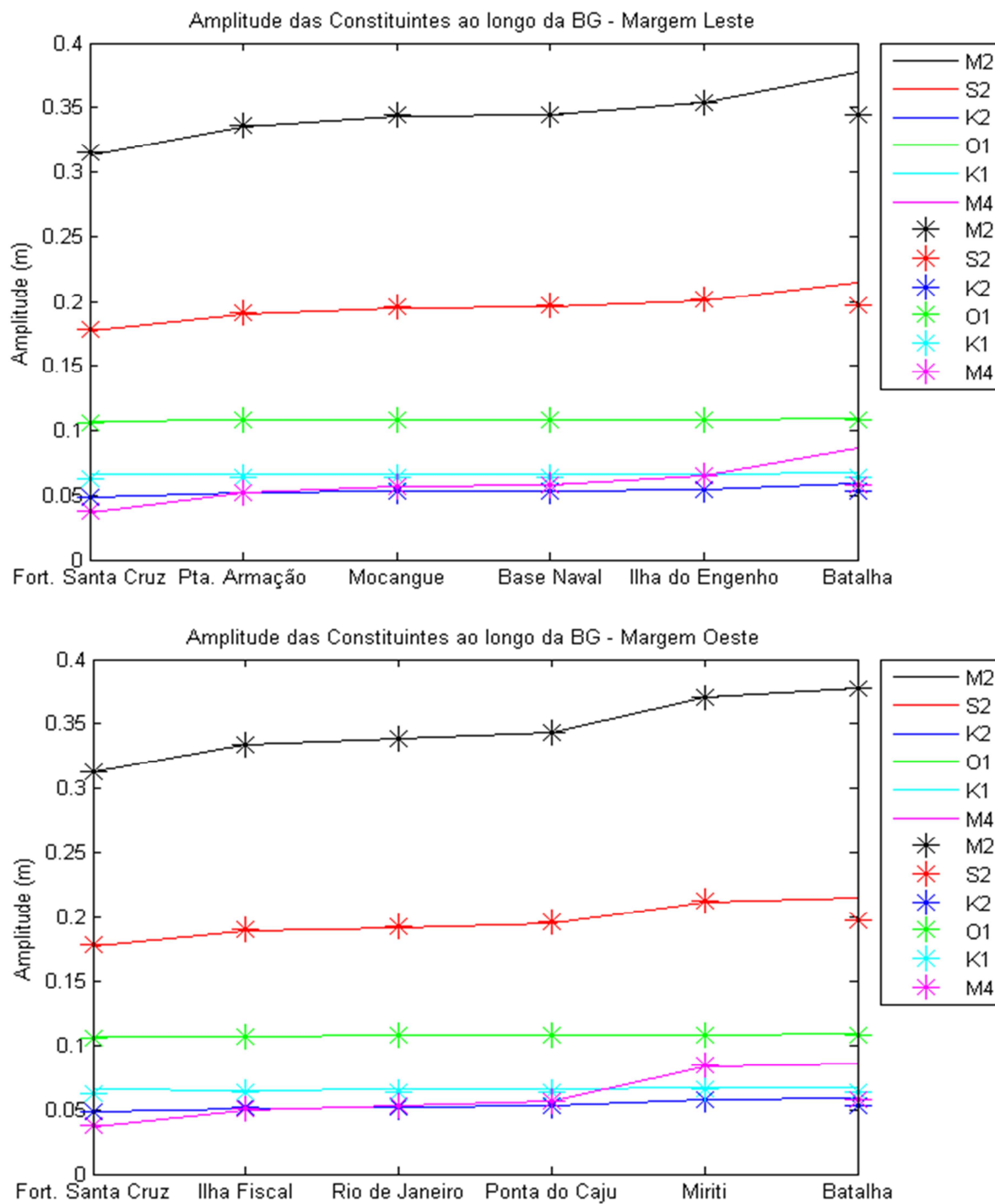
Figura 40 - Série temporal de elevação da superfície



Legenda: Série temporal (26 horas) das elevações da superfície livre em sizígia nas estações de ambas as margens. Eixo do tempo particionado em intervalos horários. Sinais gráficos asteriscos apontam o experimento com o termo advectivo horizontal desligado. Linhas preenchidas representam o experimento controle.

Fonte: A autora, 2017.

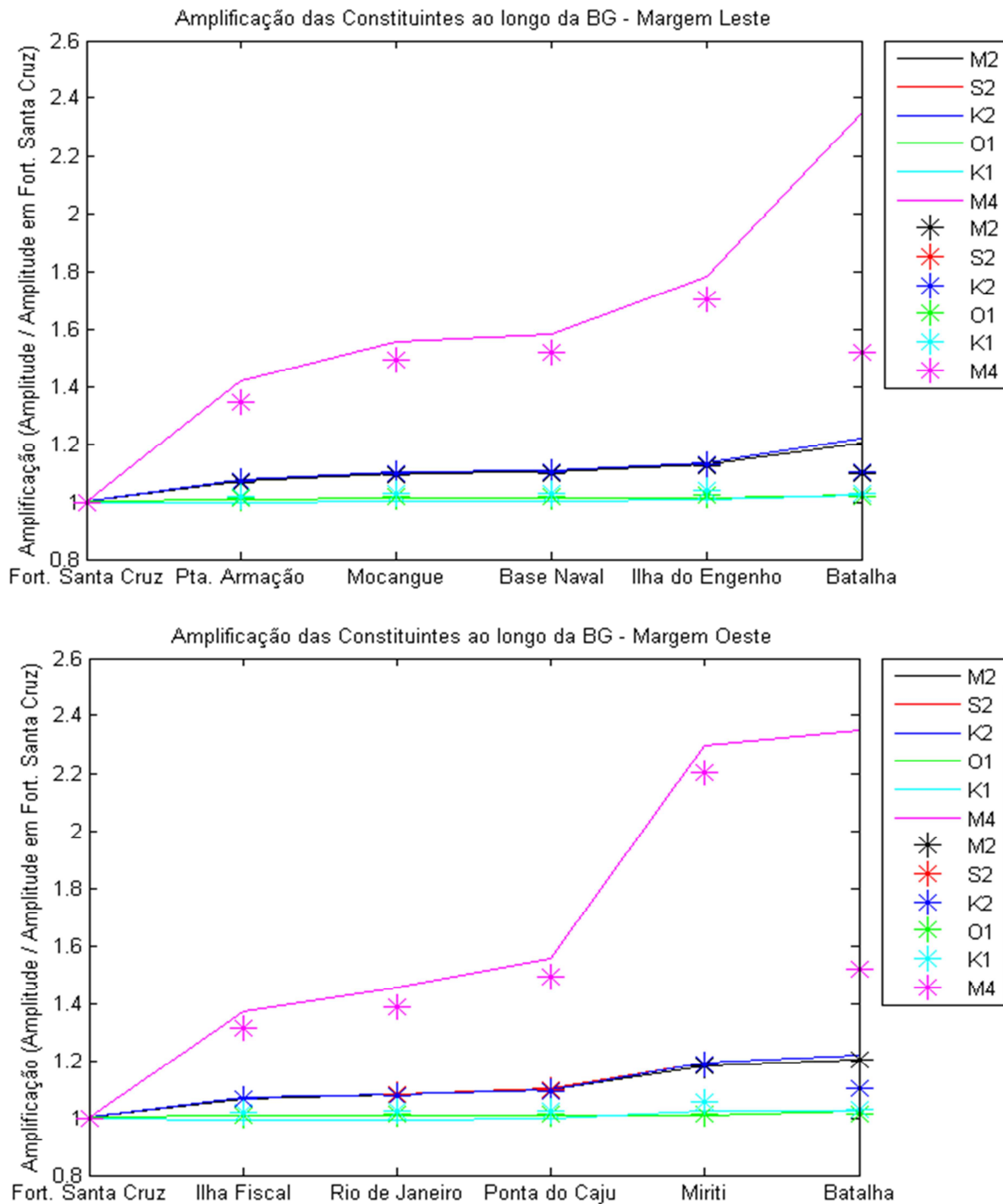
Figura 41 - Amplitude das constituintes ao longo da baía



Legenda: Amplitude das constituintes mais energéticas ao longo da baía, margens leste e oeste. A linha contínua representa as amplitudes resultantes do experimento controle, e os sinais gráficos asteriscos as amplitudes advindas do experimento com o termo advectivo horizontal desligado.

Fonte: A autora, 2017.

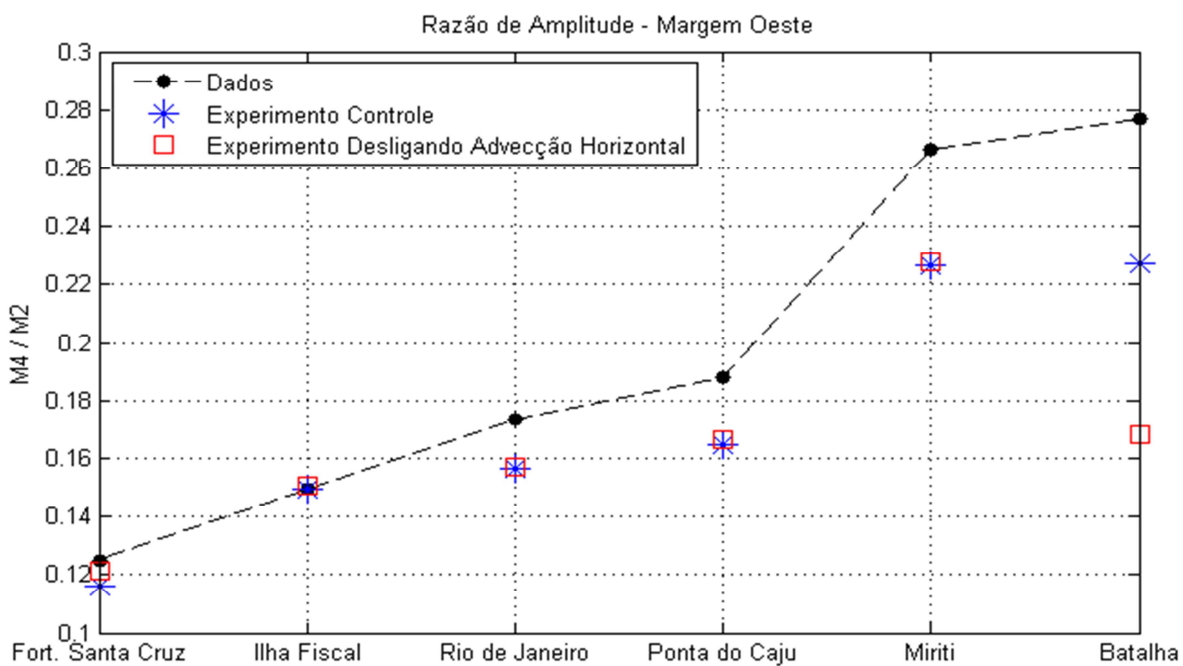
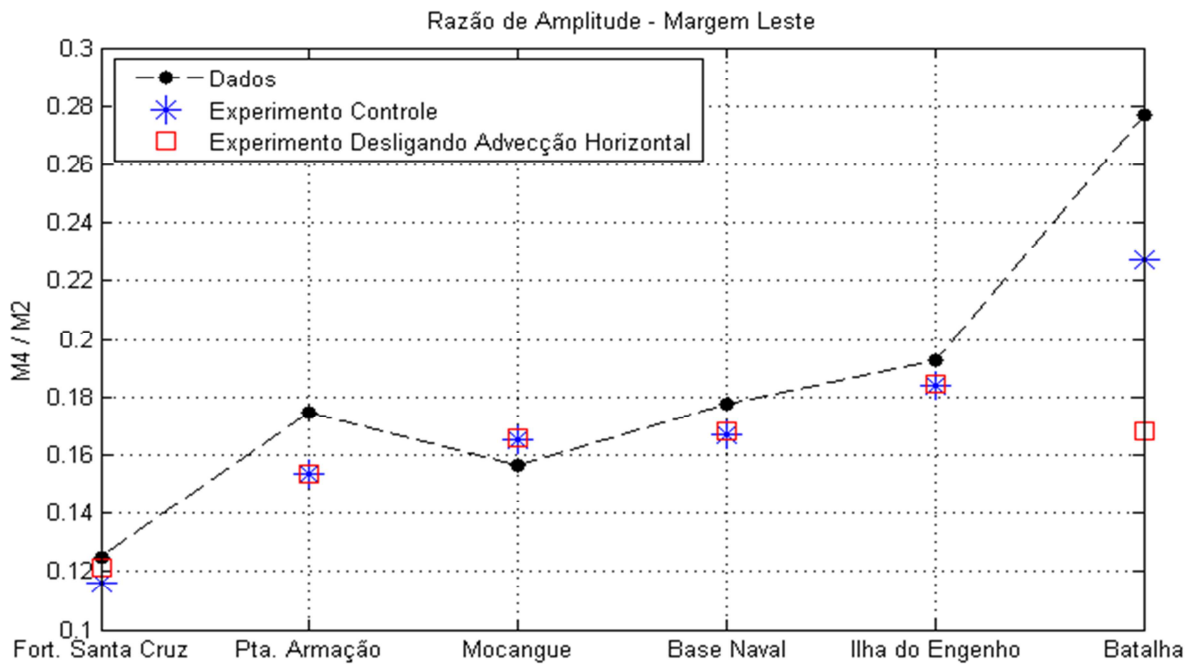
Figura 42 - Amplificação das constituintes em direção ao interior da baía



Legenda: Amplificação das constituintes mais energéticas ao longo da baía, margens leste e oeste. A linha contínua representa as amplitudes resultantes do experimento controle, e os sinais gráficos asteriscos as amplitudes advindas do experimento com o termo advectivo horizontal desligado.

Fonte: A autora, 2017.

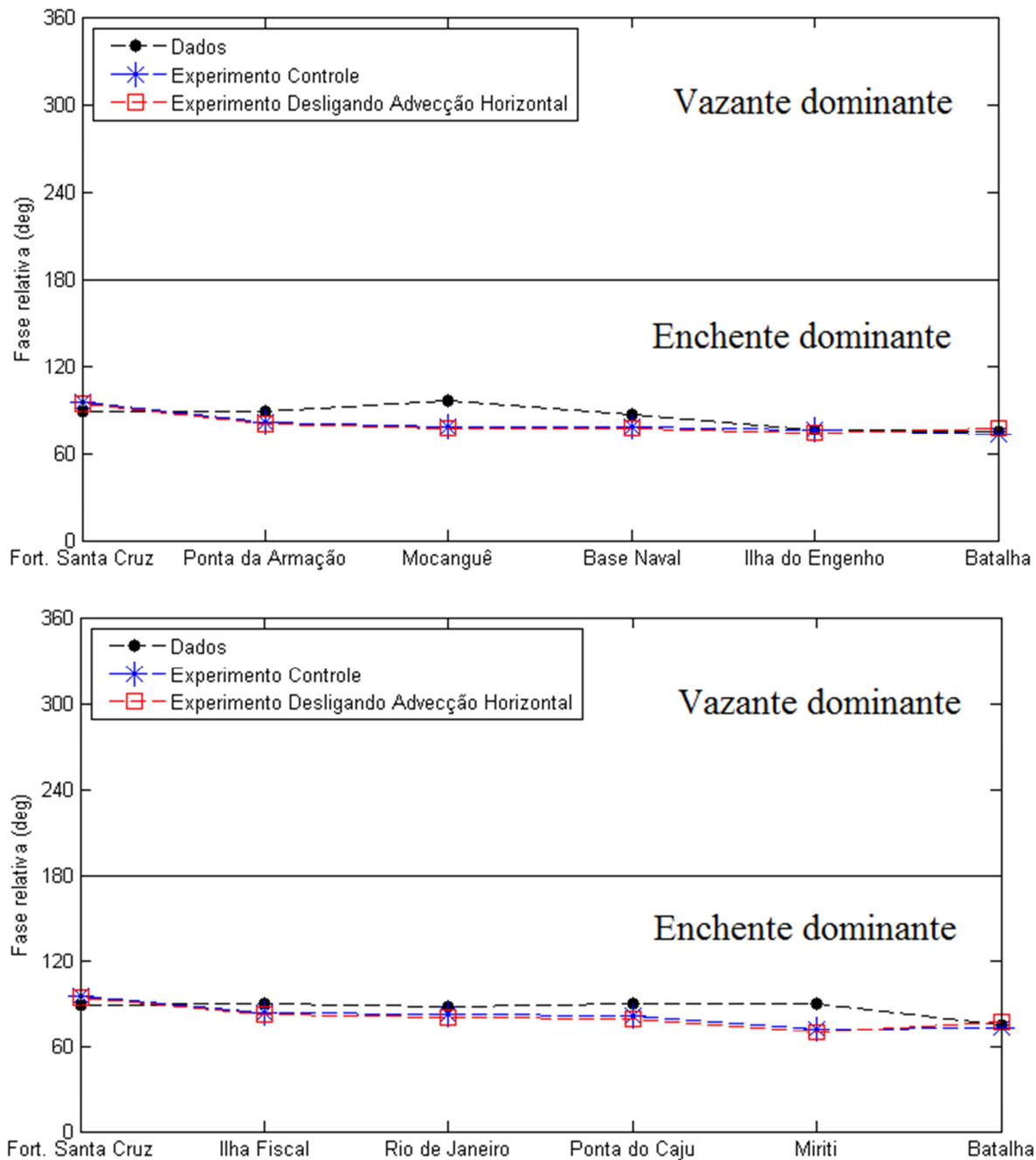
Figura 43 - Razão entre a amplitude das constituintes M4 e M2 para cada estação em direção ao interior da baía



Legenda: Razão entre a amplitude das constituintes M4 e M2 ao longo da baía, margem leste (imagem superior) e oeste (imagem inferior). Os sinais gráficos ponto na cor preto representa as razões de amplitudes resultantes da previsão com o PACMARÉ, os sinais gráficos asteriscos azuis as razões de amplitudes advindas do experimento controle, e os quadrados vermelhos as razões de amplitude do experimento com o termo advectivo horizontal desligado.

Fonte: A autora, 2017.

Figura 44 - Fase relativa (2M2 – M4) para cada estação em direção ao interior da BG



Legenda: Fase relativa (duas vezes a fase da constituinte M2 menos a fase da constituinte M4) ao longo da baía, margens leste e oeste, nessa ordem. Os sinais gráficos ponto na cor vermelho representa as fases relativas resultantes do experimento controle, e os sinais gráficos asteriscos azuis as advindas do experimento com o termo advectivo horizontal desligado.

Fonte: A autora, 2017.

Observamos assim que o presente experimento, sem o efeito da advecção horizontal, não apresentou diferenças significativas em relação ao experimento controle no que se refere as séries de elevação da superfície livre nas estações da margens oeste e leste analisadas tanto na sizígia quanto na quadratura. Os gráficos exibindo a amplitude e a amplificação da

constituinte M4 nas margens leste e oeste apontam a semelhança entre este experimento de caso e o controle, exceto na estação Batalha, onde a amplitude da M4 é subestimada.

Também não foram observadas diferenças significativas na fase relativa das constituintes (2M2-M4) indicando que o sentido da assimetria da onda, basicamente, não sofreu alterações. O mesmo pode ser dito em relação a razão das amplitudes (M4/M2) da elevação porém, no caso desta, a única exceção ocorreu na estação de Batalha, onde observa-se uma redução da razão de, aproximadamente, 0,23 para 0,17, cerca de 26%, em ambas as margens.

Os termos advectivos horizontais não dependem explicitamente da profundidade local. Entretanto, assim como nos demais termos geradores de assimetria, quanto maior for a razão $\frac{\eta}{h}$ mais a velocidade de propagação da onda será influenciada pela velocidade da corrente local e assim a propagação da onda na crista será $u+c$, e na cava $u-c$. A profundidade local (h) na estação maregráfica de Batalha é de 2,8 metros e a amplitude da onda de maré (η) alcança seus maiores valores e, conseqüentemente, também a maior razão $\frac{\eta}{h}$. Logo, podemos esperar, nesta estação, uma maior influência do termo de advecção horizontal na produção de assimetria quando comparada às demais estações.

Vale ressaltar que os termos de advecção horizontal afetam mais substancialmente as correntes do que a amplitude da onda de maré, o que é esperado tendo em vista a sua natureza. Conforme discutido em Parker (2007) esses efeitos são, em geral, mais evidentes em regiões onde ocorrem curvas acentuadas nos canais da maré ou onde há protuberâncias continentais sobre esses canais. Tais situações causam comumente a formação de vórtices locais que alteram as características das correntes de maré e das correntes residuais. Na BG, o fluxo da maré sofre maior curvatura logo após sua passagem pela Ilha do Governador uma vez que esta é a feição de terra com maior interferência sobre as correntes. Uma comparação de resultados de análise harmônica das velocidades na BG, para os experimentos controle e sem advecção, pode ajudar na quantificação dos efeitos da advecção horizontal sobre a razão M4/M2 da amplitude das correntes, sobretudo, nos locais mais influenciados por tais protuberâncias.

Para uma avaliação quantitativa da contribuição dos termos não lineares do exp. sem advecção para a amplitude da componente M4, referentemente ao exp. controle, as diferenças entre os experimentos, observadas nas margens leste e oeste, são destacadas na tabela 9.

Tabela 9 - Diferença percentual entre a amplitude da componente M4 dos exp. controle e sem advecção horizontal.

Estação	Fort.Santa a Cruz	Pta. Armação	Mocanguê	Base Naval	Ilha do Engenho	Batalha
Amplitude M4 (cm) Exp.Controle	3,64	5,16	5,67	5,75	6,49	8,55
Amplitude M4 (cm) Exp sem adv	3,83	5,16	5,71	5,81	6,53	5,81
Variação da M4 (%) Exp.sem adv - Controle	5,22	0,00	0,70	1,04	0,62	-32,05

Estação	Fort.Santa Cruz	Ilha Fiscal	Rio de Janeiro	Pta. Cajú	Miriti	Batalha
Amplitude M4 Exp.Controle	3,64	4,99	5,29	5,66	8,37	8,55
Amplitude M4 Exp sem adv	3,83	5,03	5,32	5,71	8,43	5,81
Variação da M4 (%) Exp.sem adv - Controle	5,22	0,80	0,56	0,88	0,72	-32,05

Legenda: Diferença percentual entre a amplitude da componente M4 para os experimentos controle e com o termo advectivo horizontal desligado, respectivamente.

Fonte: A autora, 2017.

Esta tabela (tabela 9) aponta, bem como o descrito qualitativamente, a baixa variação percentual, para a constituinte M4, entre o experimento sem o termo advectivo horizontal e o experimento controle.

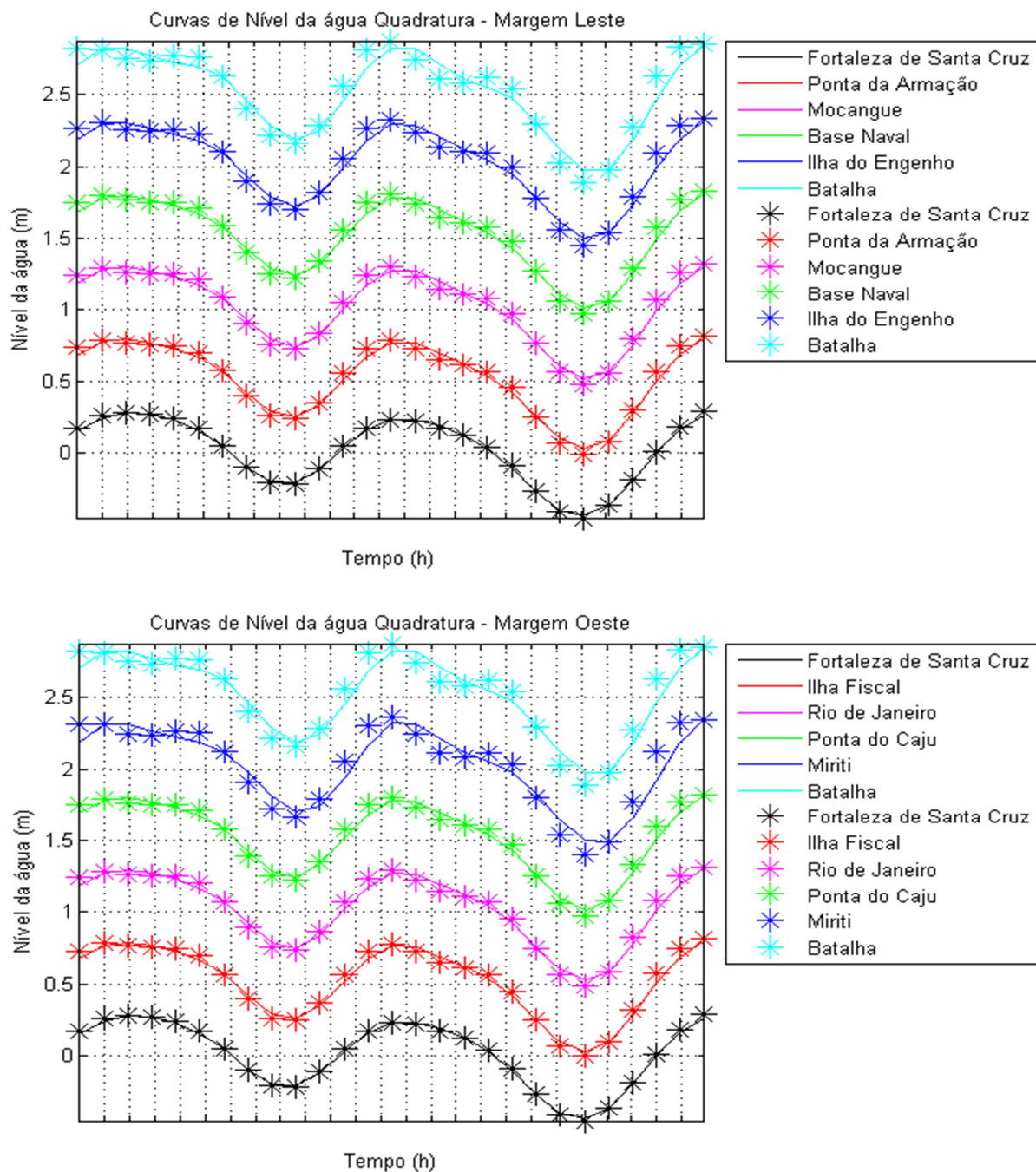
5.3.2 Difusão Vertical

5.3.2.1 *Rugosidade de fundo 0,0001 m*

Este experimento foi forçado com todas as constituintes na fronteira, bem como o experimento controle, no entanto o coeficiente de rugosidade de fundo foi reduzido ao mínimo aceito pelo modelo neste ambiente (0,0001 m). Sendo assim, para fins práticos, considera-se o efeito associado ao termo da difusão vertical como ausente neste experimento.

As séries temporais de elevação (fig. 45 e 46) revelam que a ausência do atrito de fundo gera alterações na séries temporais em ambas as margens tanto na sizígia quanto na quadratura. Essas alterações ficam mais perceptíveis na estações mais internas e indicam uma acentuação da assimetria da onda de maré. Com isso foi observada uma diferença ainda maior entre os tempos de duração da enchente e da vazante quando comparado ao experimento controle.

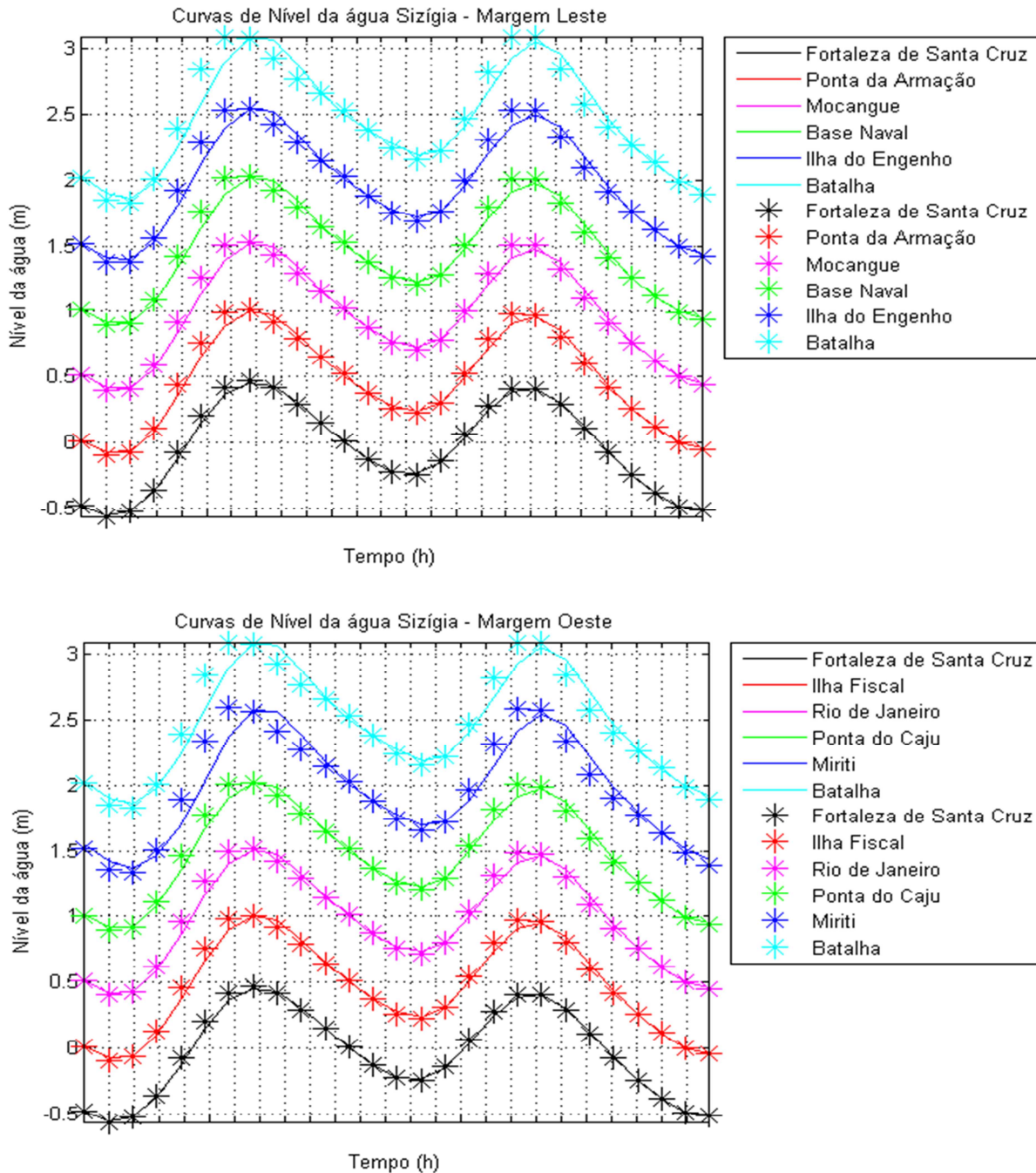
Figura 45 - Série temporal de elevação da superfície livre



Legenda: Série temporal (26 horas) das elevações da superfície livre em quadratura nas estações de ambas as margens. Eixo do tempo particionado em intervalos horários. Sinais gráficos asteriscos apontam o experimento com rugosidade de fundo 0,0001 m. Linhas preenchidas representam o experimento controle.

Fonte: A autora, 2017.

Figura 46 - Série temporal de elevação da superfície livre



Legenda: Série temporal (26 horas) das elevações da superfície livre em sizígia nas estações de ambas as margens. Eixo do tempo particionado em intervalos horários. Sinais gráficos asteriscos apontam o experimento com rugosidade de fundo 0,0001 m. Linhas preenchidas representam o experimento controle.

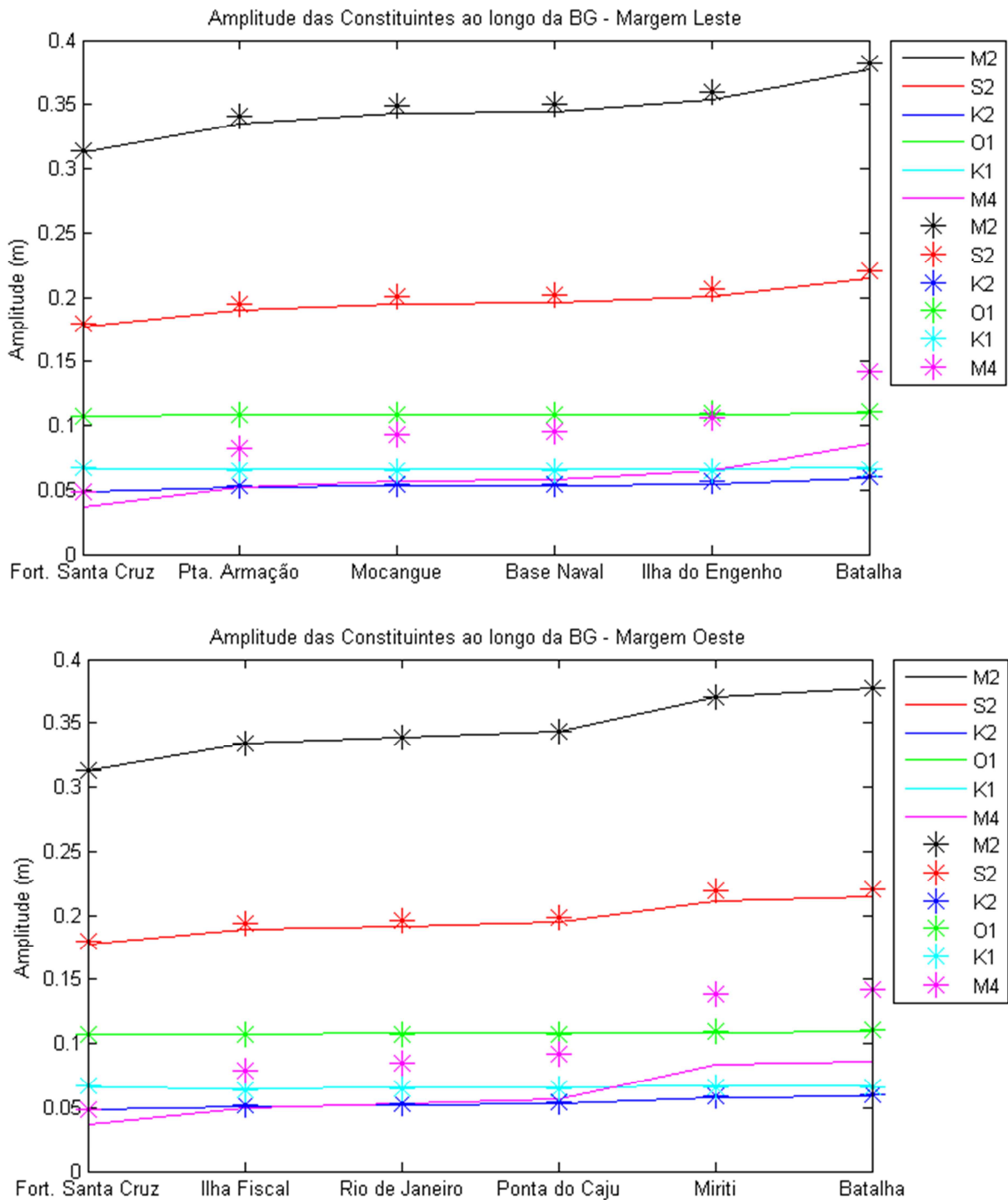
Fonte: A autora, 2017.

Os períodos de quadratura possibilitam uma melhor percepção da assimetria da onda de maré, onde se observa a formação de um suave platô durante instantes da vazante. Esta assimetria promove um maior aumento do tempo de vazante em comparação com o de

enchente, quando confrontado ao experimento controle. Foram encontrados o valor máximo de 8h para duração da vazante e de 4 horas para a enchente, na estação Batalha.

Os gráficos (fig. 47 e 48) indicam a amplitude e amplificação das constituintes em direção ao interior da BG. É notável a ampliação da constituinte de M4 quando em regiões de águas rasas, chegando a atingir um valor quase 3 vezes maior que o valor de amplitude de referência na estação da Fortaleza de Santa Cruz, entrada da BG.

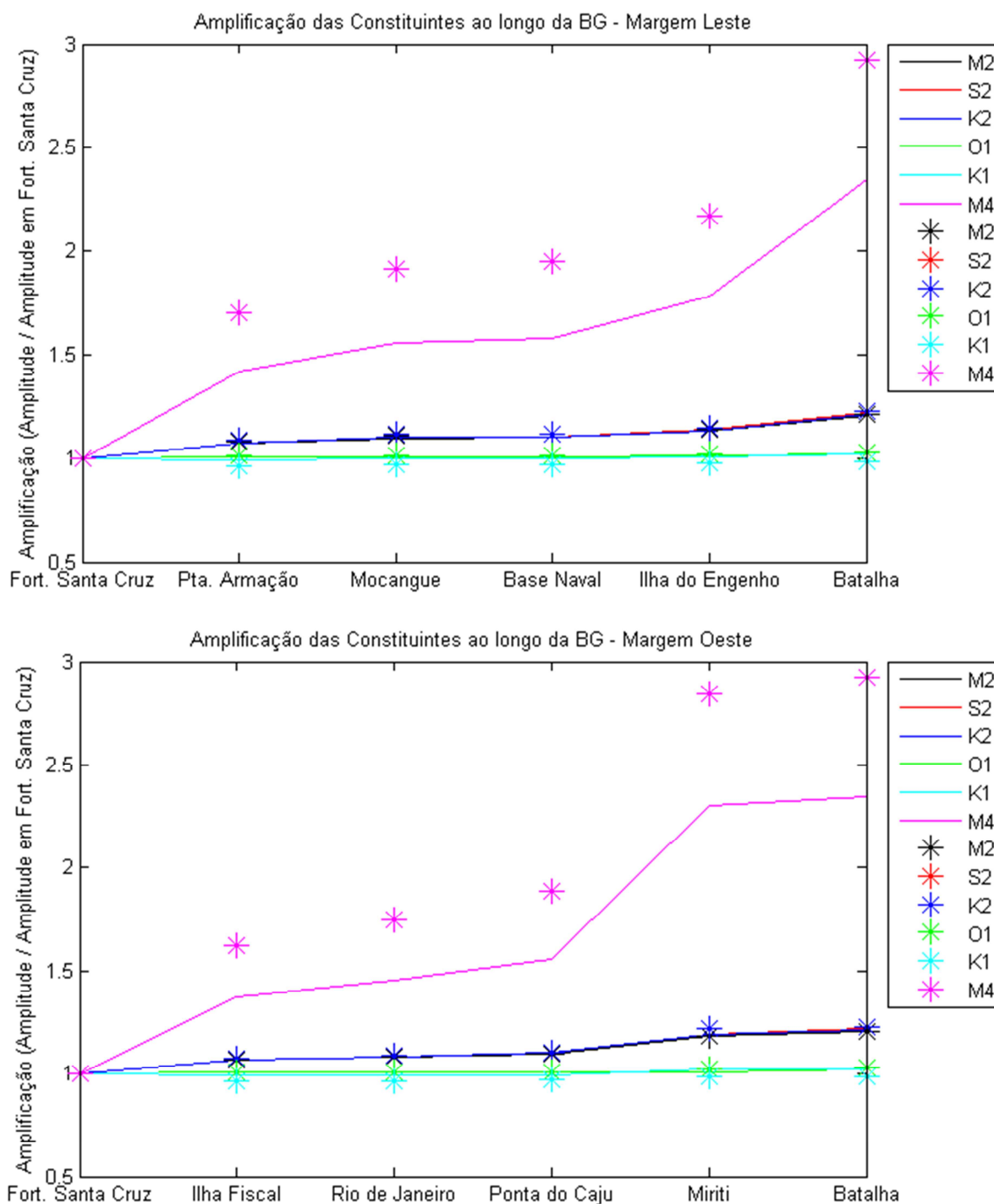
Figura 47 - Amplitude das constituintes ao longo da baía



Legenda: Amplitude das constituintes mais energéticas ao longo da baía, margens leste e oeste. A linha contínua representa as amplitudes resultantes do experimento controle, e os sinais gráficos asteriscos as amplitudes advindas do experimento com rugosidade de fundo 0,0001 m.

Fonte: A autora, 2017.

Figura 48 - Amplificação das constituintes em direção ao interior da baía



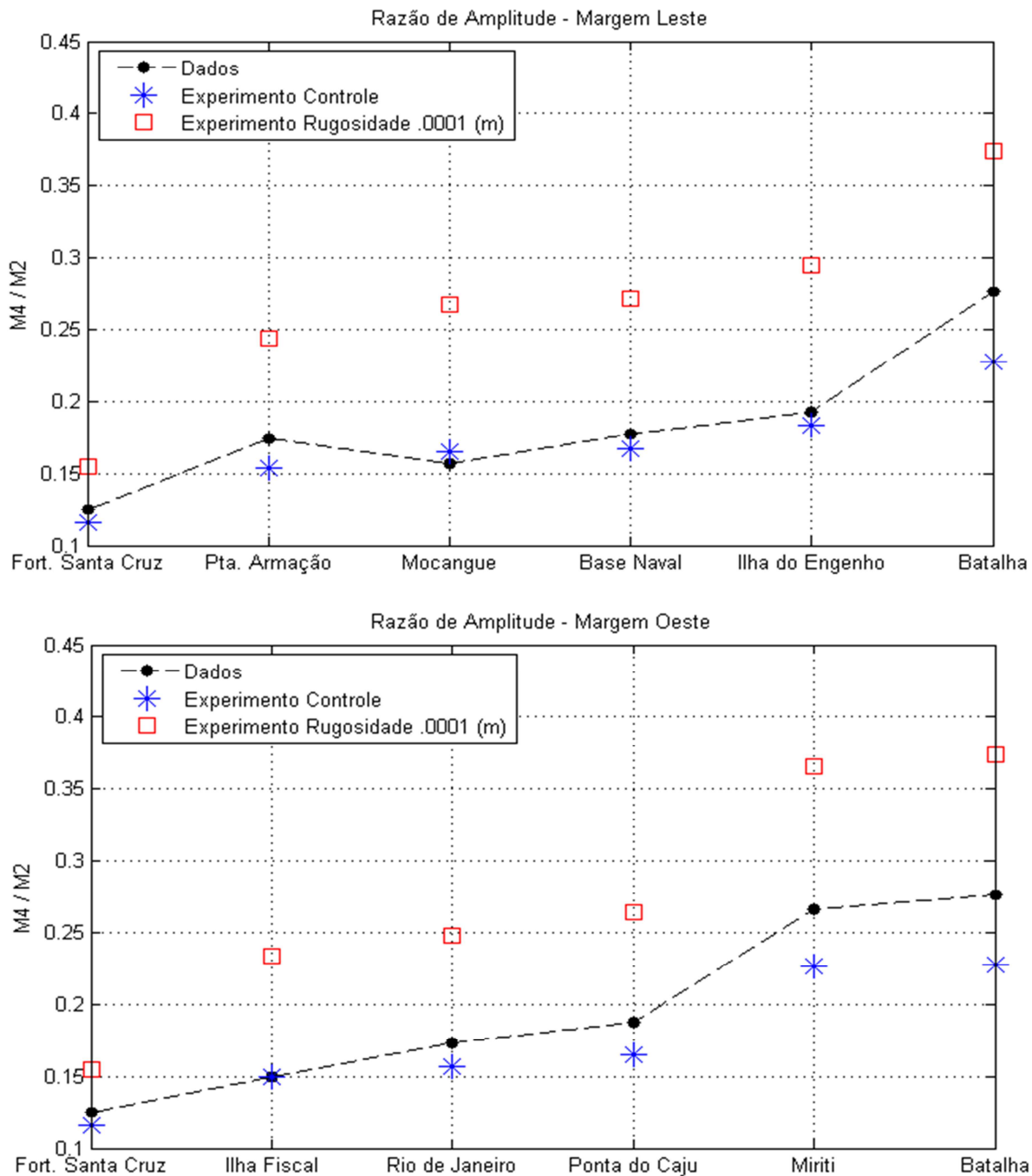
Legenda: Amplificação das constituintes mais energéticas ao longo da baía, margens leste e oeste. A linha contínua representa as amplitudes resultantes do experimento controle, e os sinais gráficos asteriscos as amplitudes advindas do experimento com rugosidade de fundo 0,0001 m.

Fonte: A autora, 2017.

O gráfico de razão de amplitude (fig. 49) aponta o acréscimo da razão M4/M2 em direção ao interior da baía em comparação aos valores calculados a partir dos dados e dos

resultados do experimento controle indicando um aumento do grau de assimetria. A fase relativa é apontada na figura 50, com valores próximos à 90° , indica, novamente, a dominância de enchente (assimetria positiva) não apresentando assim diferenças significativas em relação ao experimento controle.

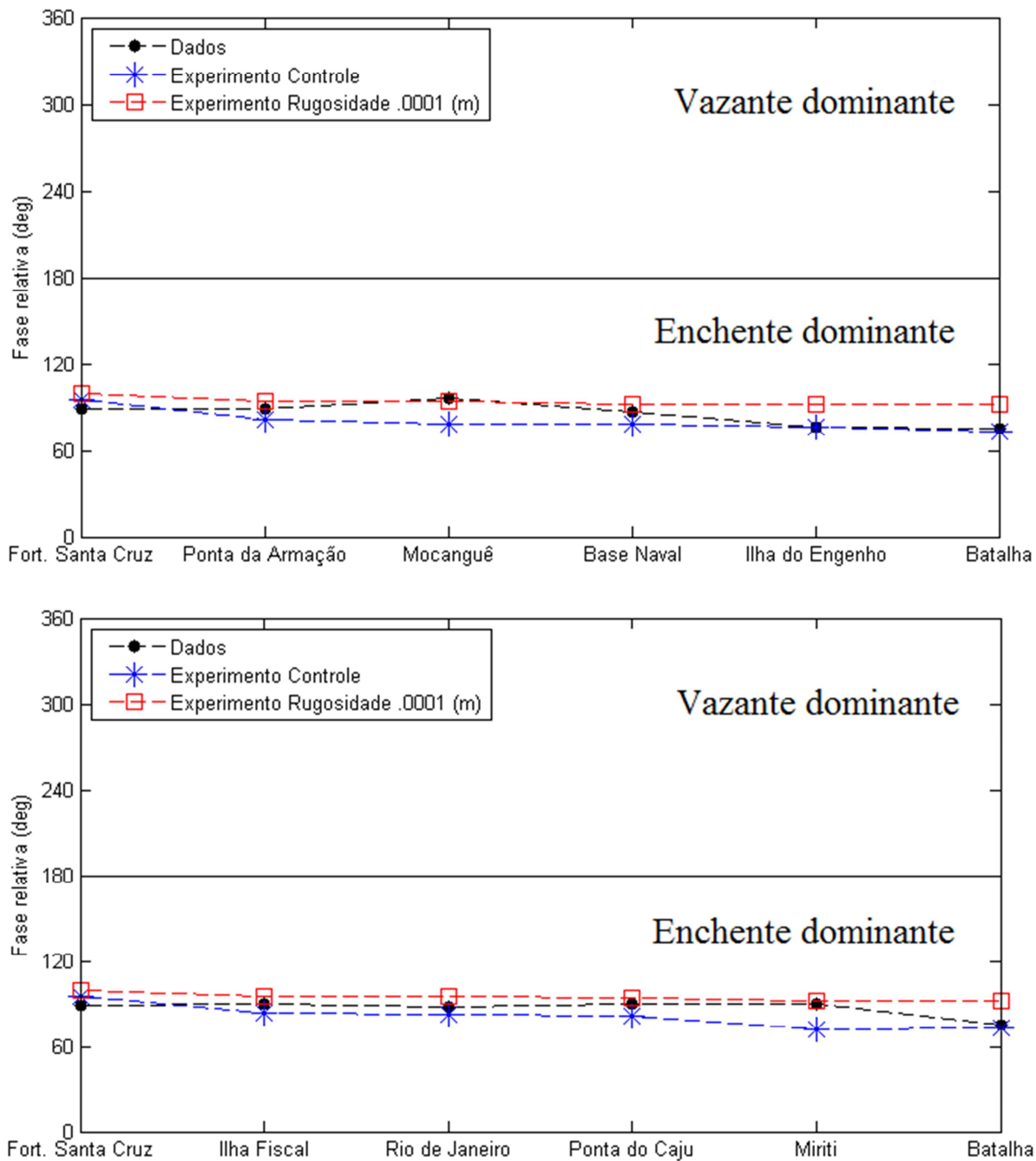
Figura 49 - Razão entre a amplitude das constituintes M4 e M2 para cada estação em direção ao interior da baía



Legenda: Razão entre a amplitude das constituintes M4 e M2 ao longo da baía, margem leste (imagem superior) e oeste (imagem inferior). Os sinais gráficos ponto na cor preto representa as razões de amplitudes resultantes da previsão com o PACMARÉ, os sinais gráficos asteriscos azuis as razões de amplitudes advindas do experimento controle, e os quadrados vermelhos as razões de amplitude do experimento com rugosidade de fundo 0,0001 m.

Fonte: A autora, 2017.

Figura 50 - Fase relativa (2M2 – M4) para cada estação em direção ao interior da BG



Legenda: Fase relativa (duas vezes a fase da constituinte M2 menos a fase da constituinte M4) ao longo da baía, margens leste e oeste, nessa ordem. Os sinais gráficos ponto na cor vermelho representa as fases relativas resultantes da previsão com o PACMARÉ, e os sinais gráficos asteriscos azuis as advindas do experimento com rugosidade de fundo 0,0001 m.

Fonte: A autora, 2017.

Dessa forma, o presente experimento indica que a redução do efeito de atrito com o fundo tornou a onda de maré na BG ainda mais assimétrica em comparação com os resultados do experimento controle. Entretanto, cabe destacar que com a redução do atrito a constituinte M2 apresentará maiores valores de amplitude, e conseqüentemente a M4.

Para uma avaliação quantitativa da contribuição dos termos não lineares do experimento sem difusão em relação ao experimento controle, foi calculado a diferença da amplitude da constituinte M4 em ambos, percentualmente, nas margens leste e oeste (tabela 10).

Tabela 10 - Diferença percentual entra a amplitude da componente M4 dos exp. controle e o com rugosidade 0,0001m.

Estação	Fort.Sant a Cruz	Pta. Armação	Mocanguê	Base Naval	Ilha do Engenho	Batalha
Amplitude M4 Exp.Controle	3,64	5,16	5,67	5,75	6,49	8,55
Amplitude M4 Exp sem dif	4,87	8,30	9,34	9,50	10,58	14,24
Varição da M4 (%)Exp.sem dif - Controle	33,79	60,85	64,73	65,22	63,02	66,55

Estação	Fort.Santa Cruz	Ilha Fiscal	Rio de Janeiro	Pta. Cajú	Miriti	Batalha
Amplitude M4 (cm) Exp.Controle	3,64	4,99	5,29	5,66	8,37	8,55
Ampitude M4 (cm) Exp. Sem dif	4,87	7,89	8,49	9,18	13,85	14,24
Varição da M4 (%) xp.sem dif - Controle	33,79	58,12	60,49	62,20	65,47	66,55

Legenda: Diferença percentual entre a amplitude da componente M4 para os experimentos controle e com rugosidade 0,0001m, respectivamente.

5.4 Considerações Gerais

Analisando de forma integrada o experimento controle e os 2 experimentos de caso realizados neste trabalho é possível obter algumas respostas para as hipóteses consideradas no presente trabalho.

Primeiramente, na comparação do experimento controle com o experimento sem o efeito do termo da advecção horizontal, verificou-se que este último, basicamente, não produziu efeito significativo sobre os resultados observados no primeiro no tocante à onda de maré. As séries de elevação de superfície, as amplitudes e amplificações das constituintes principais e a razão das amplitudes e fase relativas das constituintes M2 e M4 não apresentaram diferenças substanciais. A única exceção, foi observada na estação Batalha onde verificou-se uma pequena redução da amplitude da M4, cerca de 32% e, conseqüentemente, no grau de assimetria.

Conforme discutido, esse resultado pode estar associado ao fato de a profundidade local (h) na estação maregráfica de Batalha ser a mais rasa dentre todas as estações analisadas (2,8 metros) e também pelo fato da amplitude da onda de maré (η) alcançar seu maiores valores fazendo com que a razão $\frac{\eta}{h}$ seja a maior possível. Quanto maior esta razão, maior a não linearidade do escoamento e assim uma maior influência do termo de advecção horizontal na produção de assimetria tende a ocorrer. Como já mencionado, os termos inerciais laterais (advecção horizontal) na equação da quantidade de movimento bidimensional podem ter um efeito mais expressivo sobre as correntes.

Já o experimento com o termo de atrito vertical desligado, através da imposição de um valor do coeficiente de rugosidade de fundo 50 vezes menor que o valor usado no experimento controle resultou em uma onda de maré mais assimétrica não só quando comparada ao experimento controle mas também com as previsões da maré. Tal fato permite algumas constatações. Como descrito na seção 2.2.1, o efeito do atrito vertical é resultado de dois termos: um que é sempre assimétrico e depende do produto $\eta|u|$ ($-\frac{1}{h^2}\eta c_f u|u|$) e outro, dependente de $u|u|$ ($\frac{1}{h}c_f u|u|$), que é simétrico. Assim, é possível constatar que o termo simétrico apresenta maior influência sobre a onda de maré do que o termo assimétrico pois a “remoção” (redução) do efeito do termo de atrito vertical (difusão vertical) resultou numa maior assimetria da onda e, conseqüentemente, maior amplitude da M4 frente ao experimento controle. Este resultado, assim como encontrado por Peng *et al.* (2014) num estudo numérico

da assimetria da maré na Baía de Xiangshan na região leste do mar da China, é também descrito detalhadamente em Parker (2007).

Essa diferença pode simplesmente estar associada ao fato da BG não ser, propriamente, um estuário raso sendo η/h um número da ordem de 10^{-1} , na maior porção do seu espelho d'água, o que assim reduz a magnitude do termo assimétrico frente ao simétrico na BG como um todo. É importante lembrar que, caso uma descarga fluvial seja imposta, este resultado não deve ser esperado pois ambos os termos que compõem o efeito não linear da difusão vertical seriam assimétricos e, neste caso, o desligamento deste deveria, necessariamente, reduzir o grau de assimetria em comparação àquele observado no experimento controle.

Como relação a fase relativa, os resultados observados nos três experimentos foram muito similares mostrando apenas uma suave redução com valores em torno de 90° na estação Fortaleza de Santa Cruz decaindo até cerca de 70° na estação Batalha.

Cabe ressaltar que, ao adentrar um estuário, a maré já pode apresentar um caráter assimétrico adquirido ao longo de sua propagação sobre a plataforma continental adjacente. Nidzieko (2010), investigou a assimetria da onda de maré na costa oeste continental dos Estados Unidos e verificou uma dominância de vazante gerada por constituintes compostas. Dessa forma, ao adentrar os estuários da região, a maré já apresenta assimetria com dominância de enchente. No interior dos estuários, os processos não lineares atuam no sentido de acentuar ou enfraquecer a assimetria pré-existente. Na BG, foi observado, através da análise dos dados dos marégrafos, que a onda já apresenta assimetria na entrada com dominância de enchente. Portanto, as distorções internas associadas aos processos não lineares de águas rasas acentuam o grau de assimetria enquanto o sentido desta (fase relativa) pouco se altera.

Nos três experimentos realizados (o controle e os dois de caso), o termo não linear da equação da continuidade foi o único a não ser desligado estando, portanto, sempre presente. A avaliação da amplitude da M4 conforme apresentado nas Tabelas 9 e 10 indica então que este termo é dominante no ponto da estação de Fortaleza de Santa Cruz, na entrada da BG, pois o termo de difusão vertical e o termo de advecção horizontal, quando individualmente ausentes, produziram uma variação, respectivamente, de 33,79% e 5,22% no valor obtido com o experimento controle. Já em todas as demais estações na BG, o termo não linear da difusão vertical de momento (fricção de fundo) mostrou-se dominante pois sua ausência ocasionou variações superiores a 50% no valor da amplitude da M4 obtido com o experimento controle. Esse percentual apresenta uma clara tendência de aumento em sentido às estações mais internas da BG. Por último, o termo da advecção horizontal produziu variação,

aproximadamente, nula em todas as estações com exceção das estações de Fortaleza de Santa Cruz e Batalha onde sua ausência acentuou em 5,22% e reduziu em 32,05%, a amplitude da M4, respectivamente, nessas estações na comparação com o experimento controle. Portanto, este termo não apresentou dominância em nenhum local analisado.

Parker (2007) apresenta resultados da implementação de um modelo numérico unidimensional aplicado ao estudo da influência dos termos não lineares na assimetria da maré no estuário de Delaware (EUA). A geometria desse estuário, longo, raso e estreito, possibilita a aproximação das equações do movimento para a forma unidimensional além de facilitar a comparação dos resultados com modelos teóricos comumente utilizados em condições geométricas simplificadas. O modelo foi calibrado tendo sido forçado com as principais constituintes de maré na boca do estuário e com a descarga fluvial na extremidade oposta onde o contorno era fechado à propagação da maré. Os resultados da amplitude da constituinte M4 gerada pelo modelo foram próximos daqueles calculados através da análise harmônica dos dados das 15 estações maregráficas consideradas ao longo do estuário. A partir de várias rodadas do modelo com diferentes termos não lineares ligados, o termo não linear da equação da continuidade foi reponsável por 73% da amplitude da M4 na região, enquanto os termos não lineares da difusão vertical e da advecção horizontal representaram 20% e 7%, respectivamente. A dominância do termo não linear da continuidade se deve, essencialmente, às pequenas profundidades em todo o espelho d'água e ao formato exponencial decrescente da largura entre as margens da porção estuarina.

Com base em dados, resultados teóricos e em um modelo numérico 2DH forçado com maré e descarga do estuário do Amazonas e da costa adjacente, Gallo & Vinzon (2005) investigaram as contribuições dos três termos não-lineares, difusão vertical, advecção e continuidade, para os dois harmônicos principais de águas rasas na região, M4 e Msf. O termo da fricção forneceu a principal contribuição para a M4 na parte superior do estuário até a boca, conforme seria esperado, segundo os autores, devido à forte influência da descarga do rio nessa região. Já os termos não lineares da continuidade e da advecção horizontal foram preponderantes na boca, onde as menores profundidades e a convergência da forma do estuário ocorrem.

A BG é uma baía estuarina com geometria complexa onde aproximações das equações numéricas na forma unidimensional ou formulações teóricas que permitem explorar o efeito dos termos não lineares na amplitude das constituintes de águas rasas a partir de expansão em séries de Fourier não se aplicam. Dessa forma, uma alternativa viável de estudo é via inspeção numérica do efeito de cada termo, conforme realizado no presente estudo.

Conforme descrito na literatura, a assimetria da maré é determinada por fatores principais como a profundidade do estuário, a largura das margens, a rugosidade de fundo e a descarga fluvial, dos quais, apenas este último, não foi investigado neste estudo. Nesse sentido, a dominância observada do termo não linear da continuidade na estação de Fortaleza de Santa Cruz, na entrada da BG, sugere que a mínima largura entre as margens ocorrente nessa região seja o principal aspecto acrescentando a relevância desse termo. Adentrado-se a BG, a distância entre as margens aumenta substancialmente (divergência) e mesmo com a onda se propagando em áreas rasas, a redução do efeito do termo da continuidade é preponderante. Nessas áreas, entretanto, a fricção com o fundo ganha importância dominando cada vez mais amplamente as variações na amplitude da M4. Por fim, a estação de Batalha localiza-se na região de maior largura do estuário e também dentre as menores profundidades e maiores amplitudes da onda de maré, onde a razão $\frac{\eta}{h}$ se aproxima de um valor de ordem (1). Tal fato, ainda sustentaria a dominância do termo de fricção com o fundo mas também contribui para o aumento do efeito do termo de advecção horizontal, conforme observado.

Nesse contexto, vale por fim destacar, mais uma vez, a importância da assimetria da maré no transporte de poluentes e de sedimentos, além da sua influência na potencial de energia das marés (DRONKERS, 1986; WANG *et al.*, 1999; SPEER *et al.*, 1984; NEILL *et al.*, 2014; JEUKEN & WANG, 2000; FRIEDRICHS & AUBREY, 1988).

Wang *et al.* (1999), Speer *et al.* (1984) e Dronkers (1986) apontaram a assimetria das marés como um dos fatores que determinam o transporte de sedimentos e subsequentes mudanças morfológicas com máximos de velocidade de corrente em enchente controlando o transporte de sedimentos de fundo e a duração da vazante controlando a deposição de carga suspensa mais fina.

Logo, Neill *et al.* (2014) apontaram a necessidade de se compreender a assimetria da onda de maré em uma região de interesse exploratório da energia de maré, fazendo uso de um modelo forçado com maré, tridimensional de alta resolução, para Orkney (arquipélago no norte da Escócia). Esta necessidade se deve ao fato de as velocidades serem mais afetadas que o nível d'água, podendo o grau de assimetria ser verificado, pela razão entre as velocidades de enchente e vazante ($v_{enchente}/v_{vazante}$). Os autores mostram que uma assimetria modesta no campo de velocidade pode se traduzir em uma significativa desigualdade na energia gerada em cada metade do ciclo de maré (Neill *op. cit.*).

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Com a efetivação deste trabalho verifica-se que:

- a) O modelo numérico implementado foi capaz de reproduzir adequadamente, para os propósitos deste estudo, as características onda de maré bem como seu caráter assimétrico na Baía de Guanabara.
- b) Para todas as constituintes analisadas tanto a partir dos dados quanto dos experimentos numéricos foi observado que, na entrada da BG, as linhas de fase atingem primeiro a margem leste.
- c) A onda de maré propaga-se com orientação preferencial ao canal de navegação, com as maiores amplitudes observadas na porção interior leste da BG para todas as constituintes semidiurnas, diurnas e M4.
- d) A onda de maré demora cerca de 18,23 minutos para se deslocar da Fortaleza de Santa Cruz à Batalha, o que corresponde à defasagem de $8,81^\circ$. Em relação à Miriti, última estação a registrar a onda, esse tempo é de cerca 23,05 minutos ($11,14^\circ$).
- e) A onda de maré na Baía de Guanabara apresenta assimetria com dominância de enchente desde a entrada até as áreas mais internas sendo a constituinte M4 o principal harmônico de águas rasas indicador dessa assimetria.
- f) O grau de assimetria aumenta em sentido ao interior da Baía variando de, aproximadamente, 0,1 até 0,3 conforme observado através dos dados e, satisfatoriamente, reproduzido na simulação numérica (experimento controle). Essa assimetria é verificada em momentos de quadratura e sizígia em ambas as margens porém, em sizígia, a diferença entre os tempos de enchente e vazante é maior.
- g) A fase relativa apresenta valor de cerca de 90° na entrada (Fortaleza de Santa Cruz) e pouco se altera sentido ao interior sofrendo apenas uma pequena redução que chega a, aproximadamente, 70° nas estações mais internas (Miriti e Batalha).

h) A partir dos 3 experimentos numéricos realizados, a avaliação da amplitude da M4 revelou a predominância do termo não linear da continuidade para a assimetria da onda de maré no ponto da estação de Fortaleza de Santa Cruz, na entrada da BG, pois o termo de difusão vertical e o termo advectivo contribuíram juntos com menos de 40% da amplitude dessa constituinte.

i) Em todas as demais estações na BG, o termo não linear da difusão vertical de momento (fricção de fundo) mostrou-se dominante pois sua ausência ocasionou variações superiores a 50% no valor da amplitude da M4. Esse percentual tende a aumentar em sentido as estações mais internas da BG em ambas as margens.

j) O efeito do termo de atrito vertical é resultado de dois termos: um que é sempre assimétrico e depende do produto $\eta|u|$ ($-\frac{1}{h^2}\eta c_f u|u|$) e outro, dependente de $u|u|$ ($\frac{1}{h}c_f u|u|$), que é simétrico. No presente trabalho, constatou-se que o termo simétrico apresenta maior influência sobre a onda de maré pois a “remoção” (redução) do termo de atrito vertical (difusão vertical) na simulação numérica de caso resultou numa maior assimetria da onda e, conseqüentemente, maior amplitude da M4 frente ao experimento controle.

k) Por último, o termo não linear da advecção horizontal não apresentou dominância em nenhuma das estações analisadas. Sua maior influência foi registrada na estação de Batalha onde a ausência do termo em questão reduziu em cerca de 32 %, a amplitude da M4.

l) Conforme descrito na literatura, a assimetria da maré é determinada por diversos fatores onde, dentre os principais destacam-se: a profundidade do estuário, a largura das margens, a rugosidade de fundo e a descarga fluvial. No presente trabalho, a dominância dos termos não lineares da continuidade, na estação de entrada, e da fricção vertical, nas demais estações interiores, sugere ser mais influenciada pelo aumento de largura das margens (divergência) e pelo conseqüente aumento das áreas com menores profundidades, a medida em que a onda adentra a baía. A influência da descarga fluvial não foi avaliada neste trabalho.

REFERÊNCIAS

ABBOTT, M.B.; DAMSGAARD, A.; RODENHUIS, G.S. System 21, Jupiter, a design system for two dimensional nearly horizontal flows. *J. Hyd. Res*, v.1, p.1-28, 1973.

ALLEN, G.P., SALOMON, J.C., BASSOULLET, P., DU PENHOAT, Y., DE GRANDPRÉ, C. Effects of tides on mixing and suspended sediment transport in macrotidal estuaries. *Sedimentary Geology*, v. 26, p. 69-79, 1980.

AMADOR, E. 1997. Vol. 1, 238p. Baía de Guanabara e ecossistemas periféricos: homem e natureza. Tese (Doutorado em Ciências). Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, RJ.

AUBREY, D. G. & SPEER, I. E. A study of non-linear tidal propagation in shallow inlet/estuarine systems. Part I: Observations. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 21,185-205. 1985.

BÉRGAMO, A.L., 2006. 169p. Características Hidrográficas, da Circulação e dos Transportes de Volume e Sal na Baía de Guanabara (RJ): Variações sazonais e Moduladas pela Maré. Tese (Doutorado em Ciências). Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, São Paulo, SP.

BLUMBERG, A.F.; L.H. KANTHA,. Open boundary condition for circulation models. *J. of Hydraulic Engineering, ASCE*, 111, 1985. 237-255.

BOON, J. D.; BYRNE, R. J. On basin hypsometry and the morphodynamic response of coastal inlets, *Marine Geology*, v. 40, p. 27-48, 1981.

BRAUNSCHWEIG, F. 2001. 202 p. Generalização de um modelo de circulação costeira para albufeiras. MSc dissertation thesis. Technical University of Lisbon, Portugal.

CARREIRA, R.S.; WAGENER, A.L.R.; READMAN, J.W.; FILEMAN, T.W.; MACKO,S.A.; VEIGA, A. Changes in the sedimentary organic carbon pool of a fertilized Franktropical estuary, Guanabara Bay, Brazil: an elemental, isotopic and molecular marker approach. *Marine Chemistry*, v. 79, p. 207 – 227. 2002.

CARREIRA, R.S.; WAGENERB, A. L.R.; READMANC, J.W. Sterols as markers of sewage contamination in a tropical urban estuary (Guanabara Bay, Brazil): space-time variations. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, v. 60, p. 587–598. 2004.

CARVALHO, G. V., 2011. 54 p. Influência do vento na Hidrodinâmica da Baía de Guanabara. Monografia (Graduação em Oceanografia). Faculdade de Oceanografia. Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

CARVALHO, J. S., 2011. 71 p. Avaliação de um modelo numérico 2D para o estudo da circulação da Baía de Guanabara. Monografia (Graduação em Oceanografia). Faculdade de Oceanografia. Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

CHIPPADA S., C. DAWSON, M. WHEELER, - Agodonov-type finite volume method for the system of shallow water equations, *Computer methods in applied mechanics and engineering*. 151(01): 105-130. 1998.

CUNHA, E.M.S. Caracterização e Planejamento Ambiental do Estuário Potengi, Coleção Textos Acadêmicos, n° 285, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 211p. 1982.

DRONKERS, J. J. Tidal asymmetry and estuarine morphology. *Netherlands Journal of Sea Research* 20, 117-131. 1986.

DYER, K.R. 1997. *Estuaries: A physical Introduction*. 2 ed. New Jersey: John Wiley & Sons. 195p.

FEMAR, FUNDAÇÃO DE ESTUDOS DO MAR. Catálogo de estações maregráficas brasileiras. In: SALES, FJP; BENTES, FCM; SANTOS, J.A (Eds.), Rio de Janeiro, Brasil, 280p. 2000.

FERREIRA, M. R. P. Análise da sensibilidade dos testes de normalidade de Jarque-Bera e Lilliefors em modelos de Regressão Linear. *Rev. Mat. Estat.*, São Paulo, v.24, n.4, p.89-98, 2006.

FILIPPO M. A.; FIGUEIREDO JR. A. G. Baía de Guanabara: Síntese do Conhecimento Ambiental. In: *Caracterização Hidrodinâmica da Baía de Guanabara*. Rio de Janeiro, cap.2, Vol 1.

- FILIPPO, A. M.. 1997. 79p. Passagem de frentes frias na Baía de Guanabara: impacto no nível do mar. Dissertação (Mestrado) - Departamento de Geoquímica, Universidade Federal Fluminense, Niterói, 1997.
- FRANCO, A.S. Marés-programas para previsão e análise. Cotia, SP- Brasil. 1992.
- FRIEDRICHS, C.T. & AUBREY, D. G. Non-linear distortion in shallow well-mixed estuaries: a synthesis. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 27,521-545. 1988.
- GALLO, M. N. & VINZON, S. B. Generation of overtides and compound tides in Amazon estuary. *Ocean Dynamics*, 55: 441–448. 2005.
- GEYER, W.R. 1997. Influence of wind on dynamics and flushing of shallow estuaries. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 44: 713;722.
- GONÇALVES, N.D.F. 2007. 71p. Método de Volumes Finitos em Grades Não-Estruturadas. Dissertação (Mestrado em Engenharia Matemática), Faculdade de Ciências da Universidade do Porto, Departamento de Matemática Aplicada / Departamento de Matemática Pura, Cidade do Porto.
- HANSEN, D. V.; RATTRAY, M. 1966. New dimensions in estuary classification. *Limnol. Oceanogr.*, 11(3): 319-325.
- INMET. Normais Climatológicas (1961-1990) Estação Aterro do Flamengo. Rio de Janeiro: Ministério da Agricultura e Reforma Agrária, Secretaria Nacional de Irrigação, Departamento Nacional de Meteorologia. 1992.
- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). População estimada por cidades. 2010. Disponível em: <<http://cidades.ibge.gov.br>>. Acessado em: 13 de fevereiro de 2016.
- IPPEN, A.T.; HARLEMAN, D.R.F. 1961. One-dimensional analysis of salinity intrusion in estuaries. Committee on Tidal Hydraulics. Corps of Engineers U.S. Army. Technical Bulletin. n. 5. 120p.
- JAY, D. A.; SMITH, J. D. Residual circulation in Shallow Estuaries 1. Highly Stratified, Narrow Estuaries. *Journal of Geophysical Research*, v. 95(C1), p. 711 – 731. 1990.

- JICA – JAPA INTERNATIONAL COOPERATION AGENCY, 1994. The study on recuperation of the Guanabara Bay ecosystem. Tokyo, Kokusai Kogyo.
- JOURDAN, P. Caracterização do Regime de Ventos Próximo à Superfície na Região Metropolitana do Rio de Janeiro. Monografia (Graduação em Meteorologia), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 2007. 77p.
- KJERFVE, B., LACERDA, L.D., DIAS, G.T.M. Baía de Guanabara, Rio de Janeiro, Brazil. In: SEELIGER, KJERFVE (Eds.), Coastal marine ecosystems of Latin America. 2001. Berlin: Springer-Verlag, p. 107–117.
- KJERFVE, B., RIBEIRO, C.H.A., DIAS, G.T.M, FILIPPO, A.M. & QUARESMA, V. S. Oceanographic characteristics of an impacted coastal bay: Baía de Guanabara, Rio de Janeiro, Brazil. *Continental Shelf Research*, v.17, n.13. p..1609-1643. 1997.
- LEENDERTSEE, J.J. (1967). Aspects of a computational model for long water wave propagation. Rand Corporation, Memorandum RM-6230-RC, Santa Monica, 1970.
- LIMA, E.C.R. 2006. 195p. Qualidade de Água da Baía de Guanabara e Saneamento: Uma Abordagem Sistêmica. Tese (Doutorado em Ciências em Planejamento Energético) Pós-Graduação de Engenharia da Universidade Federal do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro.
- MALTA, F.S. 2005. 146p. Estudo de Correntes de Maré do Complexo Estuarino da Baía de Guanabara - RJ. Dissertação (Mestrado em Engenharia Oceânica) Pós-Graduação de Engenharia da Universidade Federal do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro.
- MARCUZZO, F.F.N.; ANDRADE, L.R.DE; MELO, D.C.R. Métodos de Interpolação Matemática no Mapeamento de Chuvas do Estado do Mato Grosso. *Revista Brasileira de Geografia Física*, n.4, p.793-804. 2011.
- MARETEC. 2013. Descrição do MOHID. Instituto Superior Técnico da Universidade Técnica de Lisboa.
- MARTINS, F., P. LEITÃO, A. SILVA AND R. NEVES 3D modeling in the Sado estuary using a new generic vertical discretization approach, submitted to *Oceanologica Acta*. 2000.

MESQUITA, A.F. Marés, Circulação e Nível do Mar na Costa Sudeste do Brasil. Documento preparado para A FUNDESPA (Fundação de Estudos e Pesquisas Aquáticas). IOUSP, São Paulo – SP, 1997.

MIRANDA, L. B., CASTRO, B. M.; KJERFVE, B. Princípios de Oceanografia Física de Estuários. São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo, 2002. 414p.

MIRANDA, R.; BRAUNSCHWEIG, F.; LEITÃO, P.; MARTINS, F.; SANTOS, A. MOHID 2000 A coastal integrated object oriented model. Hydraulic Engineering Software VIII, WIT Press. 2000.

MOHID. Hydrodynamic and transport model user guide. Instituto Superior Técnico, Technical University of Lisbon. 2009.

MOHID. MOHID Description. MARETEC - Instituto Superior Técnico da Universidade Técnica de Lisboa. 2011.

MOHID. MOHID - Descrição do MOHID. MARETEC - Instituto Superior Técnico da Universidade Técnica de Lisboa. 2012.

MORETTIN, P. A.; BUSSAB, W. O. Estatística Básica. Editora Saraiva, São Paulo, 8 ed., 2013.

NASSER, V. L. 2001. 167p. Estudo da qualidade de água na Baía de Guanabara utilizando técnicas de Sensoriamento Remoto e Análise Geoestatística. Rio de Janeiro. Dissertação (Mestrado em Ciências em Engenharia Civil) COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

NEVES, R.; SILVA, A.; BRAUNSCHWEIG, F.; LEITÃO, P.C.; WANDEL, R.; PINA, P.; PITA, G. Hidroinformática e otimização da gestão de ecossistemas aquáticos. A Hidroinformática em Portugal, Lisboa, Portugal, 2001.

NEILL, S. P.; HASHEMI, M. R.; LEWIS, M. J. The role of tidal asymmetry in characterizing the tidal energy resource of Orkney. *Renewable Energy*, 68, 337-350p. 2014.

NICHOLS, M. M.; BIGGS, R. B. 1985. Estuaries. In: R.A. Davies (ed.). *Coastal Sedimentary Environments*. Berlin: Springer-Verlag. 77-186p.

NIDZIEKO, N. Tidal asymmetry in estuaries with mixed semidiurnal/diurnal tides. *Journal of Geophysical Research*, v. 115, C08006, DOI: 10.1029/2009JC005864, 2010.

OLIVEIRA, H. A. Aplicação do Modelo Numérico Hidrodinâmico Delft3D na Baía de Guanabara. Monografia (Graduação em Oceanografia). Centro Universitário Monte Serrat. UNIMONTE. 137p. 2009.

PARKER, B. B. *Tidal Analysis and Prediction*. Silver Spring, Maryland. NOAA, pg. 378. 2007.

PENG, X.; XINYAN, M.; WENSHENG, J.; LIANGMING, Z. A numerical study of tidal asymmetry of nonlinear mechanisms in Xiangshan Bay, East China Sea. *J. Ocean Univ. China (Oceanic and Coastal Sea Research)*. 13 (5): 733-741. 2014.

PERILLO, G.M.E. 1995. Definition and geomorfologic classification of estuaries. In: G.M.E. Perillo; M.C. Picollo; P. Pino-Quivira (eds.) *Geomorfology and Sedimentology of Estuaries*. Berlin: Springer-Verlag. 17-49p.

POSTMA, H. Sediment transport and sedimentation in the estuarine environment. In: G.H. Lauff (Ed.), *Estuaries*. Am. Assoc. Adv. Sci., Publ., v. 83,p. 158-179, 1967.

PRANDLE, D. 1985. On salinity regimes and vertical structure of residual flows in narrow tidal estuaries. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 20, 615-635.

PRITCHARD, D. W. 1952. Salinity distribution and circulation in the Chesapeake Bay Estuarine system. *Journal of Marine Res.*, 11 (1), 106-123.

RIBEIRO, C. H. A.; KJERFVE, B. Anthropogenic influence on the water quality in Guanabara Bay, Rio de Janeiro, Brazil. *Regional Environmental Change*, v. 3, p. 13-19. 2002.

SAMPAIO, M. 2003. Estudo de circulação hidrodinâmica 3D e trocas de massas d'água da Baía de Guanabara – RJ. Dissertação de Mestrado. COPPE/UFRJ. 213p.

SCHEEFFER, M., 2001, 187p. Uma Avaliação do Controle Industrial do Programa de Despoluição da Baía de Guanabara: o caso das 55 indústrias prioritárias. Dissertação (Mestrado em Planejamento Energético), Programa de Planejamento Energético, COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.

SCOTT, C. F. 1993. Canonical parameters for estuarine classification. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 36, 529-540.

SEMADS- SECRETARIA DE ESTADO DE MEIO AMBIENTE E DESENVOLVIMENTO SUSTENTÁVEL DO RIO DE JANEIRO. *Bacia Hidrográficas e Rios Fluminenses, Síntese Informativa por Macro-região Ambiental*. Secretaria de Estado de Meio Ambiente e Desenvolvimento Sustentável do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro: Projeto Planágua SEMADS/GTZ, v.III. 2001.

SIEGEL, S. *Nonparametric Statistics for the Behavioral Sciences*. McGraw-Hill Book Company, Inc. New York, Toronto, London, 1956.

SPEER, P. E. & AUBREY, D. G. A study of non-linear propagation in shallow inlet/estuarine systems. Part II; theory. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 21,207-224. 1985.

SPEER, P. E. 1984. 210 p. Tidal distortion in shallow estuaries. Ph.D. thesis, WHOI-MIT Joint Program in Oceanography, Woods Hole, MA.

STOMMEL, H. 1951. Recent development in the study of tidal estuaries. Technical Report, Massachusetts: Woods Hole Oceanographic Institution. No. 51-33, 18p.

UNCLES, R. J. A note on tidal asymmetry in the Severn Estuary. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 13,419-432. 1981.

VILELA, C.P. 1992. 67p. Investigação do efeito do vento na circulação da Baía de Guanabara. Dissertação (Mestrado em Engenharia Oceânica). Instituto Alberto Luiz Coimbra de Pós-Graduação e Pesquisa de Engenharia - COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

WANG, Z. B., M. C. J. L. JEUKEN, and H. J. DE VRIEND Tidal asymmetry and residual sediment transport in estuaries, Technical Report Z2749, WL Delft Hydraul., Delft, Netherlands. 1999.

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

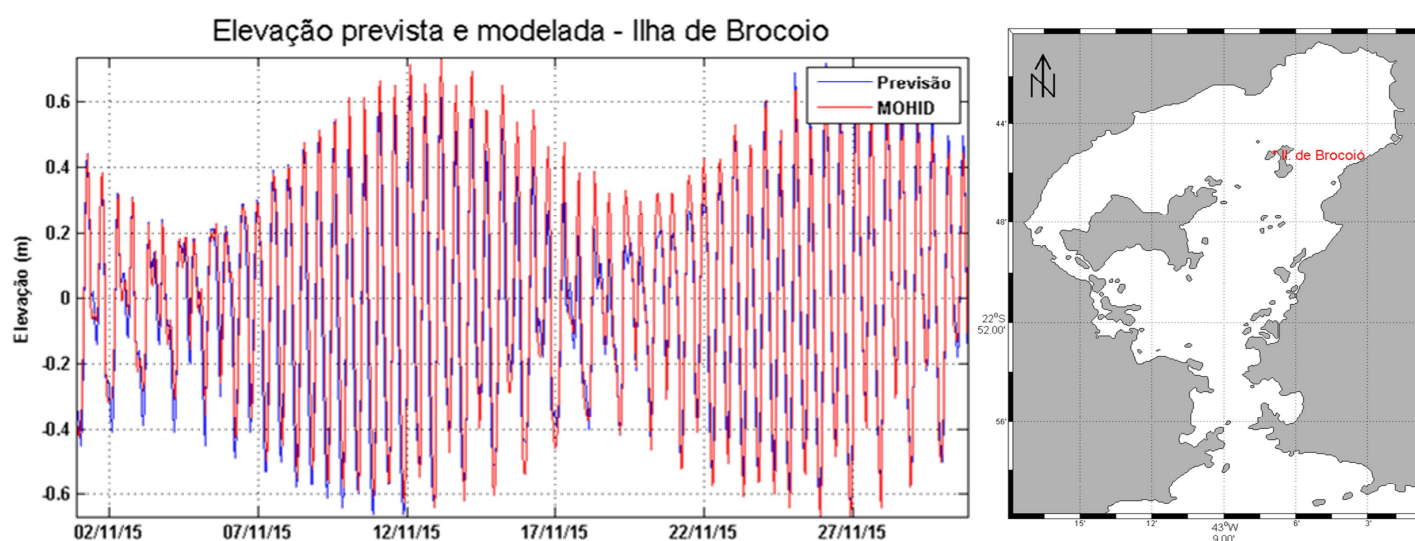
WILLMOTT, C. J. Some comments on the evaluation of model performance. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 63, 1982. 1309-1313.

ZHONG, L.; LI M. Tidal energy fluxes and dissipation in the Chesapeake Bay. *Continental Shelf Research*, n. 26, p. 752–770. 2006.

ANEXO A – Comparação das séries temporais de elevação da superfície livre

As figuras a seguir (fig. 51 a 65) apresentam maiores detalhes das comparações realizadas entre os resultados das elevações da superfície livre visando uma validação destes. Em cada figura foi realizada uma comparação entre o resultado do MOHID (linha vermelha) e o resultado do PACMARÉ (FRANCO,1992) (linha azul) nas diferentes estações maregráficas seleccionadas para todo o período de simulação utilizado.

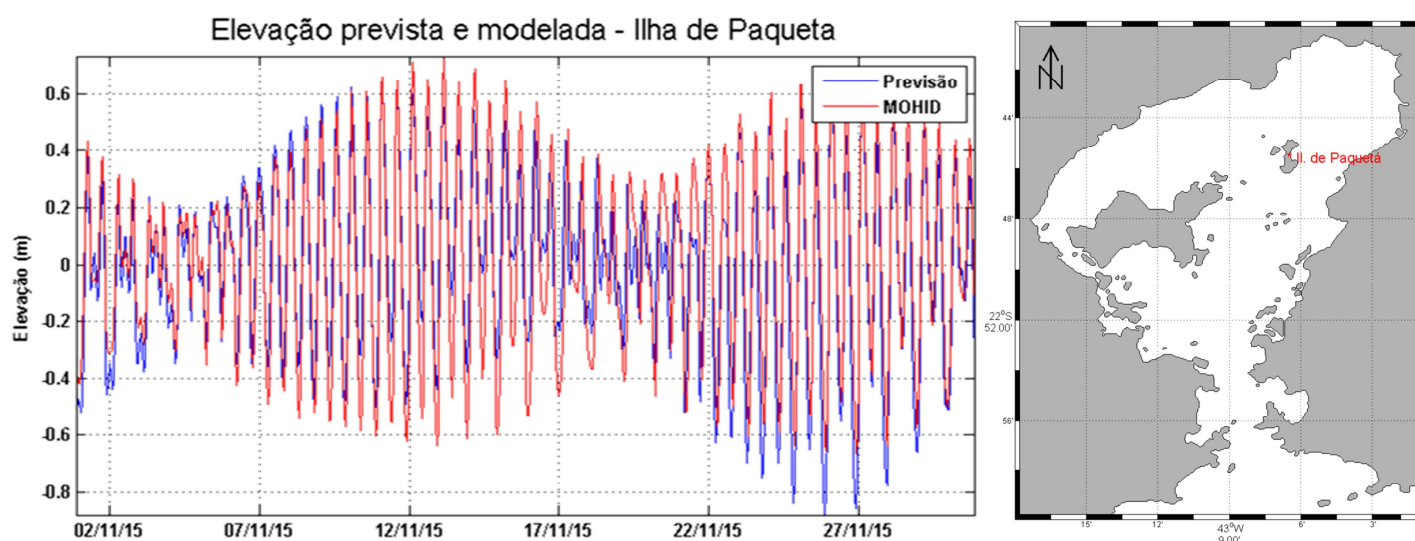
Figura 51 - Comparação da elevação do nível do mar entre os resultados do MOHID e os dados



Legenda: Em vermelho os resultados obtidos do modelo, em azul a previsão feita com o Programa PAC-MARÉ com as constantes da FEMAR, para a estação maregráfica da Ilha de Brocoió.

Fonte: A autora, 2017.

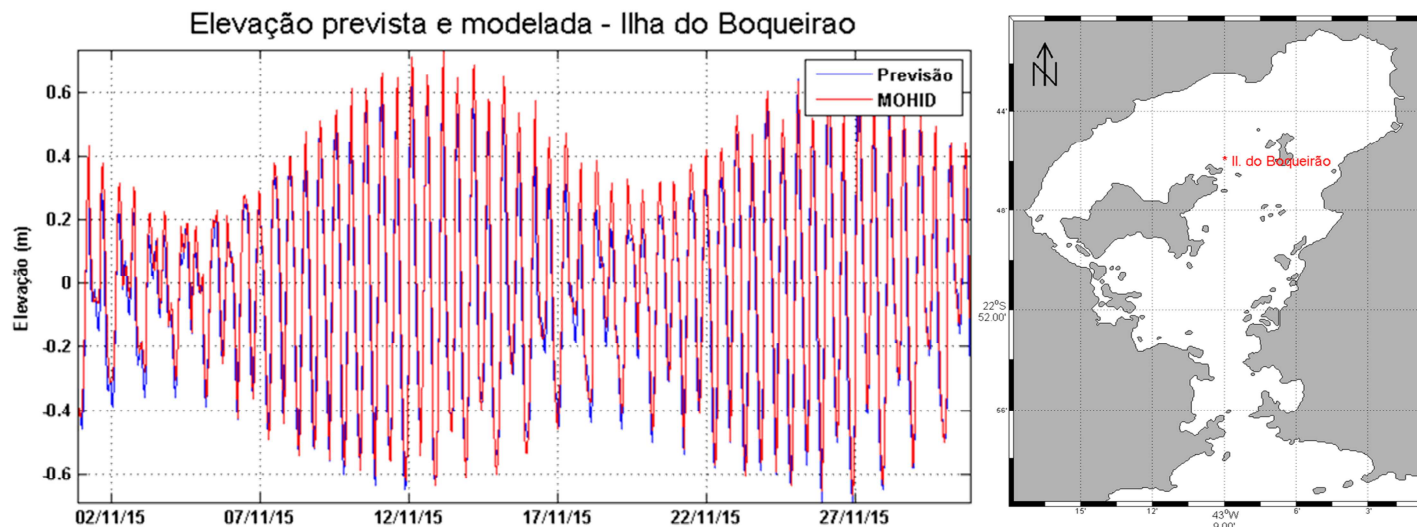
Figura 52 - Comparação da elevação do nível do mar entre os resultados do MOHID e os dados



Legenda: Em vermelho os resultados obtidos do modelo, em azul a previsão feita com o Programa PAC-MARÉ com as constantes da FEMAR, para a estação maregráfica da Ilha de Paquetá.

Fonte: A autora, 2017.

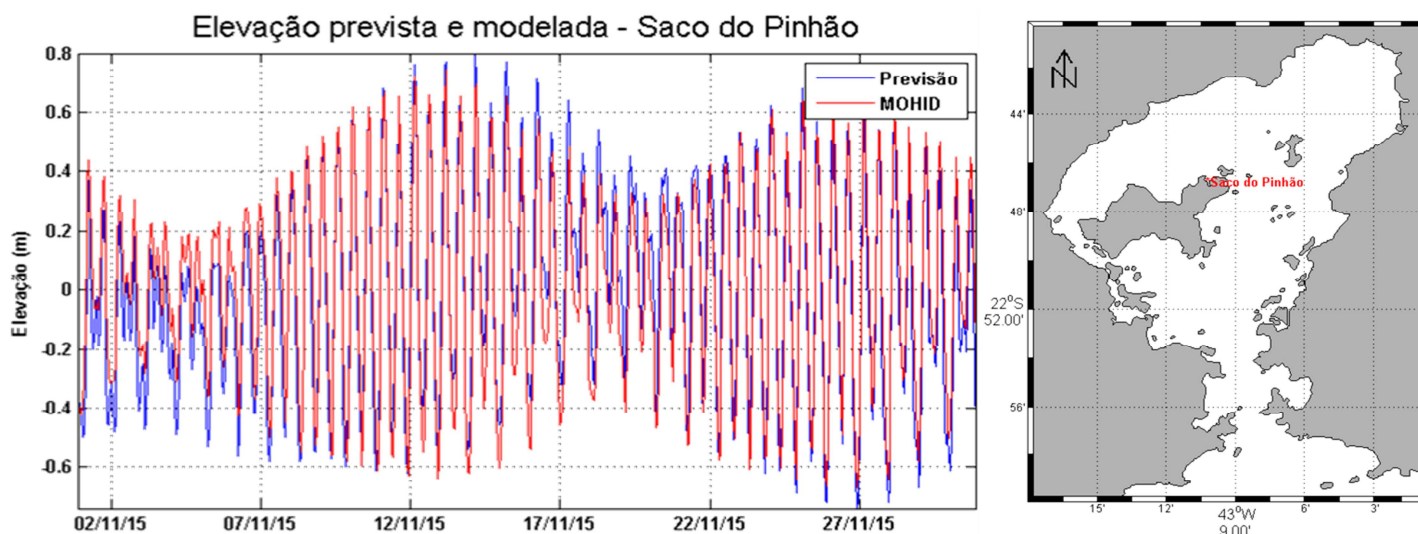
Figura 53 - Comparação da elevação do nível do mar entre os resultados do MOHID e os dados



Legenda: Em vermelho os resultados obtidos do modelo, em azul a previsão feita com o Programa PAC-MARÉ com as constantes da FEMAR, para a estação maregráfica da Ilha do Boqueirão.

Fonte: A autora, 2017.

Figura 54 - Comparação da elevação do nível do mar entre os resultados do MOHID e os dados



Legenda: Em vermelho os resultados obtidos do modelo, em azul a previsão feita com o Programa PAC-MARÉ com as constantes da FEMAR, para a estação maregráfica do Saco do Pinhão.

Fonte: A autora, 2017.

Figura 55 - Comparação da elevação do nível do mar entre os resultados do MOHID e os dados

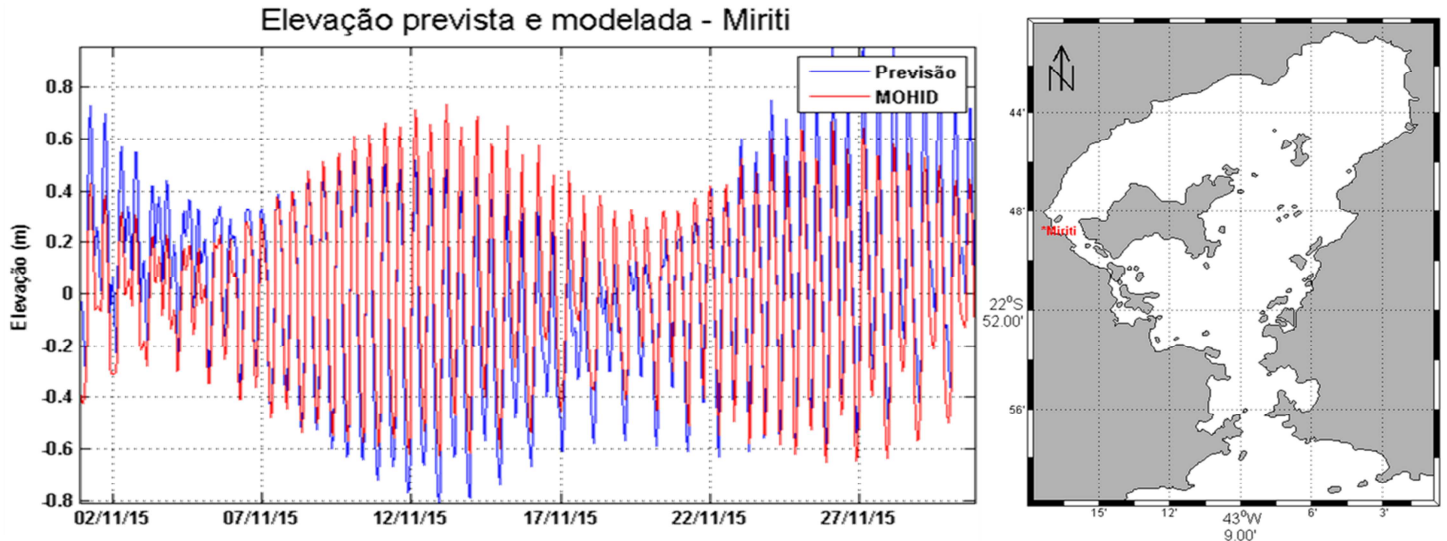


Figura 56 - Comparação da elevação do nível do mar entre os resultados do MOHID e os dados

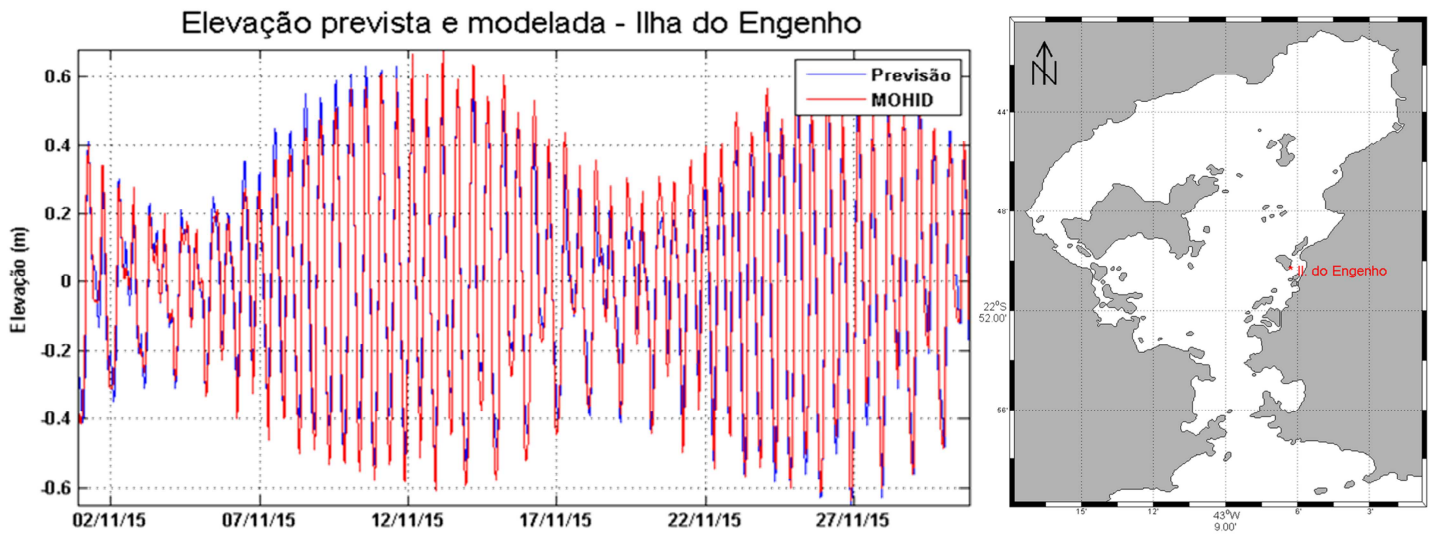


Figura 57 - Comparação da elevação do nível do mar entre os resultados do MOHID e os dados

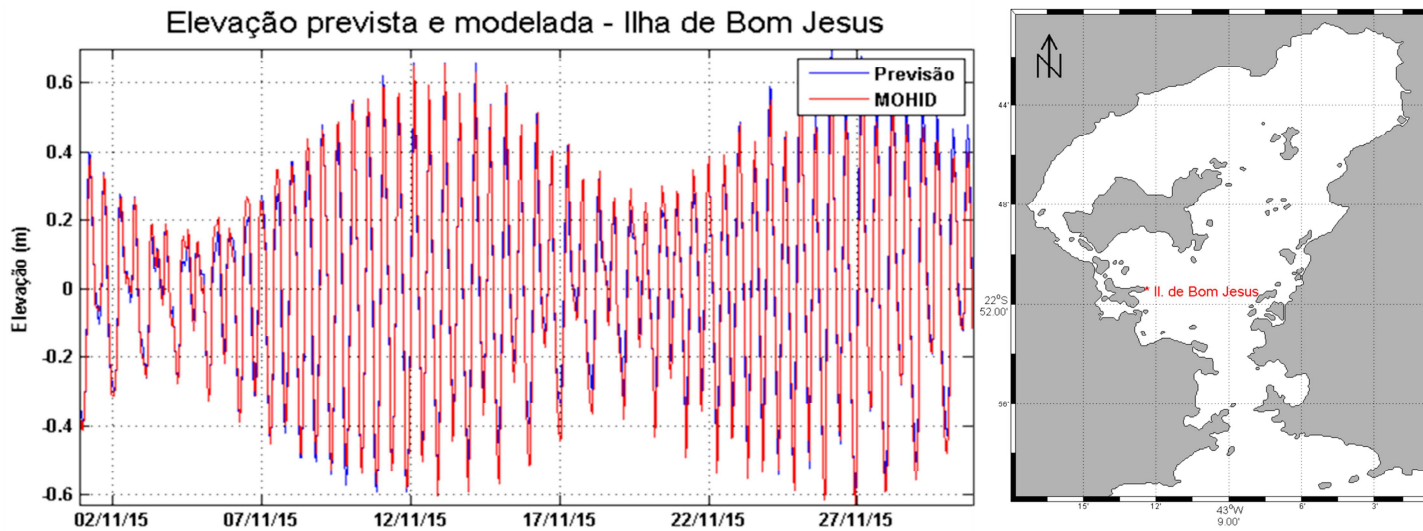


Figura 58 - Comparação da elevação do nível do mar entre os resultados do MOHID e os dados

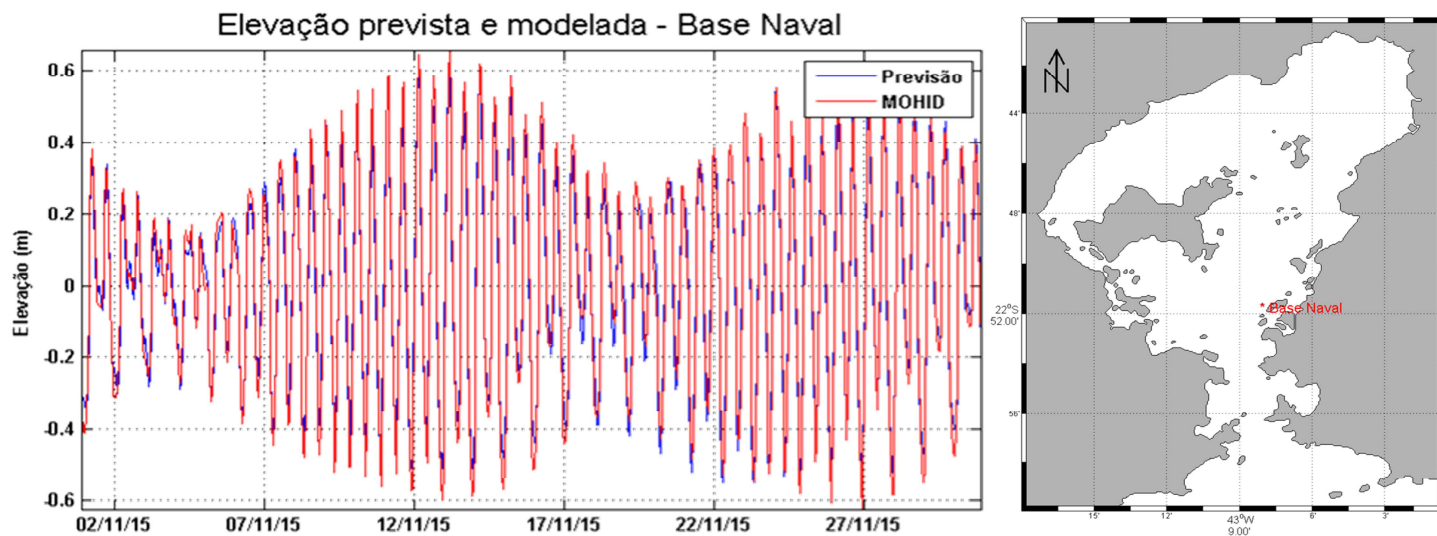
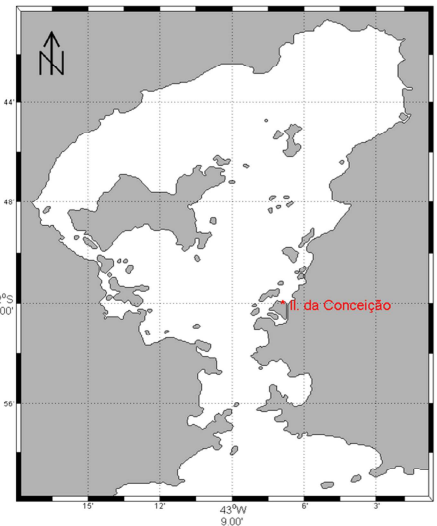
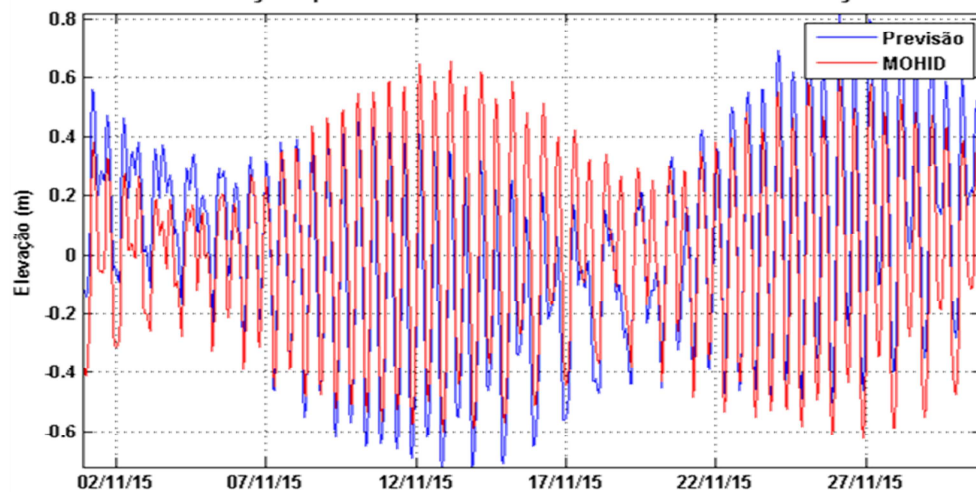


Figura 59 - Comparação da elevação do nível do mar entre os resultados do MOHID e os dados

Elevação prevista e modelada - Ilha da Conceição

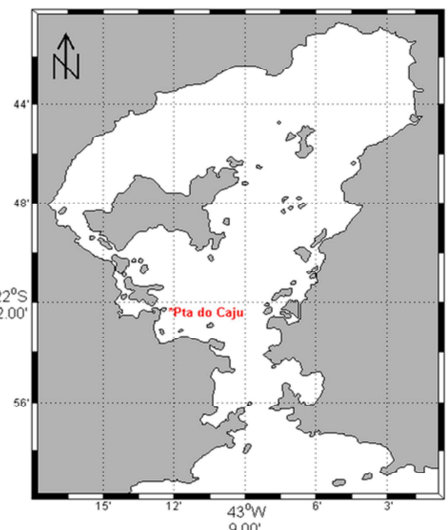
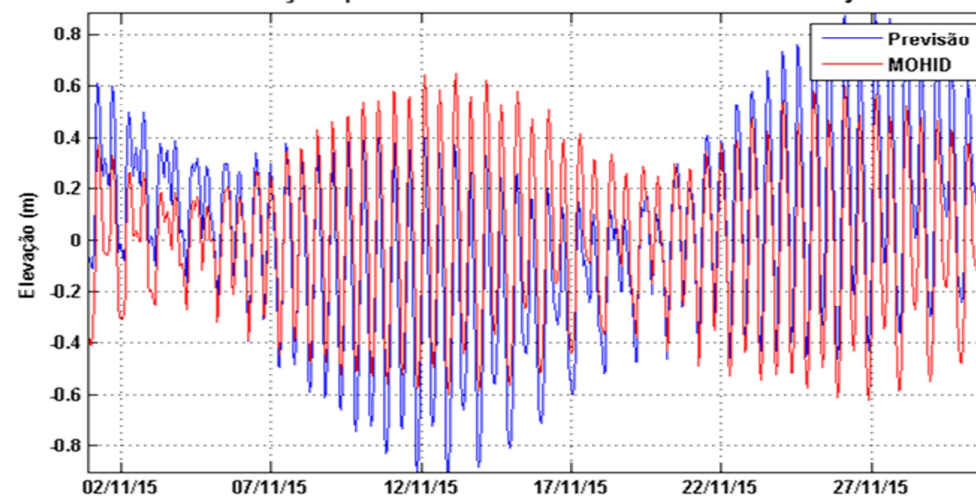


Legenda: Em vermelho os resultados obtidos do modelo, em azul a previsão feita com o Programa PAC-MARÉ com as constantes da FEMAR, para a estação maregráfica da Ilha da Conceição.

Fonte: A autora, 2017.

Figura 60 - Comparação da elevação do nível do mar entre os resultados do MOHID e os dados

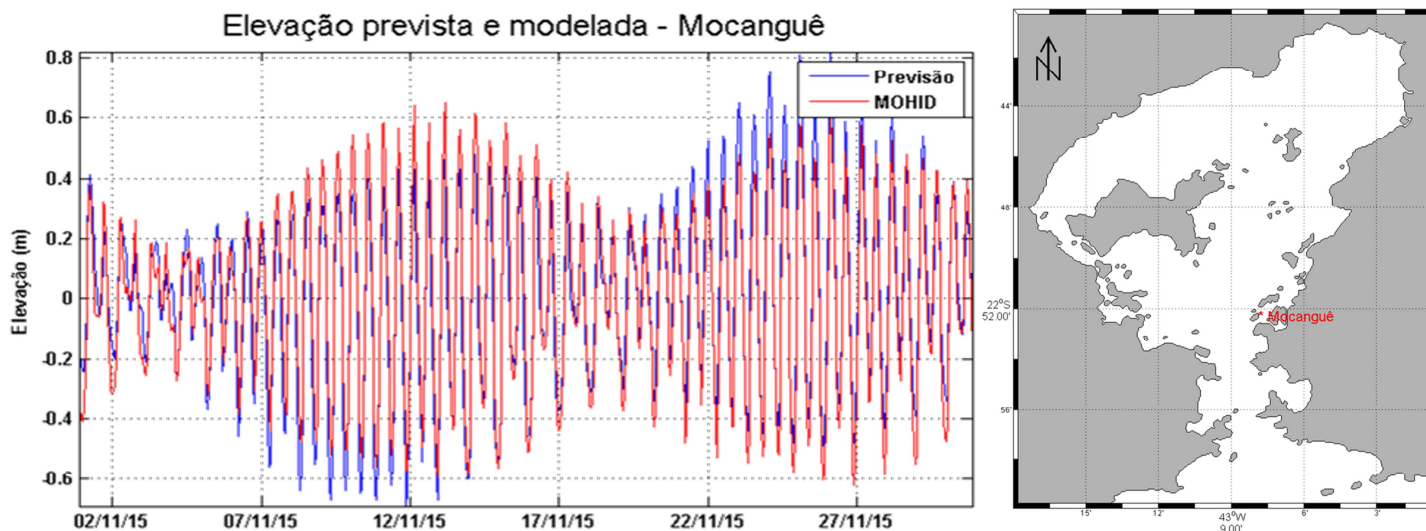
Elevação prevista e modelada - Ponta do Caju



Legenda: Em vermelho os resultados obtidos do modelo, em azul a previsão feita com o Programa PAC-MARÉ com as constantes da FEMAR, para a estação maregráfica da Ponta do Caju.

Fonte: A autora, 2017.

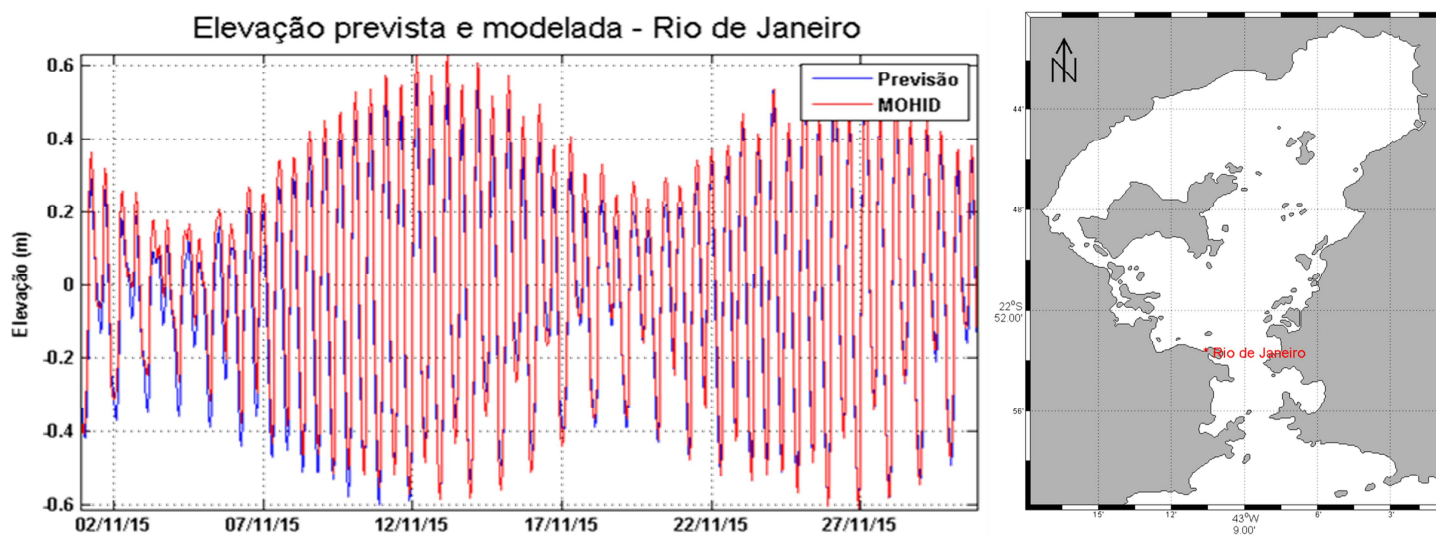
Figura 61 - Comparação da elevação do nível do mar entre os resultados do MOHID e os dados



Legenda: Em vermelho os resultados obtidos do modelo, em azul a previsão feita com o Programa PAC-MARÉ com as constantes da FEMAR, para a estação maregráfica de Mocanguê.

Fonte: A autora, 2017.

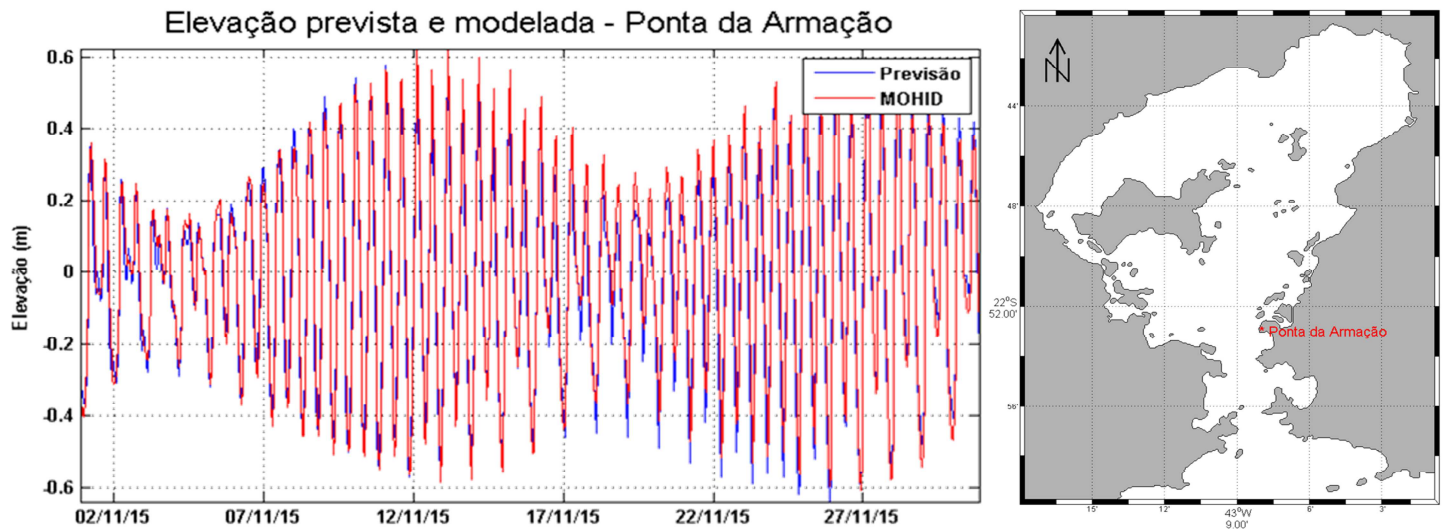
Figura 62 - Comparação da elevação do nível do mar entre os resultados do MOHID e os dados



Legenda: Em vermelho os resultados obtidos do modelo, em azul a previsão feita com o Programa PAC-MARÉ com as constantes da FEMAR, para a estação maregráfica do Rio de Janeiro.

Fonte: A autora, 2017.

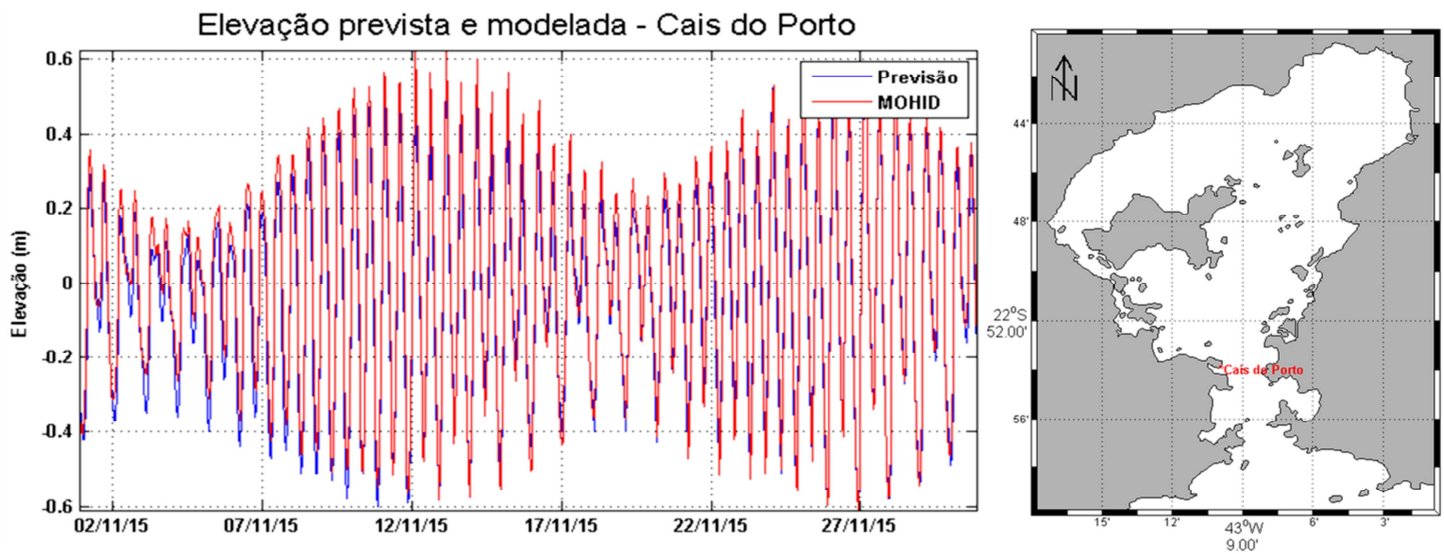
Figura 63 - Comparação da elevação do nível do mar entre os resultados do MOHID e os dados



Legenda: Em vermelho os resultados obtidos do modelo, em azul a previsão feita com o Programa PAC-MARÉ com as constantes da FEMAR, para a estação maregráfica da Ponta da Armação.

Fonte: A autora, 2017.

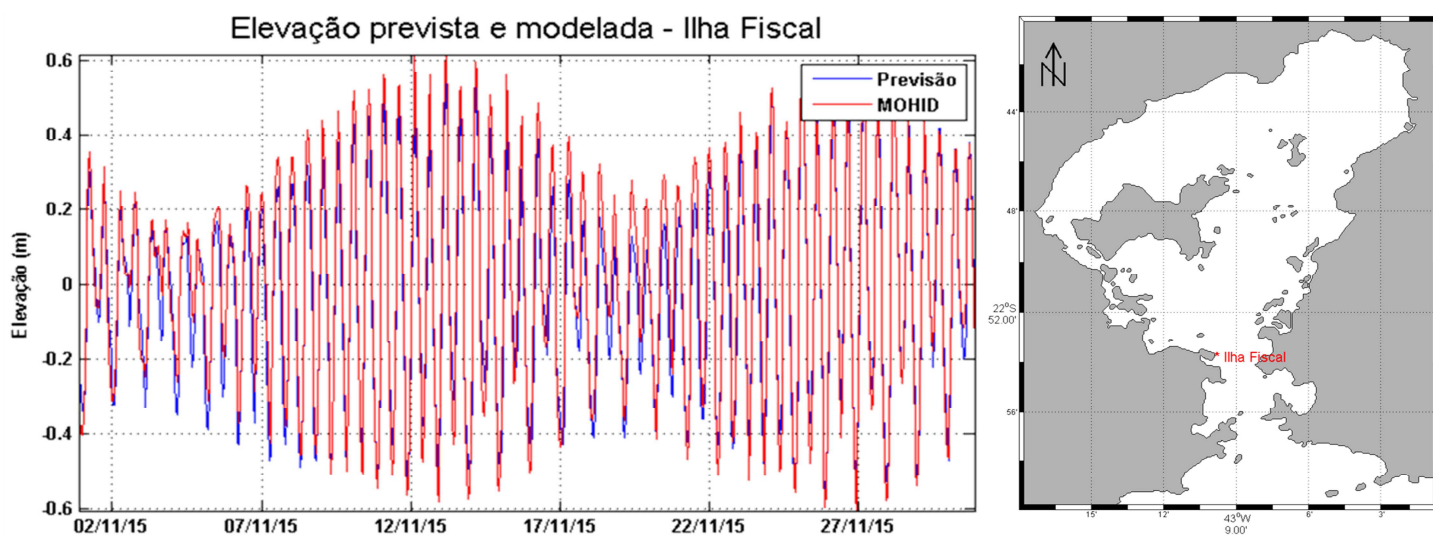
Figura 64 - Comparação da elevação do nível do mar entre os resultados do MOHID e os dados



Legenda: Em vermelho os resultados obtidos do modelo, em azul a previsão feita com o Programa PAC-MARÉ com as constantes da FEMAR, para a estação maregráfica do Cais do Porto.

Fonte: A autora, 2017.

Figura 65 - Comparação da elevação do nível do mar entre os resultados do MOHID e os dados

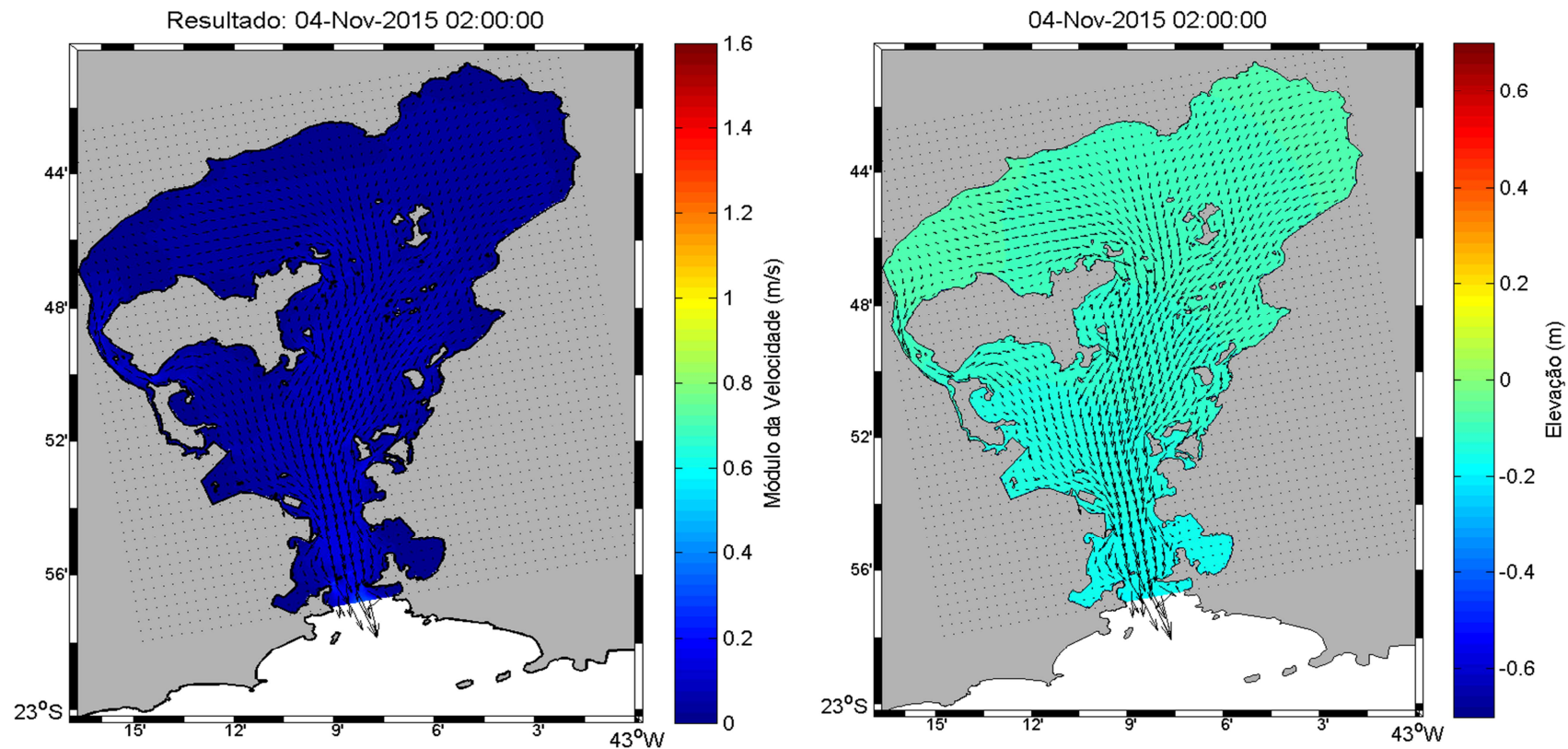


Legenda: Em vermelho os resultados obtidos do modelo, em azul a previsão feita com o Programa PAC-MARÉ com as constantes da FEMAR, para a estação maregráfica de Ilha Fiscal.

Fonte: A autora, 2017.

ANEXO B¹ – Mapa de elevação da superfície livre, módulo da corrente e vetor velocidade para o experimento controle em quadratura

Figura 66 - Campo de elevação da superfície livre e corrente

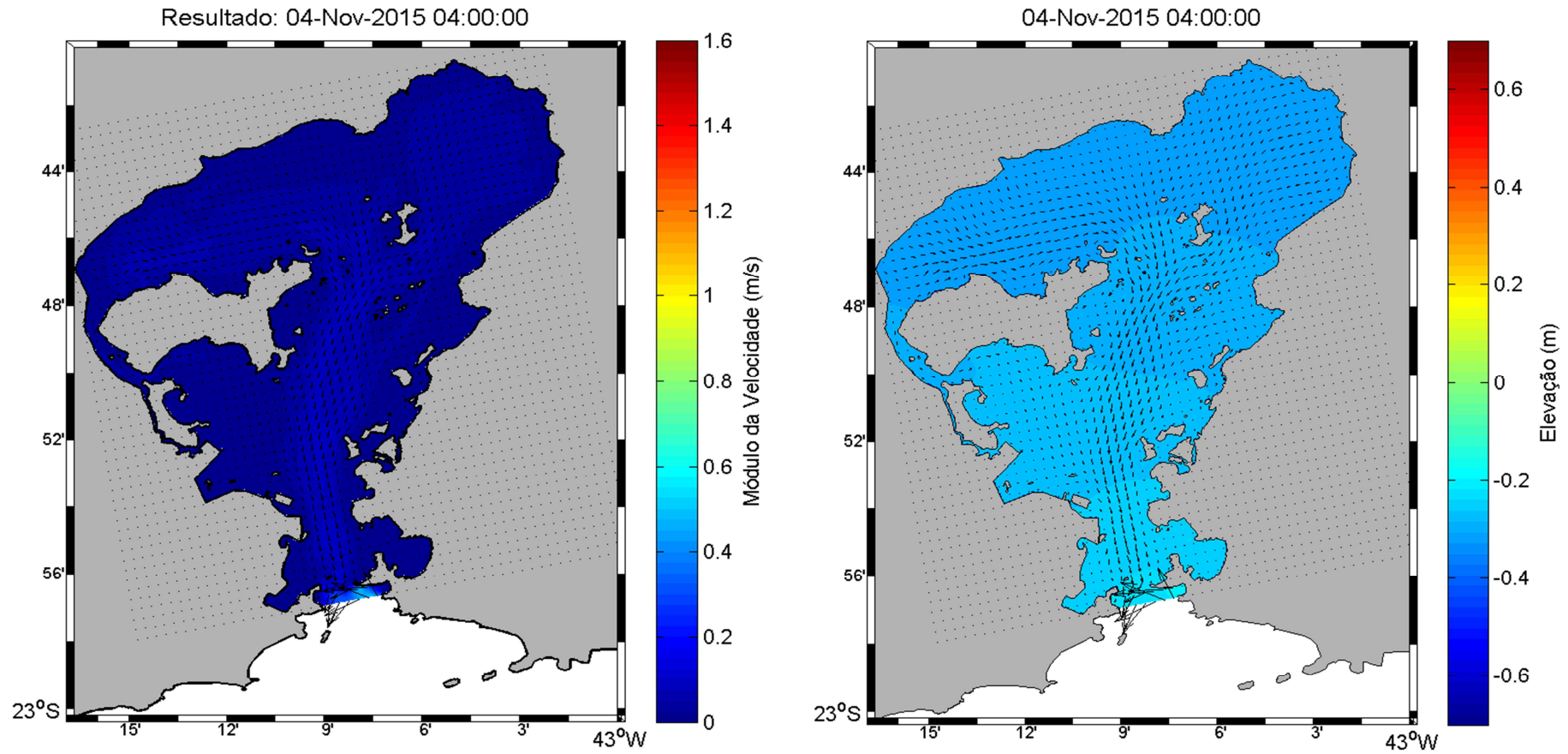


Legenda: Corrente e elevação do nível do mar em instante de vazante de maré de quadratura. A figura da esquerda representa o campo do módulo da velocidade e vetores, e a da direita, a elevação da superfície e os vetores velocidade.

Fonte: A autora, 2017.

¹ Da figura 66 a 69, são apresentados os campos de velocidade (módulo e vetores) e elevação da superfície livre durante o período de quadratura para os instantes de: enchente, preamar, vazante e baixamar.

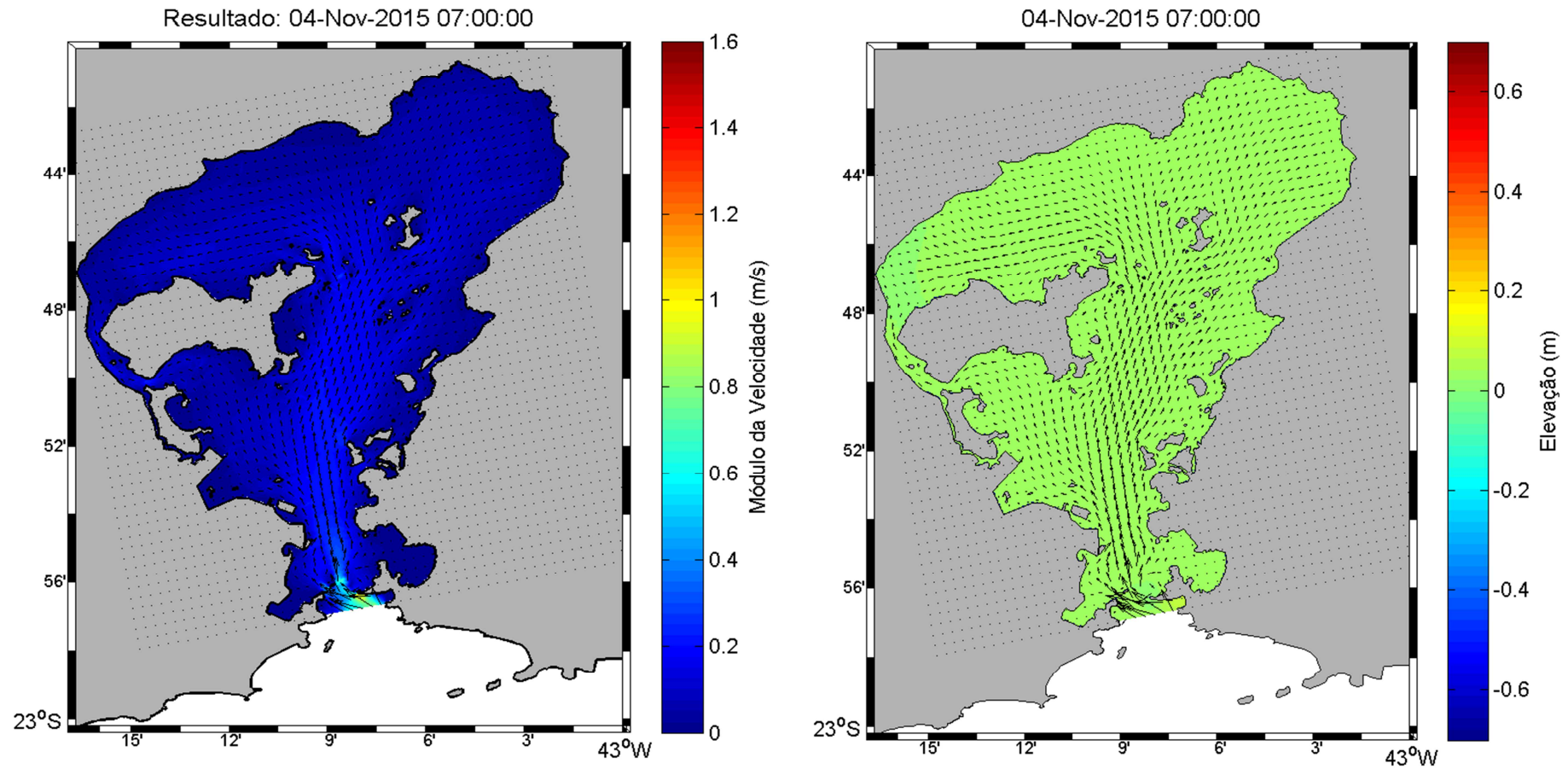
Figura 67 - Campo de elevação da superfície livre e corrente



Legenda: Corrente e elevação do nível do mar em instante de baixamar de maré de quadratura. A figura da esquerda representa o campo do módulo da velocidade e vetores, e a da direita, a elevação da superfície e os vetores velocidade.

Fonte: A autora, 2017.

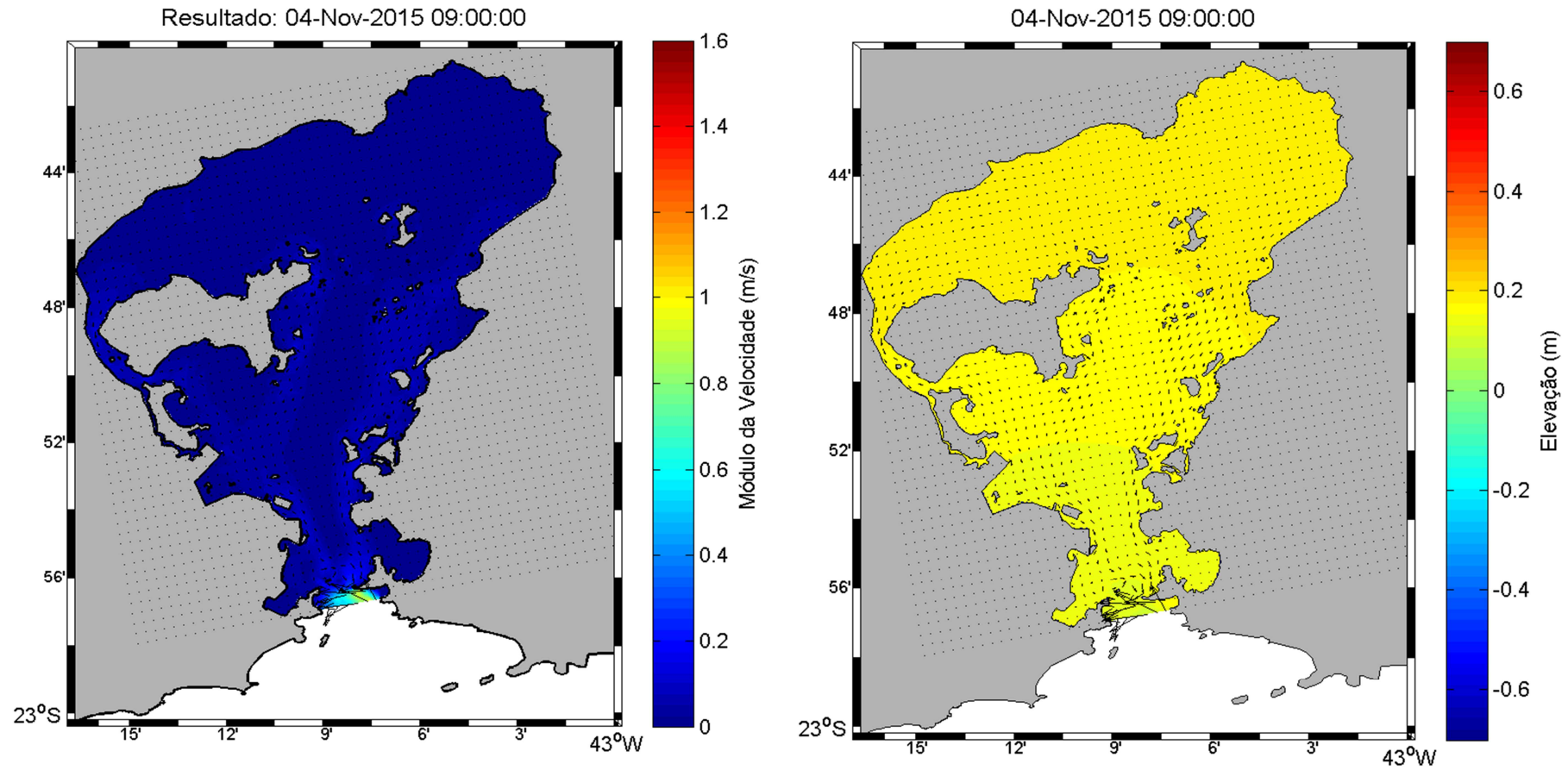
Figura 68 - Campo de elevação da superfície livre e corrente



Legenda: Corrente e elevação do nível do mar em instante de enchente de maré de quadratura. A figura da esquerda representa o campo do módulo da velocidade e vetores, e a da direita, a elevação da superfície e os vetores velocidade.

Fonte: A autora, 2017.

Figura 69 - Campo de elevação da superfície livre e corrente



Legenda: Corrente e elevação do nível do mar em instante de preamar de maré de quadratura. A figura da esquerda representa o campo do módulo da velocidade e vetores, e a da direita, a elevação da superfície e os vetores velocidade.

Fonte: A autora, 2017.