MATHEUS SOUZA RUIZ

Modelagem de eventos extremos de nível do mar no Sistema Estuarino de Santos, São Vicente e Bertioga durante o ano de 2016

> São Paulo 2020

MATHEUS SOUZA RUIZ

Modelagem de eventos extremos de nível do mar no Sistema Estuarino de Santos, São Vicente e Bertioga durante o ano de 2016

Dissertação apresentada ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Ciências, Programa de Oceanografia, área de Oceanografia Física.

Orientador: Prof. Dr. Joseph Harari

São Paulo 2020 Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

Ruiz, Matheus Souza

R934m Modelagem de eventos extremos de nível do mar no Sistema Estuarino de Santos, São Vicente e Bertioga / Matheus Souza Ruiz ; orientador Joseph Harari - São Paulo, 2020. 115 f.

> Dissertação (mestrado) - Programa de Pós-Graduação em Oceanografia - Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo. Área de concentração: Oceanografia Física.

 Ressaca. 2. Inundação costeira. 3. Modelo numérico.
Estuário de Santos. 5. Defesa Civil . I. Harari, Joseph, orient. II. Título. RUIZ, Matheus Souza. Modelagem de eventos extremos de nível do mar no Sistema Estuarino de Santos, São Vicente e Bertioga durante o ano de 2016. Dissertação (Mestrado) apresentada ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo para obtenção do título de Mestre em Ciências, Programa de Oceanografia, área de Oceanografia Física

Aprovado em: 04/08/2020.

Versão Corrigida

Banca Examinadora

Prof. Dr. Joseph Harari	Instituição IO/USP
Julgamento	_Assinatura
Prof. Dr. Ricardo de Camargo	Instituição IAG/USP
Julgamento	_ Assinatura
Prof. Dr. Felipe Mendonça Pimenta	Instituição UFSC
Julgamento	Assinatura

Aos meus pais Amauri e Gislene, Amo vocês

Agradecimentos

Agradeço a Deus, pela dádiva da vida.

À minha família, por todo o amor, apoio e incentivo; em especial aos meus pais Gislene Souza Ruiz e Amauri Ruiz Peres. À vocês minha eterna gratidão.

À Eng^a Stephany B. L. Maciel, o grande amor da minha vida, por tudo. Sem você eu não teria chegado até aqui.

Ao meu orientador, Professor Dr. Joseph Harari, pela orientação e ensinamentos durante a realização deste trabalho. É um orgulho e uma honra ser orientado pelo senhor.

Aos Professores M.^{*a*} Alexandra F. P. Sampaio e M.^{*e*} Renan B. Ribeiro, por todo o incentivo, orientação, conhecimento compartilhado e por todas as oportunidades à mim concedidas. É um orgulho imenso integrar a equipe do NPH-UNISANTA.

Ao Professor M.^e Sergio E. Rosada, a quem agradeço por todo o apoio e conhecimento matemático compartilhado, me proporcionando uma base sólida e essencial para que eu pudesse chegar até aqui; agradeço também ao Professor Dr. Fabio Giordano, por todo o incentivo e confiança desde o período de minha graduação.

Ao meu colega e amigo M.^{*e*} Samuel H. Yang, que deu contribuições valiosas para a minha jornada acadêmica.

Aos meus amigos Eng^o Miguel C. Gonçalves e Eng^o Raoni S. Peixoto, pela amizade desde o período de nossa graduação até o presente momento. Considero vocês como meus irmãos. Ao Núcleo de Pesquisas Hidrodinâmicas (NPH) da Universidade Santa Cecília, ao Laboratório de Simulação e Previsão Numérica Hidrodinâmica (LABSIP) do Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, e a todos os seus integrantes.

À Universidade Santa Cecília, onde me tornei Bacharel em Engenharia Civil e tive a prazerosa oportunidade de iniciar minhas jornadas acadêmica e profissional. Sou grato não só aos professores, mas também à direção, ao pessoal do administrativo, da limpeza e demais colaboradores da instituição.

Ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo e seus excelentes professores, em especial aos Professores Dr. Joseph Harari, Dr. Ilson C. A. da Silveira e Dr. Alexander Turra. Agradeço também à direção e todo o pessoal do administrativo, da limpeza e demais colaboradores da instituição.

A todos os colegas que tive a grata oportunidade de conhecer nos últimos anos, que não só deram contribuições importantes para este estudo, como me ajudaram a crescer academicamente e pessoalmente.

"Inteligência é a capacidade de se adaptar às mudanças"

Stephen Hawking

"O que sabemos é uma gota; o que ignoramos é um oceano"

Isaac Newton

Resumo

Nesta dissertação são simulados eventos extremos de maré meteorológica (storm surges) ocorridos em 2016, em que o nível do mar ultrapassou 2,0 metros (storm tides), atingindo o estado de alerta dos Planos de Ação de Defesa Civil no Sistema Estuarino de Santos, São Vicente e Bertioga (SESSVB). A hipótese do presente estudo é que eventos extremos de nível do mar no SESSVB podem ser simulados e representados através de modelagem computacional, com possibilidade de sua utilização em modo operacional. Para testar esta hipótese, o trabalho tem como objetivo a implementação de um modelo numérico hidrodinâmico tridimensional de alta resolução, de forma a simular a circulação no SESSVB; os resultados foram avaliados através de análise comparativa com medições no Canal do Porto de Santos. Foi implementado um conjunto de três modelos hidrodinâmicos aninhados, de parte da Plataforma Sudeste brasileira em direção ao SESSVB. O modelo SESSVB – Level 2 – tem resolução horizontal de 80 m e é aninhado numa grade intermediária – Level 1, que por sua vez é aninhada à grade de mesoescala abrangendo parte da Plataforma Sudeste brasileira – Level 0, todas com discretização vertical de 12 camadas sigma. Esse conjunto de modelos foi forçado pelas marés, variações do nível médio do mar, ventos, temperatura, salinidade, descargas fluviais e trocas de radiação na interface ar-mar. Foi utilizada uma batimetria detalhada, considerando inclusive as regiões de manguezal. Os resultados das simulações obtiveram skills médios de $0,96 \pm 0,01$ para o nível do mar e $0,81 \pm 0,07$ para a componente de corrente significativa em cada estação analisada, com valores médios de raiz do erro quadrático médio (RMSE) de $0, 15 \pm 0, 02$ m e $0, 20 \pm 0, 07$ m/s. As simulações dos eventos extremos em 2016 subestimaram as storm surges em $0, 11\pm 0, 07$ m. A duração média desses eventos foi de $29,8\pm7,36$ h. Considerando todos os picos observados (simulados) de nível do mar acima de 2,0 metros, a média foi de 2, $10 \pm 0, 17$ m $(2, 01 \pm 0, 12 \text{ m})$, com maré meteorológica média de $0,67 \pm 0,14$ m $(0,56 \pm 0,10$ m). Uma limitação deste estudo é que as estações observacionais da Praticagem de São Paulo estão localizadas no Canal do Porto de Santos; portanto, não foi possível comparar resultados do modelo com observações em outros trechos do SESSVB. Uma fonte adicional de erro podem ser as descargas fluviais, impostas através de valores médios mensais, assim não representando fielmente as vazões reais, que variam com a intensidade e distribuição das chuvas nas bacias hidrográficas. Futuramente, as simulações e previsões numéricas poderão ser aprimoradas em função da imposição de condições de contorno mais precisas, utilização de dados de vazões fluviais mais realísticos, adoção de grades mais refinadas e aprimoramentos nas parametrizações dos modelos. Apesar dessas limitações, os resultados desta pesquisa apoiam a ideia de que é possível reproduzir os processos hidrodinâmicos no SESSVB com skills muito altos e baixos erros. Assim, embora as storm surges simuladas tenham ficado abaixo dos valores observados, essa configuração do modelo mostra potencial para ser utilizada em sistemas de alerta precoce, ajudando assim as defesas civis locais nas tomadas de decisão para proteção de pessoas e propriedades.

Palavras-chave: Ressaca. Inundação costeira. Modelo numérico. Estuário de Santos. Defesa Civil.

Abstract

In this dissertation, the extreme meteorological tides events (storm surges) that occurred in 2016 were simulated, in which the sea-level exceeded 2.0 meters (storm tides), reaching the alert status of the Civil Defense Action Plans in the Estuarine System of Santos, São Vicente and Bertioga (SESSVB). The hypothesis of the present study is that extreme sea-level events in the SESSVB can be simulated and represented through computational modeling, with the possibility of using them in an operational standard. To test this hypothesis, the work aims to implement a high resolution three-dimensional hydrodynamic numerical model, in order to simulate the circulation in the **SESSVB**; the results were evaluated through comparative analysis with measurements in the Santos Port Channel. A set of three nested hydrodynamic models was implemented, from part of Southeastern Brazilian shelf towards the SESSVB. The SESSVB model – Level 2 – has a resolution of 80 m and is nested in an intermediate grid – Level 1, which in turn is nested in a mesoscale grid that comprises part of Southeastern Brazilian shelf – Level 0, all of them with a vertical discretization of 12 sigma layers. The coastal hydrodynamics is forced through tides, mean sea-level variations, winds, temperature, salinity, fluvial discharges and radiation exchanges at the air-sea interface. Detailed bathymetry was used, including the mangrove regions. The results of the simulations lead to average skills of 0.96 ± 0.01 for sea-level and 0.81 ± 0.07 for the significant current component in each analyzed station, with Root Mean Square Errors (RMSE) of 0.15 ± 0.02 m and 0.20 ± 0.07 m/s. The simulations for extreme events in 2016 underestimated storm surges by 0.11 ± 0.07 m. The average duration of these events was 29.8 ± 7.36 h. Considering all the observed (simulated) peaks of sea-level above 2.0 meters, the average was 2.10 ± 0.17 m $(2.01 \pm 0.11$ m), with an average meteorological tide of 0.67 ± 0.14 m (0.56 ± 0.10 m). A limitation of this study is that the observational stations of the São Paulo Pilots are all located in the Santos Port Channel; therefore, it was not possible to compare model results with observations across the domain of the numerical grid. An additional source of error can be fluvial discharges, imposed through monthly average values, thus not truly representing the real flows, which vary with the rainfall intensity and distribution in river basins. In the future, numerical simulations and predictions may be improved due to the imposition of more precise boundary conditions, the use of more realistic river flow data, the adoption of more refined grids and improvements in the parameterization of the models. Despite these limitations, the results of this research support the idea that it is possible to reproduce the hydrodynamic processes in the SESSVB with very high skills and low errors. Thus, although the simulated storm surges were below the observed values, this model configuration shows potential to be used in early warning systems, thus helping local civil defenses in decision-making for the protection of people and property.

Keywords: Storm tides. Coastal floods. Numerical model. Santos Estuary. Civil Defense.

Lista de Figuras

1.1	Diferenças de elevação para <i>storm surges, storm tides</i> e uma maré alta nor- mal (prevista) em comparação com o nível médio do mar. A <i>storm surge</i> é o aumento da elevação causado exclusivamente por uma tempestade. A <i>storm tide</i> é o nível total observado de elevação durante uma tempestade, que é a combinação de <i>storm surge</i> e maré alta normal	34
3.1	Localização geográfica do Sistema Estuarino de Santos, São Vicente e Bertioga.	45
3.2	Médias mensais de temperatura e precipitação em Santos, considerando da- dos do CIIAGRO entre os anos de 1996 e 2017.	47
3.3	Localização das estações maregráficas e dos ADCPs incorporados na base de dados do NPH-UNISANTA e pertencentes à rede de monitoramento em tempo real da Praticagem de São Paulo.	50
3.4	Sistema de coordenadas sigma	53
3.5	Representação da grade alternada de Arakawa tipo C	54
3.6	Grades Level 0, Level 1 e Level 2 (L0, L1 e L2), com batimetria mostrada em cores. A localização da descarga do rio da Ribeira do Iguape é apresentada no triângulo vermelho.	57
3.7	Detalhe da última grade, Level 2, no Sistema Estuarino de Santos, São Vicente e Bertioga. A batimetria é mostrada em cores, com valores de profundidade negativos indicando as áreas de manguezal. Os locais das	- 7
	descargas dos mos sao apresentados em triangulos vermemos	- Ə I

4.1	Séries temporais de nível do mar (m) para o período de calibração (c1). Os dados observados estão ilustrados em preto e os resultados do modelo <i>Delft3D</i> estão representados em azul. A Figura 3.3 ilustra a posição dos marégrafos utilizados	64
4.2	Séries temporais de nível do mar (m) para o período de validação em con- dições de verão (v1). Os dados observados estão ilustrados em preto e os resultados do modelo <i>Delft3D</i> estão representados em azul. A Figura 3.3 ilustra a posição dos marégrafos utilizados	65
4.3	Séries temporais de nível do mar (m) para o período de validação em con- dições de inverno (v2). Os dados observados estão ilustrados em preto e os resultados do modelo $Delft3D$ estão representados em azul. A Figura 3.3 ilustra a posição dos marégrafos utilizados	65
4.4	Séries temporais das componentes zonal u e meridional v das correntes (m/s) nas estações Palmas, Praticagem e Capitania, para o período de calibração (c1). Os dados observados estão ilustrados em preto e os resultados do modelo <i>Delft3D</i> estão representados em azul. A Figura 3.3 ilustra a posição dos ADCPs utilizados	66
4.5	Séries temporais das componentes zonal u e meridional v das correntes (m/s) na estação Palmas, para o período de validação em condição de verão (v1). Os dados observados estão ilustrados em preto e os resultados do modelo <i>Delft3D</i> estão representados em azul. A Figura 3.3 ilustra a posição dos ADCPs utilizados.	67
4.6	Séries temporais das componentes zonal u e meridional v das correntes (m/s) nas estações Palmas, Praticagem e Capitania, para o período de validação em condição de inverno (v2). Os dados observados estão ilustrados em preto e os resultados do modelo <i>Delft3D</i> estão representados em azul. A Figura 3.3 ilustra a posição dos ADCPs utilizados	68
4.7	Comparação entre os dados de nível do mar observados antes (em preto) e após a aplicação do filtro de Savitzky-Golay (em azul)	71
4.8	Medições do nível do mar (m), velocidade (m/s) e direção (°) das correntes nas estações Palmas, Praticagem e Capitania durante o ano de 2016. \ldots	72

4.9	Histogramas direcionais das medições de correntes nas estações Palmas, Pra- ticagem e Capitania durante o ano de 2016. A convenção utilizada é ocea- nográfica e as barras indicam a direção que a corrente flui,para onde vai o escoamento.	72
4.10	Amplitudes (cm) das nove principais componentes harmônicas, para as es- tações Palmas, Praticagem, Capitania e Barnabé	74
4.11	Fases (graus) das nove principais componentes harmônicas, para as estações Palmas, Praticagem, Capitania e Barnabé	75
4.12	Oscilações (m) das nove principais componentes de maré, em um período de 24 horas, para as estações Praticagem e Barnabé.	75
4.13	Variações do nível do mar e da maré astronômica em relação ao MLLW e maré meteorológica (m), para a Estação Praticagem no ano de 2016, destacando-se os eventos em que o nível do mar foi superior a 2,0 m, carac- terizando o estado de alerta	78
4.14	Linhas cotidais de amplitude (cm) da componente harmônica lunar principal semidiurna M2.	81
4.15	Linhas cotidais de fase relativa a Greenwich da componente harmônica lunar principal semidiurna M2 e correspondentes atrasos no tempo (min, a partir da fase 165°).	82
4.16	Linhas cotidais de amplitude (cm) da componente harmônica solar principal semidiurna S2.	82
4.17	Linhas cotidais de fase relativa a Greenwich da componente harmônica solar principal semidiurna S2 e correspondentes atrasos no tempo (min, a partir da fase 160°).	83
4.18	Campos de salinidade nas seções longitudinais S1 e S2 apresentados na Figura 3.7, que representam o Canal do Porto de Santos (a) e o Canal de São Vicente (b), respectivamente.	85
4.19	Campos de vento e pressão atmosférica ao nível do mar do modelo atmosfé- rico CFSv2, durante o evento extremo ocorrido em abril de 2016. A escala de cores representa a velocidade do vento (m/s) e as setas indicam a direção	
	do vento, enquanto as linhas pretas representam as isóbaras (hPa)	87

4.20	Resultados do campo de correntes no SESSVB do modelo hidrodinâmico Delft3D, em condição de maré enchente, para o evento extremo ocorrido em abril de 2016. A escala de cores representa a velocidade das correntes (m/s) e as setas indicam a direção das correntes.	87
4.21	Resultados do campo de correntes no SESSVB do modelo hidrodinâmico <i>Delft3D</i> , em condição de maré vazante, para o evento extremo ocorrido em abril de 2016. A escala de cores representa a velocidade das correntes (m/s) e as setas indicam a direção das correntes	88
4.22	Resultados dos campos de nível do mar e correntes no SESSVB do modelo hidrodinâmico <i>Delft3D</i> , para o evento extremo ocorrido em abril de 2016. A escala de cores representa o nível do mar (m) e as setas indicam a velocidade e direção das correntes.	88
4.23	Variações do nível do mar durante o evento extremo ocorrido em abril de 2016. As linhas pretas (azuis) indicam elevações observadas (simuladas) (m). As linhas sólidas mostram o nível do mar, enquanto as linhas tracejadas e as marcadas com "x" mostram as componentes astronômica e meteorológica do nível do mar, respectivamente. Os picos críticos do nível do mar (<i>storm tides</i>) e as marés meteorológicas extremas (<i>storm surges</i>) são destacados em cada gráfico.	89
4.24	Campos de vento e pressão atmosférica ao nível do mar do modelo atmosfé- rico CFSv2, durante o evento extremo ocorrido em agosto de 2016. A escala de cores representa a velocidade do vento (m/s) e as setas indicam a direção do vento, enquanto as linhas pretas representam as isóbaras (hPa)	91
4.25	Resultados do campo de correntes no SESSVB do modelo hidrodinâmico <i>Delft3D</i> , em condição de maré enchente, para o evento extremo ocorrido em agosto de 2016. A escala de cores representa a velocidade das correntes (m/s) e as setas indicam a direção das correntes	91
4.26	Resultados do campo de correntes no SESSVB do modelo hidrodinâmico <i>Delft3D</i> , em condição de maré vazante, para o evento extremo ocorrido em agosto de 2016. A escala de cores representa a velocidade das correntes (m/s) e as setas indicam a direção das correntes	92
4.27	Resultados dos campos de nível do mar e correntes no SESSVB do mo- delo hidrodinâmico <i>Delft3D</i> , para o evento extremo ocorrido em agosto de 2016. A escala de cores representa o nível do mar (m) e as setas indicam a velocidade e direção das correntes	92

4.28	Variações do nível do mar durante o evento extremo ocorrido em agosto de 2016. As linhas pretas (azuis) indicam elevações observadas (simula- das) (m). As linhas sólidas mostram o nível do mar, enquanto as linhas tracejadas e as marcadas com "x" mostram as componentes astronômica e meteorológica do nível do mar, respectivamente. Os picos críticos do nível do mar (<i>storm tides</i>) e as marés meteorológicas extremas (<i>storm surges</i>) são destacados em cada gráfico.	93
4.29	Campos de vento e pressão atmosférica ao nível do mar do modelo atmos- férico CFSv2, durante o evento extremo ocorrido em setembro de 2016. A escala de cores representa a velocidade do vento (m/s) e as setas indicam a direção do vento, enquanto as linhas pretas representam as isóbaras (hPa).	95
4.30	Resultados do campo de correntes no SESSVB do modelo hidrodinâmico <i>Delft3D</i> , em condição de maré enchente, para o evento extremo ocorrido em setembro de 2016. A escala de cores representa a velocidade das correntes (m/s) e as setas indicam a direção das correntes	95
4.31	Resultados do campo de correntes no SESSVB do modelo hidrodinâmico <i>Delft3D</i> , em condição de maré vazante, para o evento extremo ocorrido em setembro de 2016. A escala de cores representa a velocidade das correntes (m/s) e as setas indicam a direção das correntes	96
4.32	Resultados dos campos de nível do mar e correntes no SESSVB do modelo hidrodinâmico <i>Delft3D</i> , para o evento extremo ocorrido em setembro de 2016. A escala de cores representa o nível do mar (m) e as setas indicam a velocidade e direção das correntes	96
4.33	Variações do nível do mar durante o evento extremo ocorrido em setembro de 2016. As linhas pretas (azuis) indicam elevações observadas (simula- das) (m). As linhas sólidas mostram o nível do mar, enquanto as linhas tracejadas e as marcadas com "x" mostram as componentes astronômica e meteorológica do nível do mar, respectivamente. Os picos críticos do nível do mar (<i>storm tides</i>) e as marés meteorológicas extremas (<i>storm surges</i>) são destacados em cada gráfico	97
4.34	Campos de vento e pressão atmosférica ao nível do mar do modelo atmos- férico CFSv2, durante o evento extremo ocorrido em outubro de 2016. A escala de cores representa a velocidade do vento (m/s) e as setas indicam a direção do vento, enquanto as linhas pretas representam as isóbaras (hPa).	99

4.35	Resultados do campo de correntes no SESSVB do modelo hidrodinâmico <i>Delft3D</i> , em condição de maré enchente, para o evento extremo ocorrido em outubro de 2016. A escala de cores representa a velocidade das correntes (m/s) e as setas indicam a direção das correntes	99
4.36	Resultados do campo de correntes no SESSVB do modelo hidrodinâmico <i>Delft3D</i> , em condição de maré vazante, para o evento extremo ocorrido em outubro de 2016. A escala de cores representa a velocidade das correntes (m/s) e as setas indicam a direção das correntes	100
4.37	Resultados dos campos de nível do mar e correntes no SESSVB do mo- delo hidrodinâmico <i>Delft3D</i> , para o evento extremo ocorrido em outubro de 2016. A escala de cores representa o nível do mar (m) e as setas indicam a velocidade e direção das correntes	100
4.38	Variações do nível do mar durante o evento extremo ocorrido em outubro de 2016. As linhas pretas (azuis) indicam elevações observadas (simula- das) (m). As linhas sólidas mostram o nível do mar, enquanto as linhas tracejadas e as marcadas com "x" mostram as componentes astronômica e meteorológica do nível do mar, respectivamente. Os picos críticos do nível do mar (<i>storm tides</i>) e as marés meteorológicas extremas (<i>storm surges</i>) são destacados em cada gráfico.	101
4.39	Campos de vento e pressão atmosférica ao nível do mar do modelo atmos- férico CFSv2, durante o evento extremo ocorrido em dezembro de 2016. A escala de cores representa a velocidade do vento (m/s) e as setas indicam a direção do vento, enquanto as linhas pretas representam as isóbaras (hPa).	103
4.40	Resultados do campo de correntes no SESSVB do modelo hidrodinâmico <i>Delft3D</i> , em condição de maré enchente, para o evento extremo ocorrido em dezembro de 2016. A escala de cores representa a velocidade das correntes (m/s) e as setas indicam a direção das correntes	103
4.41	Resultados do campo de correntes no SESSVB do modelo hidrodinâmico <i>Delft3D</i> , em condição de maré vazante, para o evento extremo ocorrido em dezembro de 2016. A escala de cores representa a velocidade das correntes (m/s) e as setas indicam a direção das correntes	104
4.42	Resultados dos campos de nível do mar e correntes no SESSVB do modelo hidrodinâmico <i>Delft3D</i> , para o evento extremo ocorrido em dezembro de 2016. A escala de cores representa o nível do mar (m) e as setas indicam a velocidade e direção das correntes.	104

Lista de Tabelas

3.1	Área (km^2) , população residente (hab.) e taxa de crescimento populacional (%) em cada município da Baixada Santista, segundo informações dos censos de 2000 e 2010, e estimativas para 2019.	46
3.2	Informações gerais de cada um dos modelos implementados: número de índices dos eixos horizontais (m, n), pontos em água, espaçamento horizontal Δx , passo de tempo Δt e número de camadas verticais σ	55
3.3	Localização e vazões mínimas, máximas e médias \pm desvio-padrão (m ³ /s) dos pontos de descarga dos rios considerados, conforme apresentado na Figura 3.3.	58
3.4	Parâmetros, respectivos intervalos e valores escolhidos aplicados ao processo de calibração do modelo hidrodinâmico	60
4.1	Avaliação do modelo numérico através dos índices estatísticos, para o nível do mar, para os períodos de calibração (c1) e validação do modelo numérico, em que v1 e v2 representam as condições de verão e inverno, respectivamente.	69
4.2	Avaliação do modelo numérico através dos índices estatísticos, para as cor- rentes zonais e meridionais das correntes, para os períodos de calibração (c1) e validação do modelo numérico, em que v1 e v2 representam as condições de verão e inverno, respectivamente	69
4.3	Avaliação da filtragem de Savitzky-Golay para a estação Praticagem, com janela de 41 pontos e interpolação polinomial de grau 4, considerando todo o ano de 2016	70
4.4	Análise geral dos dados observados de nível do mar (m) nas estações Palmas, Praticagem e Capitania durante o ano de 2016	73

4.5	Análise geral dos dados observados de velocidade das correntes (m/s) nas estações Palmas, Praticagem e Capitania durante o ano de 2016. São apre- sentadas as velocidades máximas, médias e desvios-padrão durante as cor- rentes de enchente e vazante, além dos valores mínimos, máximos, médios e desvios-padrão das componentes zonal e meridional das correntes	73
4.6	Número de ocorrências dos estados de atenção e alerta, considerando o nível do mar na região em estudo	77
4.7	Eventos extremos de nível do mar (<i>storm tides</i>) ocorridos em 2016 e as respectivas marés meteorológicas (<i>storm surges</i>), nos quais o estado de alerta foi atingido, considerando o Plano de ação da Defesa Civil de Santos	79
4.8	Valores mínimos, máximos e médios e desvios-padrão da duração dos eventos (horas), nível do mar e maré meteorológica (m), para a estação Praticagem.	79
4.9	Amplitudes (m) e fases (graus) das principais componentes harmônicas, cal- culadas a partir dos dados observados e obtidos das simulações do modelo.	81
4.10	Amplitudes médias de maré (m) em condições de sizígia e quadratura, para as estações Palmas, Praticagem, Capitania e Barnabé	84
4.11	Erros de pico (m) e atrasos no tempo (min) para os picos do evento extremo de abril de 2016 (<i>storm tide</i> st1-abr); raiz do erro quadrático médio (rmse) e <i>skill score</i> obtidos para o período de ocorrência do evento extremo (maré meteorológica > 0,38 m). Os erros de pico representam as diferenças entre o nível do mar simulado e o observado (s - o), com valores positivos (negativos) indicando que a storm tide simulada é mais alta (mais baixa) que o pico observado. Valores positivos (negativos) de atraso indicam que a storm surge modelada ocorreu mais tarde (mais cedo) que o pico observado	89
4.12	Erros de pico (m) e atrasos no tempo (min) para os picos do evento extremo de agosto de 2016 (<i>storm tides</i> st1-ago e st2-ago); raiz do erro quadrático médio (rmse) e <i>skill score</i> obtidos para o período de ocorrência do evento extremo (maré meteorológica $>0,38$ m). Os erros de pico representam as diferenças entre o nível do mar simulado e o observado (s - o), com valores positivos (negativos) indicando que a <i>storm tide</i> simulada é mais alta (mais baixa) que o pico observado. Valores positivos (negativos) de atraso indicam que a <i>storm surge</i> modelada ocorreu mais tarde (mais cedo) que o pico	
	observado	93

Lista de Siglas

ADCP Acoustic Doppler Current Profiler

ANA Agência Nacional de Águas

CEMADEN Centro Nacional de Monitoramento e Alertas de Desastres Naturais

CEPDEC Coordenadoria Estadual de Proteção e Defesa Civil

CFSv2 Climate Forecast System Version 2

CIIAGRO Centro Integrado de Informações Agrometeorológicas

CMEMS Copernicus Marine Environment Monitoring System

CODESP Companhia Docas do Estado de São Paulo

COMPDEC Coordenadoria Municipal de Proteção e Defesa Civil

ECMWF European Centre for Medium-Range Weather Forecasts

EIA Estudo de Impacto Ambiental

ERA5 ECMWF Re-Analysis

FEHIDRO Fundo Estadual de Recursos Hídricos

IBGE Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística

IGY International Geophysical Year

IO Instituto Oceanográfico

IPCC Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas

LABSIP Laboratório de Simulação e Previsão Numérica Hidrodinâmica

LECZ Low Elevation Coastal Zones

MAE Mean Absolute Error

MLLW Mean Lower Low Water

MSE Mean Squared Error

NASA National Aeronautics and Space Administration

NOAA National Oceanic and Atmospheric Administration

NCEP National Center for Environmental Prediction

NPH Núcleo de Pesquisas Hidrodinâmicas

SNR Relação Sinal-Ruído

SRTM Shuttle Radar Topography Mission

PSNR Relação Sinal-Ruído de Pico

RIMA Relatório do Impacto Ambiental

RMBS Região Metropolitana da Baixada Santista

RMSE Root Mean Square Error

SESSVB Sistema Estuarino de Santos, São Vicente e Bertioga

SOOC Sistema de Observação do Oceano Costeiro

TPXO TOPEX/POSEIDON

UNISANTA Universidade Santa Cecília

USP Universidade de São Paulo

Sumário

	Lista	a de Fig		21
	Lista	a de Tal	belas	25
	Lista	a de Sig	las	27
1.	Intro	odução		33
	1.1	Contex	xto e motivação	33
		1.1.1	Planos de Ação de Defesa Civil	37
	1.2	Levant	amento bibliográfico	38
	1.3	Estrut	ura da dissertação	41
2.	Hipo	ótese e o	objetivos	43
	2.1	Objeti	vos específicos	43
3.	Mat	eriais e	métodos	45
	3.1	Descri	ção da área de estudo	45
		3.1.1	Características gerais e aspectos demográficos	45
		3.1.2	Características climáticas	46
		3.1.3	Características da hidrodinâmica estuarina	47
	3.2	Model	agem numérica	49
		3.2.1	Delft3D	51

	3.2.2	Delft Dashboard	51
	3.2.3	Equações governantes	51
	3.2.4	Grades computacionais e batimetria	53
	3.2.5	Condições iniciais e de contorno	55
	3.2.6	Descargas dos rios	56
	3.2.7	Calibração e validação do modelo hidrodinâmico	58
		3.2.7.1 Coeficiente de correlação de Pearson – r	60
		3.2.7.2 Erro médio absoluto – MAE	60
		3.2.7.3 Raiz do erro quadrático médio - RMSE	61
		3.2.7.4 Coeficiente skill	61
	3.2.8	Simulação dos eventos extremos	61
4. Res	ultados	e discussão	63
4.1	Calibr	ação e validação do modelo hidrodinâmico	63
4.2	Anális	se dos dados observados	70
	4.2.1	Tratamento dos dados observados	70
	4.2.2	Análise geral dos dados	71
	4.2.3	Principais componentes harmônicas	74
	4.2.4	Eventos extremos de nível do mar	76
4.3	Model	lagem numérica	79
	4.3.1	Avaliação das componentes harmônicas	79
		4.3.1.1 Amplitudes médias de maré	83
		4.3.1.2 Gradientes de salinidade	84
	4.3.2	Simulação dos eventos extremos	85
		4.3.2.1 Evento 1: 27 de abril de 2016 \ldots \ldots \ldots \ldots	85
		4.3.2.2 Evento 2: 21 de agosto de 2016	90

	4.3.2.3	Evento 3:	16 de se	etembre	o de 2	016 .	 	 	 •	94
	4.3.2.4	Evento 4:	29 de ou	utubro	de 20	16 .	 	 		98
	4.3.2.5	Evento 5:	$15 \ \mathrm{de} \ \mathrm{de}$	ezembr	ro de 2	2016	 	 		102
5. Conclusões							 	 	 •	107
Referências .							 	 	 •	109
Apêndice										119
A. Equações g	overnante	s do Delft3	D-FLOV	V			 	 		121

Capítulo

Introdução

1.1 Contexto e motivação

1____

No atual cenário de mudanças climáticas e taxas crescentes de aumento do nível médio do mar (Church e White, 2006), comunidades costeiras em todo o mundo têm sofrido inundações causadas por ressacas (ou marés meteorológicas extremas, em inglês, storm surges), eventos que têm ocorrido com maior frequência e maior intensidade nas últimas décadas (Aarup et al., 2010; Milne et al., 2009; Church et al., 2013). O termo ressaca é comumente utilizado para elevações do nível médio do mar potencialmente devastadoras provocadas por ciclones extratropicais ou tropicais, como tornados e furacões, impulsionados por gradientes de pressão e temperatura oriundos de centros de baixa pressão na atmosfera (Pugh, 1996; Resio e Westerink, 2008). A sobre-elevação do nível do mar nestes eventos pode transcorrer por vários dias, e suas consequências dependem da magnitude e duração das condições atmosféricas (Dean e Dalrymple, 2001), podendo causar mortes, inundações costeiras, destruição de casas e infraestrutura urbana e paralisação da navegação em regiões portuárias (Resio e Westerink, 2008). Evidentemente, as condições extremas do nível do mar ocorrem durante ressacas intensas associadas à marés astronômicas máximas, nos períodos de sizígia, na lua nova ou cheia, sendo denominadas em inglês storm tides (NOAA, 2017) (Figura 1.1).



Figura 1.1: Diferenças de elevação para *storm surges, storm tides* e uma maré alta normal (prevista) em comparação com o nível médio do mar. A *storm surge* é o aumento da elevação causado exclusivamente por uma tempestade. A *storm tide* é o nível total observado de elevação durante uma tempestade, que é a combinação de *storm surge* e maré alta normal. Fonte: NOAA, 2017.

Com relação ao nível do mar, pode ser medido em relação ao fundo do mar (nível do mar relativo) ou em relação ao centro de massa da Terra (nível do mar absoluto); ambos os níveis são afetados por diversos processos. O nível do mar absoluto é afetado indiretamente pela deformação da Terra sólida, devido às mudanças correspondentes ao campo de gravidade e ao volume da bacia oceânica global. Já o nível do mar relativo é afetado pelos mesmos fatores e por movimentos de subida e descida do fundo oceânico, incluindo maremotos, além de sedimentação em oceanos profundos, movimentos isostáticos, surgimento/derretimento glacial, topografia da superfície do oceano, geoide, falhas geológicas, compactação e subsidência de sedimentos, dolinas, marés de longo período, ondas de plataforma continental, tsunamis, ondas de gravidade na superfície e processos climáticos (Emery et al., 1991); dentre os processos climáticos, destacam-se a contribuição de massa através do derretimento de gelo e a contribuição estérica através da mudança de densidade
da água oceânica em função de variações de temperatura e salinidade (Milne et al., 2009).

As expectativas para as próximas décadas, segundo o Painel Intergovernamental em Mudanças Climáticas (IPCC, 2014), são de: aumento acelerado no nível médio do mar, entre $0.2 \text{ m} (2.5 \text{ mm/ano}) \in 0.6 \text{ m} (7.5 \text{ mm/ano})$ até o ano de 2100; aumento da temperatura de superfície do mar, entre 1°C e 3°C; ciclones tropicais e extratropicais mais intensos; acidificação dos oceanos; alterações de precipitações; e maior frequência de ondas extremas e ressacas. Costello et al. (2009) propuseram estratégias de adaptação e mitigação dos impactos provocados por mudanças climáticas. FitzGerald et al. (2008) destacam a importância de modelos preditivos para a determinação dos impactos do aumento do nível médio do mar em praias e zonas costeiras. Ainda segundo o IPCC, o aumento do nível médio global do mar, estimado para o período 1901-1990, foi de 1,5 mm/ano, enquanto para o período 1993-2010 o aumento estimado foi de 3,2 mm/ano (Church et al., 2013). O aumento do nível médio do mar representa um indicador alarmante, principalmente em função da elevada densidade populacional em regiões costeiras de baixa elevação, denominadas Low Elevation Coastal Zones (LECZ)¹, que representam em nosso planeta cerca de 2% de toda a área em terra, onde se concentram mais de 600 milhões de pessoas, o que corresponde a 10% de toda a população mundial (McGranahan et al., 2007).

Segundo Neumann et al. (2015), as LECZ compreendiam em 2000 apenas 2,3% da área total de terra de todos os países costeiros (2.599 mil km²), mas 10,9% (625 milhões) de sua população, sendo a densidade populacional média das LECZ (241 pessoas/km²) mais de cinco vezes superior à média global (47 pessoas/km²). Ademais, a maioria da população global das LECZ (83%) vivia em países menos desenvolvidos. O estudo também realizou projeções para os anos 2030 e 2060, em que os resultados sugerem um crescimento populacional nas LECZ, dos 625 milhões em 2000, para um valor entre 879 milhões e 949 milhões de habitantes em 2030, podendo alcançar a marca de 1,4 bilhões em 2060. De acordo com McGranahan et al. (2007), assentamentos nas LECZ provavelmente serão especialmente vulneráveis em países de baixa renda, com recursos limitados, que necessitam de apoio nestas e em outras medidas para se adaptar às alterações climáticas.

As estimativas se tornam ainda mais dramáticas ao considerar o modelo digital de elevação costeira global – aprimorado do *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) (Farr et al., 2007) da *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) – utilizando redes neurais (Kulp e Strauss, 2019), o qual estima que um bilhão de pessoas vivem em LECZ atualmente – valor superior ao estimado por Neumann et al. (2015) para o ano de 2030 – com 230 milhões de pessoas vivendo abaixo da cota 1 m. Este modelo digital de terreno indica ainda que, em um cenário de altas emissões de gases de efeito estufa, o número

 $^{^1}$ Zonas Costeiras de baixa elevação são comumente definidas como a zona de terra contígua e hidrologicamente conectada ao longo da costa e abaixo de 10 m de altitude

de pessoas vivendo em regiões expostas a inundações anuais até 2050 será superior a 340 milhões.

Além da elevação do nível médio do mar, segundo Shultz et al. (2014), o aumento das temperaturas médias globais provoca uma intensificação na formação e movimento de furações, ciclones tropicais e extratropicais em todo o globo. Esses autores citam ainda o potencial para surgimento de situações imprevisíveis, em razão da complexibilidade destes ciclones e de outros eventos climáticos extremos. Devido ao aumento do nível médio do mar e da frequência e intensidade de eventos extremos, em associação com o esperado aumento populacional nas LECZ, fica evidente a necessidade de entendimento dos processos oceanográficos em regiões costeiras através da pesquisa científica, para fornecer embasamento técnico-científico, e assim melhor equacionar e resolver problemas relacionados a riscos no âmbito do gerenciamento costeiro.

O presente trabalho tem como área de estudo o SESSVB, região de destaque no cenário nacional no âmbito socioeconômico – devido ao elevado adensamento populacional (IBGE, 2010) e à presença do Porto de Santos, maior complexo portuário do País – que em 2018 movimentou 133,2 milhões de toneladas (CODESP, 2018). A região tem também enorme importância ambiental, pelo fato de abrigar aproximadamente 31% das áreas de florestas de mangues remanescentes no Estado de São Paulo (Sampaio et al., 2009).

Para o melhor entendimento e representação dos processos hidrodinâmicos, a modelagem computacional constitui excelente metodologia. Em 2014, a Universidade Santa Cecília (UNISANTA), através do Núcleo de Pesquisas Hidrodinâmicas (NPH), implementou um Sistema de Observação do Oceano Costeiro (SOOC) no SESSVB, através de um projeto financiado pelo Fundo Estadual de Recursos Hídricos (FEHIDRO), contrato nº 019/2014 (NPH, 2017). Segundo Leitão et al. (2015), um SOOC pode ser definido como uma cadeia de processos que permite: disponibilizar dados medidos em tempo real; disparar modelos numéricos periodicamente; e disseminar os resultados em tempo real e de fácil acesso para os usuários finais. De acordo com os autores, a plataforma AquaSafe permite flexibilidade e eficiência na disseminação de dados e resultados. Desde 2014, o NPH-UNISANTA processa diariamente um modelo hidrodinâmico de alta resolução (Ribeiro et al., 2015), que consiste em quatro grades numéricas no sistema computacional MOHID (Braunschweig et al., 2004). No entanto, esses são modelos barotrópicos bidimensionais, que negligenciam a estratificação do estuário e restringem a avaliação dos campos de corrente tridimensionais. Além disso, Costa et al. (2019) identificaram uma melhoria no desempenho das simulações tridimensionais em relação às bidimensionais nas ressacas mais intensas, destacando a relevância das vazões de água doce e da estratificação de densidade nas simulações de eventos oceanográficos extremos.

No presente trabalho foi implementado um moderno modelo hidrodinâmico tridimensional baroclínico do estuário, possibilitando reproduzir as correntes em superfície e em profundidade, tanto em situações típicas como em condições extremas, de forma a simular ressacas com elevado grau de confiabilidade e precisão, constituindo assim um modelo mais atual para a área em estudo. Assim, este estudo propõe caracterizar e simular o nível do mar e a circulação no SESSVB em eventos de ressacas, a partir de dados da rede de marégrafos da Praticagem de São Paulo instalados na região, que fazem parte do banco de dados do NPH-UNISANTA. Os resultados de modelagem foram comparados com medições, através de índices estatísticos, a fim de analisar a representatividade e a confiabilidade do modelo tridimensional. Uma vez verificada a qualidade das simulações, se pretende futuramente fornecer resultados de previsões hidrodinâmicas no SESSVB a nível operacional, e assim obter embasamento técnico-científico para melhor equacionamento e solução de problemas relacionados ao gerenciamento costeiro, contribuindo assim para o Plano Municipal de Contingência para Ressacas e Inundações, instituído pela Prefeitura de Santos em 2017.

1.1.1 Planos de Ação de Defesa Civil

Em novembro de 2016, a Coordenadoria Estadual de Defesa Civil do Estado de São Paulo (CEPDEC-SP) instituiu o Plano Preventivo de Defesa Civil para erosão costeira, inundações costeiras e enchentes/alagamentos causados por eventos meteorológicos-oceanográficos extremos como ressacas do mar e marés altas (São Paulo, 2016). Em julho de 2017, instituiu-se na cidade de Santos – através da Coordenadoria Municipal de Proteção e Defesa Civil (COMPDEC) – o Plano Municipal de Contingência para ressacas e inundações (Santos, 2017). As demais cidades adjacentes ao SESSVB deverão implementar seus respectivos Planos de Contingência Municipais em um futuro próximo, tendo em vista as especificidades de cada município.

Com relação ao nível do mar, os limiares que definem o nível de operação são os mesmos em ambos os Planos de Ação citados: i) observação: nível do mar previsto inferior a 1,8 m; ii) atenção: nível do mar previsto entre 1,8 m e 2,0 m; iii) alerta: nível do mar previsto acima de 2,0 m em relação ao datum da carta náutica local (*Mean Lower Low Water* -MLLW). O ano de 2016 foi atípico: em termos de nível do mar, a cidade de Santos entrou em estado de alerta em cinco eventos, contra nenhuma ou apenas uma vez nos demais anos entre 2015 e 2019.

1.2 Levantamento bibliográfico

Nas últimas décadas, foram realizados diversos estudos referentes a processos oceanográficos na plataforma continental adjacente à área de interesse, bem como especificamente na região em estudo. Na presente seção estão apresentados alguns dos principais trabalhos publicados que possuem relação com o presente trabalho. Com a realização do International Geophysical Year (IGY 1957-1958) incentivou-se a instalação de sensores para medições do nível do mar na costa brasileira; marégrafos permanentes foram instalados em Cananéia (1954) e Ubatuba (1967), mobilizando diversos pesquisadores que passaram a realizar estudos sobre marés no Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo (IO-USP). Deste programa de medições ocorreu o primeiro trabalho sobre o nível médio do mar na região estuarina de Cananéia (Miniussi, 1958). Emílsson (1961) realizou uma caracterização preliminar das estruturas térmicas e salinas em escalas regionais, a partir de análise de dados coletados em três cruzeiros oceanográficos em 1956. Johannessen et al. (1967) identificaram variações sazonais do nível médio do mar na costa Sudeste do Brasil, através de médias mensais obtidas entre 1956 e 1962 em Ubatuba, Imbituba e Rio de Janeiro; também foram obtidas relações entre o nível do mar e fenômenos meteorológicos, através de dados observacionais de parâmetros meteorológicos e hidrológicos, em Cananeia. Castro et al. (1987) analisaram as condições hidrográficas da região ao largo de Ubatuba em períodos quase-sinóticos de verão e inverno. Yassuda (1991) implementou um sistema de modelos numéricos acoplados: hidrodinâmico bidimensional, transporte de sedimentos e advecção-difusão dos sedimentos em suspensão, com o objetivo de estudar o transporte de sedimentos no canal principal do Estuário de Santos. Stech e Lorenzzetti (1992) analisaram a resposta da plataforma à passagem de frentes frias, com um modelo barotrópico de elementos finitos, utilizando como forçante um campo de ventos conceitual de frente fria derivado da análise de ventos costeiros e imagens de satélite. Cirano e Campos (1996) simularam a circulação de massas d'água a partir da isóbata de 50 m até regiões oceânicas com mais de 2500 m de profundidade. Miranda et al. (1998) analisaram a circulação e mistura devido às forças de maré no canal de Bertioga. Miranda et al. (2012) analisaram a estratificação e intrusão salina no canal de Piaçaguera, com o objetivo de caracterizar a estratificação de massas d'água estuarinas, circulação e transporte de sal forçados pela modulação quinzenal de maré.

Harari e Camargo (1998) simularam a circulação de maré na região costeira de Santos, utilizando uma grade com espaçamento horizontal de aproximadamente 1 km e 11 níveis sigma na vertical, utilizando como condição de fronteira as oscilações das nove principais componentes de maré, obtidas através de um modelo hidrodinâmico tridimensional, linear, barotrópico e de mesoescala da plataforma sudeste brasileira (Harari e Camargo, 1994). Os resultados obtidos foram comparados com observações e previsões de maré no Canal do Porto de Santos (Harari e Camargo, 1995). A partir deste modelo, Camargo e Harari (1994) simularam efeitos meteorológicos extremos na plataforma sudeste brasileira, enquanto Harari et al. (2000) implementaram quatro grades aninhadas com resolução horizontal de 75 m, que representam as regiões: (i) do Canal do Porto e praias de Santos; (ii) praias de Guarujá; (iii) acesso ao Porto de Santos; e (iv) área costeira adjacente à Ilha da Moela. Harari et al. (2002) validaram o modelo hidrodinâmico de circulação barotrópica no Canal de Piaçaguera com dados medidos na região, obtidos com um marégrafo, uma estação meteorológica e dois *Acoustic Doppler Current Profilers* (ADCPs). Harari e Camargo (2003) apresentaram um estudo detalhado das características de propagação de maré, além do cálculo da energia e dos giros de maré e correntes residuais médias na coluna d'água, na região costeira de Santos, utilizando o modelo implementado por Harari e Camargo (1998).

Harari e Gordon (2001) modelaram a dispersão de substâncias no Porto e Baía de Santos, considerando situações hidrodinâmicas hipotéticas e três soluções numéricas. Leitão et al. (2008) implementaram um modelo hidrodinâmico e analisaram tempos de residência em diferentes regiões do estuário. Baptistelli (2008) apresentou uma análise crítica da utilização de modelagem matemática na avaliação da dispersão de efluentes leves no litoral da Baixada Santista, enquanto Gregorio (2009) modelou a dispersão da pluma do emissário submarino de Santos. Sampaio (2010) avaliou a correlação entre parâmetros de qualidade da água e socioeconômicos no complexo estuarino de Santos-São Vicente, por meio de modelagem numérica ambiental. Ribeiro (2012) analisou a influência das fontes de nutrientes sobre a variabilidade da biomassa fitoplanctônica presente no Sistema Estuarino de Santos-São Vicente, através de modelagem hidrodinâmica e de qualidade da água. Sampaio et al. (2019) avaliaram a evolução do atendimento sanitário e a qualidade da água no Estuário de Santos e São Vicente, a partir de 2004. Ruiz (2016) e Ribeiro et al. (2019) avaliaram o impacto da poluição difusa na balneabilidade das praias de Santos e de São Vicente, através de modelagem numérica ambiental. Yang et al. (2019) analisaram as condições ambientais e da dispersão das plumas de efluentes entre Praia Grande e Peruíbe, por meio de simulações computacionais.

Roversi et al. (2016b) realizaram análise da renovação das águas do Sistema Estuarino de Santos. Roversi et al. (2016a) apresentaram uma análise das trajetórias das águas continentais afluentes ao Sistema Estuarino de Santos, através de um modelo hidrodinâmico e de Transporte Lagrangeano. Campos et al. (2010) identificaram a influência atmosférica em escala sinótica em eventos extremos do nível do mar na costa Sudeste brasileira, através da análise de dados de nível do mar em Santos entre 1951 e 1990 e dos campos de pressão atmosférica e vento no Atlântico Sul para o mesmo período, fornecidos pelo *National Center for Environmental Prediction* (NCEP). Harari et al. (2018) analisaram as tendências de aumento do nível médio do mar para a região de Santos através de dados de marégrafo para o período 1945-1990 e de altimetria de satélite entre 1993-2014. Souza et al. (2018) realizaram uma análise a longo prazo dos eventos meteoceanográficos extremos para a região da Baixada Santista, com base em recortes de jornais de maior circulação da região. Marengo et al. (2017) avaliaram a capacidade adaptativa e os impactos físicos e de custo estimados em diferentes cenários, incluindo eventos meteoceanográficos extremos e projeções de elevação do nível do mar. Speranzini (2017) utilizou um modelo numérico com o objetivo de avaliar o transporte de sedimentos no Canal do Porto de Santos. Mendes et al. (2019) avaliaram a otimização de um sistema operacional para previsão de eventos extremos de maré no Estuário de Santos, a partir do sistema de modelos desenvolvido pelo NPH-UNISANTA (Ribeiro et al., 2015), através de regressão linear para correção em pós-processamento da maré residual, para determinadas condições de agitação marítima. Costa et al. (2019) implementaram um sistema operacional de previsão dos processos físicos no SESSVB, com o objetivo de monitorar e fornecer previsões de curto período das elevações da superfície do mar e das correntes superficiais. Este estudo também contemplou a avaliação de possíveis alterações no número e na intensidade das ressacas no SESSVB provocadas por mudanças climáticas (Costa, 2019). Sampaio et al. (2019) analisaram dois eventos meteoceanográficos extremos ocorridos em Santos no ano de 2016 e descreve algumas ações preventivas implementadas. Yang et al. (2019) analisaram os efeitos da intensificação de tempestades em praias do Estado de São Paulo, através de modelagem numérica. Ruiz et al. (2019) simularam a hidrodinâmica no SESSVB, com maior destaque para o evento meteoceanográfico extremo ocorrido em agosto de 2016. Seiler et al. (2020) realizaram um estudo hidrodinâmico do ESSSVB por meio da aplicação de modelagem numérica tridimensional.

O NPH-UNISANTA implementou um modelo hidrodinâmico (Ribeiro et al., 2015), modelos de ondas e um modelo de qualidade da água para o Estuário de Santos, que integram um sistema de observação e previsão meteoceanográfica de alta resolução espacial (~50m) (Ribeiro et al., 2016), que constitui uma primeira abordagem para um sistema de alerta precoce contra eventos oceanográficos extremos na região de Santos (Ribeiro et al., 2019). Atualmente, o Plano de Ação da Defesa Civil de Santos é baseado nesse sistema; quando há previsão de um evento extremo, essa instituição faz um anúncio por meio de uma variedade de mídias e envia mensagens de celular para a população cadastrada que reside nas regiões mais suscetíveis a impactos, aumentando a capacidade local de responder aos avisos e, consequentemente, amenizando os impactos econômicos e sociais das *storm surges*. Os resultados dos modelos numéricos do NPH-UNISANTA são apresentados no site https://nph.unisanta.br/.

1.3 Estrutura da dissertação

Em termos de estrutura, a dissertação está organizada em cinco capítulos: contexto e motivação do presente estudo, além do referencial teórico que engloba importantes trabalhos relacionados à hidrodinâmica costeira e estuarina na região de interesse estão apresentados no capítulo 1. A hipótese e os objetivos deste trabalho estão descritos no capítulo 2. O capítulo 3 descreve os materiais e método; apresenta uma descrição da área de estudo e dos modelos numéricos implementados. O capítulo 4 contém os resultados obtidos e uma discussão detalhada destes resultados. Finalmente, as conclusões encontradas a partir dos resultados obtidos estão evidenciadas no capítulo 5. Capítulo 1. Introdução

Capítulo 2____

Hipótese e objetivos

A hipótese do presente estudo é que eventos extremos de nível do mar no Sistema Estuarino de Santos, São Vicente e Bertioga podem ser simulados e representados através de modelagem computacional, com a possibilidade de sua utilização em padrão operacional. Para testar esta hipótese, o trabalho tem como objetivo a implementação de um modelo numérico hidrodinâmico tridimensional de alta resolução, de forma a simular a circulação no SESSVB; a qualidade da modelagem será avaliada através de análise comparativa entre resultados de simulações e medições no Canal do Porto de Santos durante eventos extremos ocorridos em 2016 no SESSVB.

2.1 Objetivos específicos

- 1. Desenvolver, calibrar e validar um modelo hidrodinâmico 3D baroclínico de alta resolução, de forma a simular eventos extremos ocorridos em 2016 através de modelagem computacional; e
- 2. Avaliar a eficácia do modelo em eventos de maré meteorológica extrema, nos quais o nível do mar tenha ultrapassado o limiar de 2 metros, caracterizando o nível de alerta nos Planos de Defesa Civil Estadual e Municipal.

Capítulo 3.

Materiais e métodos

3.1 Descrição da área de estudo

3.1.1 Características gerais e aspectos demográficos

O SESSVB está localizado na Região Metropolitana da Baixada Santista (RMBS), no litoral do Estado de São Paulo (Figura 3.1). A RMBS foi instituída como uma unidade regional do Estado de São Paulo a partir da Lei Complementar Estadual nº 815, de 30 de julho de 1996 (São Paulo, 1996), e é constituída por nove municípios: Santos; São Vicente; Praia Grande; Mongaguá; Guarujá; Peruíbe; Itanhaém; Cubatão; e Bertioga.



Figura 3.1: Localização geográfica do Sistema Estuarino de Santos, São Vicente e Bertioga.

A RMBS é uma região que apresenta altas densidades demográficas, principalmente por sua localização geográfica e fatores socioeconômicos. Segundo levantamento de dados do último censo demográfico do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE, 2010) a população na Baixada Santista em 2010 era de 1.664.163 pessoas; entretanto, de acordo com a estimativa mais recente (IBGE, 2019), a população total em 2019 chegou a 1.865.397 habitantes fixos, distribuídos em 2.428 km² (Tabela 3.1). Portanto, a densidade populacional média atual na RMBS é estimada em 768 pessoas/km², três vezes superior à densidade média das LECZ e quinze vezes superior à média global. Ao considerar apenas os municípios adjacentes ao SESSVB (Figura 3.1), a densidade populacional atual é ainda maior, estimada em 1.207 pessoas/km². Outro fator relevante é a manutenção de uma elevada taxa de crescimento populacional em praticamente todas as cidades da região ao longo do tempo, a exemplo de Praia Grande e Bertioga, com 24% e 32,8% no período de 2010 – 2019, respectivamente.

Tabela 3.1 - Área	(km^2) , população r	residente (hab.)	e taxa de	crescimento j	populacional (%) em	cada
município da Baixad	la Santista, segundo	o informações do	os censos de	e 2000 e 2010), e estimativas	para 2	019.

Município	$egin{array}{l} egin{array}{l} egin{array}$	População 2000 (hab.)	População 2010 (hab.)	População estimada 2019 (hab.)	Tx. cresc. (2000-2010)	Tx. cresc. (2010-2019)
Peruíbe	326,22	51.451	59.773	68.284	16,2~%	14,2~%
Itanhaém	601,71	71.995	87.057	101.816	20,9~%	17,0~%
Mongaguá	143,21	35.098	46.293	56.702	31,9~%	22,5~%
Praia Grande	149,25	193.582	262.051	325.073	35,4~%	24,0~%
São Vicente	148,10	303.551	332.445	365.798	9,5~%	10,0~%
Cubatão	142,88	108.309	118.720	130.705	9,6~%	10,1~%
Santos	281,03	417.983	419.400	433.311	0,3~%	3,3~%
Guarujá	144,79	264.812	290.752	320.459	9,8 %	10,2~%
Bertioga	491,55	30.039	47.645	63.249	58,6~%	32,8 %
Total	2.428,74	1.476.820	1.664.136	1.865.397	12,7~%	12,1~%

3.1.2 Características climáticas

A região da Baixada Santista apresenta dois tipos de clima, segundo o sistema Internacional de Köppen (Köppen e Geiger, 1936): clima tropical equatorial (Af), com precipitação do mês mais seco superior ou igual a 60 mm e temperatura média do mês mais frio superior ou igual a 18°C; e clima temperado subtropical (Cfa), sem estação seca e com temperatura média do mês mais quente superior ou igual a 22°C (Alvares et al., 2013; Peel et al., 2007). Segundo dados do Centro Integrado de Informações Agrometeorológicas (CIIAGRO), considerando a cidade de Santos – região central do presente estudo, a temperatura média mensal varia entre 19,4°C (julho) e 26,9°C (fevereiro), enquanto a precipitação média mensal varia entre 74 mm (agosto) e 291 mm (janeiro), conforme apresentado na Figura 3.2. Segundo Monteiro (1973), a proximidade da Serra do Mar, associada à influência de frentes frias, é responsável pelos altos índices de pluviosidade, com média anual entre 2000 e 3000 mm, sendo o período de verão mais chuvoso e o de outono menos chuvoso.



Figura 3.2: Médias mensais de temperatura e precipitação em Santos, considerando dados do Centro Integrado de Informações Agrometeorológicas entre os anos de 1996 e 2017.

3.1.3 Características da hidrodinâmica estuarina

O sistema hidrográfico da região em estudo pode ser subdividido em três estuários e uma baía: Estuário do Canal de Bertioga, que divide a Ilha de Santo Amaro da planície costeira continental, com as extremidades entre Guarujá e Bertioga; Estuário do Canal do Porto de Santos e Estuário de São Vicente, ambos com suas embocaduras na Baía de Santos, no entorno da Ilha de São Vicente. O SESSVB constitui uma zona de transição entre as águas salinas do Oceano Atlântico e as águas doces provindas dos rios que deságuam no mar, formando um ambiente bastante dinâmico e complexo.

Os resultados obtidos por Harari et al. (2000) demonstram características regionais dos fluxos de maré, principalmente o decaimento da intensidade das correntes de maré em profundidade, por influência da fricção no fundo. Além disso, evidencia-se a importância da formulação tridimensional na modelagem hidrodinâmica, especialmente em regiões com elevados gradientes batimétricos e contornos terrestres muito variáveis, como no Canal do Porto e nas Praias de Santos. As amplitudes médias de maré no Canal do Porto de Santos são de 1,23 m e 0,24 m, em sizígia e quadratura, respectivamente. A maré dos canais estuarinos é irregular, de caráter misto e semidiurna, com desigualdades diurnas e período predominante de 12h42min (Harari e Camargo, 1998). As únicas componentes que possuem amplitude superior a 0,10 m são M2, S2 e O1 (Harari e Camargo, 1995), característica comum em outras estações na costa Sudeste do Brasil, como em Cananéia e Ubatuba (Mesquita e Harari, 1983). As nove principais componentes de maré (Q1, O1, P1, K1, N2, M2, S2, K2 e M3) são responsáveis por mais de 90% da energia de maré na região em estudo (Harari e Camargo, 1995). Harari e Camargo (1998) indicaram, através de mapas cotidais, o contraste das intensidades das circulações entre a área mais profunda e as regiões mais rasas, além de assimetrias de maré nas regiões mais rasas e rotação no sentido anti-horário das correntes na região costeira. Segundo este estudo, há uma convergência (divergência) das correntes enchentes (vazantes) dos Canais de São Vicente e de Bertioga, onde ocorrem encontros das ondas de marés provenientes de suas extremidades. Embora a amplitude das marés aumente em direção ao interior do estuário, o Canal do Porto de Santos pode ser considerado um estuário síncrono (Costa, 2019), o que significa que os efeitos de convergência e fricção estão em equilíbrio. Portanto, a amplitude e as correntes das marés são aproximadamente constantes ao longo do estuário.

Os resultados obtidos por Roversi et al. (2016b) indicam que, a cada 30 dias, todo o Sistema Estuarino de Santos apresenta uma renovação das águas maior que 95%; as regiões da Baía de Santos e da embocadura do Canal de Bertioga apresentam taxas de renovação mais elevadas em relação às regiões localizadas no interior do estuário, onde foram identificadas diferenças sazonais, em razão das influências das vazões fluviais afluentes. Os mapas obtidos por Roversi et al. (2016a) indicam que as águas do Rio Cubatão e do Rio Quilombo alcançam a Baía de Santos preferencialmente pelo Estuário de São Vicente e pelo Canal do Porto de Santos, respectivamente. Os autores destacam ainda que as águas do Rio Cubatão permanecem aprisionadas na região de manguezal na maior parte do tempo.

Segundo Miranda et al. (2012), o estuário de Santos pode ser classificado como parcialmente misto e fracamente estratificado (tipo 2a). Durante os períodos de quadratura e sizígia, as velocidades longitudinais de enchente (vazante) variaram entre 0,20 m/s (0,40 m/s) e 0,30 m/s (0,45 m/s). No entanto, a estratificação da salinidade permaneceu inalterada em ambas as condições. Por outro lado, o estuário de Bertioga pode ser classificado como parcialmente misto (tipo 2); neste estuário, devido às mudanças nas forças de maré durante os períodos de sizígia e quadratura, a classificação muda do tipo 2b (altamente estratificado) para o tipo 2a (fracamente estratificado); e as velocidades de pico ao longo do canal variaram de 0,4 m/s a 0,6 m/s, durante as enchentes, e de 0,7 m/s a 1,0 m/s, durante as vazantes (Miranda et al., 1998).

Com relação às tendência de aumento do nível médio do mar para a região de Santos,

foram estimados aumentos de 0, $13 \pm 0, 03$ cm/ano, no período de 1945-1990, e 0, $27 \pm 0, 06$ cm/ano, entre 1993 e 2014 (Harari et al., 2018); estes valores correspondem a um aumento de 107,7% na taxa de elevação do nível médio do mar. Segundo análise de maré de registros anuais de nível do mar entre 1945 e 1990, realizada por Harari e Camargo (1995), as componentes harmônicas apresentam tendências anuais muito pequenas, com -0,0162 cm/ano para a principal componente semidiurna lunar M2 e +0,0130 cm/ano para a principal componente semidiurna solar S2; de acordo com este estudo, a taxa de elevação do nível médio do mar é maior nos meses de inverno (0,1823 cm/ano) do que nos meses de verão (0,0301 cm/ano).

As frentes frias são frequentes na região, principalmente no inverno, e produzem alterações no nível médio da maré que podem ultrapassar 0,5 m (Harari et al., 1999). Com relação às *storm surges*, e de acordo com Camargo e Harari (1994), distúrbios meteorológicos são mais intensos no inverno e possuem maior efeito em águas rasas. De acordo com Campos et al. (2010), há uma tendência de aumento do número de eventos extremos positivos de maré meteorológica entre 1951 e 1980, além de aumento na elevação das marés meteorológicas e na duração dos eventos; a média anual, neste período, foi de 7 eventos extremos positivos por ano. Ainda segundo esses autores, o outono e o inverno apresentaram maior ocorrência de eventos extremos positivos (40,2% e 30,8%), enquanto a primavera e o verão apresentaram maior ocorrência de eventos extremos negativos (47,2% e 32,3%). De acordo com Souza et al. (2018), a duração média desses eventos é de 1,9 dias, com ventos locais e marés meteorológicas que podem ultrapassar 20 m/s e 0,7 m, respectivamente.

Os eventos extremos de nível do mar são consequência de dois processos principais: a variação da pressão atmosférica (efeito do barômetro invertido) induz a uma alteração de aproximadamente 1 cm a cada hPa, portanto uma queda pressão atmosférica de 20 hPa resulta em 20 cm de sobre-elevação do nível do mar; e a tensão de vento em superfície, que provoca o transporte de Ekman (Ekman, 1905) e é a principal responsável pelas variações no nível médio do mar. A profundidade máxima em que o vento em superfície provoca correntes é determinada pela intensidade e duração do vento, e pela estratificação na coluna d'água, que controla a transferência de momento (Campos et al., 2010; Pugh, 1996). A resultante do transporte de massa e consequente empilhamento em regiões de menor profundidade ocorre perpendicularmente à esquerda do vento no Hemisfério Sul (Cushman-Roisin e Beckers, 2010).

3.2 Modelagem numérica

No presente estudo foi implementado um modelo hidrodinâmico tridimensional, com o objetivo de simular a circulação no SESSVB, com ênfase em eventos extremos de maré meteorológica que ocorreram no ano de 2016. O modelo escolhido foi o sistema *Delft3D*, rotineiramente utilizado no Laboratório de Simulação e Previsão Numérica Hidrodinâmica (LABSIP) do IO-USP e no NPH-UNISANTA.

A modelagem hidrodinâmica foi subdividida em quatro etapas: implementação, calibração e validação do modelo numérico, e avaliação dos resultados em eventos extremos. As etapas de calibração e validação consistiram na comparação dos resultados de modelagem com dados de estações locais, de elevação do nível do mar, intensidade e direção das correntes (Figura 3.3). Estes dados foram obtidos através da plataforma AquaSafe Santos (Leitão et al., 2015) e são pertinentes ao sistema de monitoramento da Praticagem de São Paulo, que fazem parte do banco de dados do NPH-UNISANTA, através do convênio firmado entre as instituições. A utilização desses dados visa possibilitar a melhor caracterização dos processos físicos locais e aumentar a representatividade do modelo hidrodinâmico, principalmente em eventos extremos. Realizou-se ainda uma análise geral dos dados durante 2016, ano que se apresentou bastante atípico, conforme apresentado no item 1.1.1.



Figura 3.3: Localização das estações maregráficas e dos ADCPs incorporados na base de dados do NPH-UNISANTA e pertencentes à rede de monitoramento em tempo real da Praticagem de São Paulo.

3.2.1 Delft3D

O *Delft3D* é um sistema de código aberto desenvolvido pela *Deltares*, amplamente utilizado por especialistas em todo o planeta para a realização de simulações computacionais. Pode realizar simulações de fluxos, transportes de sedimentos, ondas, qualidade da água, morfologia e ecologia. O *Delft3D* é constituído por módulos; cada módulo pode ser executado independentemente ou em combinação com outros (Deltares, 2018b). No presente estudo, utilizou-se o módulo *Delft3D*-FLOW, software empregado na modelagem computacional hidrodinâmica multidimensional, que realiza cálculos de fenômenos de fluxo e transporte em uma grade definida pelo usuário (Deltares, 2018a).

3.2.2 Delft Dashboard

O *Delft Dashboard* é uma interface do usuário gráfica autônoma baseada em MATLAB, acoplada ao *Delft3D* e que faz parte do pacote *OpenEarth* (Kees Nederhoff et al., 2016; Koningsveld et al., 2010). Neste trabalho, o *Delft Dashboard* foi utilizado na elaboração das condições de contorno nas bordas abertas e no aninhamento das grades numéricas.

3.2.3 Equações governantes

A descrição dos processos hidrodinâmicos no oceano se dá a partir das equações de conservação de momento, de massa e de energia, conforme apresentado por (Cushman-Roisin e Beckers, 2010): equações do movimento para as direções zonal x e meridional y (3.1) e (3.2); equação do movimento na direção vertical z, aproximada para a equação da relação hidrostática (3.3); equação da continuidade (3.4); equação de advecção e difusão de sal (3.5); equação de advecção e difusão de calor (3.6); e equação de estado para a água do mar (3.7). É um sistema composto por 7 equações e 7 incógnitas, com 4 variáveis independentes (x, y, z, t). As variáveis dependentes são as componentes de correntes zonal u, meridional v e vertical w; a pressão p; a densidade ρ ; a salinidade S; e a temperatura T.

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u\frac{\partial u}{\partial x} + v\frac{\partial u}{\partial y} + w\frac{\partial u}{\partial z} - fv = -\frac{1}{\rho_0}\frac{\partial p}{\partial x} + A_h\left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2}\right) + A_v\left(\frac{\partial^2 u}{\partial z^2}\right)$$
(3.1)

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u\frac{\partial v}{\partial x} + v\frac{\partial v}{\partial y} + w\frac{\partial v}{\partial z} + fu = -\frac{1}{\rho_0}\frac{\partial p}{\partial x} + A_h\left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2}\right) + A_v\left(\frac{\partial^2 v}{\partial z^2}\right)$$
(3.2)

$$\frac{\partial \rho}{\partial \sigma} = -\rho g \tag{3.3}$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \tag{3.4}$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + u\frac{\partial S}{\partial x} + v\frac{\partial S}{\partial y} + w\frac{\partial S}{\partial z} = A_{sh}\left(\frac{\partial^2 S}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 S}{\partial y^2}\right) + A_{sv}\left(\frac{\partial^2 S}{\partial z^2}\right) + F_s \tag{3.5}$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u\frac{\partial T}{\partial x} + v\frac{\partial T}{\partial y} + w\frac{\partial T}{\partial z} = A_{th}\left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2}\right) + A_{tv}\left(\frac{\partial^2 T}{\partial z^2}\right) + F_t \tag{3.6}$$

$$\rho = \rho\left(S, T, p\right) \tag{3.7}$$

Nessas equações, f é o parâmetro de Coriolis (função da latitude ϕ , $f = 2\Omega sen\phi$), em que Ω é a velocidade angular da Terra ($\Omega = 7, 292 \cdot 10^{-5} s^{-1}$); g é a aceleração da gravidade; A_h e A_v são os coeficientes de difusão turbulenta horizontal e vertical de movimento; A_{sh} e A_{sv} são os coeficientes de difusão turbulenta horizontal e vertical de salinidade; A_{th} e A_{tv} são os coeficientes de difusão turbulenta horizontal e vertical de calor; F_s e F_t são fontes ou sorvedouros de sal ou calor.

Nas simulações, a grade vertical foi definida seguindo a abordagem σ (Phillips, 1957), considerando a relação,

$$\sigma = \frac{z-\zeta}{d+\zeta} = \frac{z-\zeta}{H} \tag{3.8}$$

onde d(x, y) representa a topografia de fundo e $\zeta(x, y, t)$ a elevação da superfície; portanto, $\sigma = 0$ em $z = \zeta$ e $\sigma = -1$ em z = H (Figura 3.4). O sistema de coordenadas σ apresenta melhores resultados em locais de variação topográfica significativa, como por exemplo em quebras de plataforma e regiões estuarinas; nesse sistema de coordenadas, o número de camadas verticais é o mesmo em todos os pontos de grade, independente da batimetria (Blumberg e Mellor, 1987; Mellor, 2004).



Figura 3.4: Sistema de coordenadas sigma. Fonte: Adaptado de Mellor, 2004.

Os fluxos calculados pelo *Delft3D*-FLOW podem ser forçados por marés, gradientes de densidade, tensão de cisalhamento do vento, gradientes de pressão atmosférica e trocas de radiação entre o ar e o mar através da superfície. Fontes e sorvedouros são incluídos na equação do movimento, simulando possíveis descargas ou retiradas de água (e.g. descargas de rios).

O *Delft3D*-FLOW resolve as equações de Navier-Stokes para um fluido incompressível, assumindo as aproximações de Boussinesq e de águas rasas. As velocidades verticais são calculadas em modelos 3D a partir da equação da continuidade. O conjunto de equações diferenciais parciais, com a especificação de condições iniciais e de contorno, é resolvido através do método de diferenças finitas. Na direção horizontal, o modelo utiliza um sistema de coordenadas curvilíneas ortogonais, no qual as equações analíticas são escritas em função das direções $\xi \in \eta$. Os pontos de grade podem ser assumidos como úmidos (secos) quando a extensão da coluna d'água na célula for superior (inferior) a um valor pré-estabelecido; a velocidade num ponto de grade seco é sempre zero (Deltares, 2018a).

Por fim, em razão das aproximações descritas e do sistema de coordenadas σ , as equações (3.1) a (3.7) são modificadas; as equações hidrodinâmicas básicas modificadas e utilizadas pelo *Delft3D*-FLOW são apresentadas no Apêndice A.

3.2.4 Grades computacionais e batimetria

Foram implementadas três grades computacionais aninhadas, de forma a simular a propagação das ondas de maré e a circulação hidrodinâmica desde a região costeira até o SESSVB, através de técnica denominada *downscaling*; essa técnica consiste na transferência de informação de modelos de larga escala e menor resolução espacial para modelos de pequena escala e alta resolução espacial, o que permite considerar os efeitos locais e de

larga escala.

O *Delft3D*-FLOW utiliza grades alternadas do tipo C de Arakawa (Mesinger e Arakawa, 1976), em que os pontos de nível (pressão) são calculados no centro da célula, enquanto as componentes da velocidade são calculadas perpendicularmente à face da célula em que estão situadas (Figura 3.5). Nessa configuração de grade alternada, o gradiente de elevação (na equação de conservação de momento) e o divergente de velocidade (na equação da continuidade) têm a sua representação facilitada (Harari, 2015).



Figura 3.5: Representação da grade alternada de Arakawa tipo C. Fonte: Deltares, 2018b.

Com relação às características das grades numéricas utilizadas: a Level 0 apresenta baixa resolução espacial ($\Delta x \approx 4000$ m), com passo de tempo de 2,5 minutos ($\Delta t = 150$ s) e foi implementada com o objetivo de assimilar os efeitos de marés e ventos na região costeira adjacente ao SESSVB, simulando assim processos de larga escala; a grade Level 1 apresenta resolução espacial horizontal de aproximadamente 2 km ($\Delta x \approx 2000$ m), com passo de tempo de 2,5 minutos ($\Delta t = 150$ s) e foi implementada com o objetivo de realizar a transição de um modelo de larga escala e menor resolução espacial (Level 0) para um modelo de escala local e maior resolução espacial (Level 2); a grade final (Level 2) foi implementada com o objetivo de simular a hidrodinâmica no SESSVB com melhor representação de processos locais, a partir de uma batimetria detalhada; apresenta alta resolução espacial ($\Delta x \approx 80$ m), com passo de tempo de 30 segundos ($\Delta t = 30$ s). Na Tabela 3.2 estão dispostas as principais informações de cada uma das grades implementadas; todas as grades apresentam rotação de 10° no sentido anti-horário e discretização vertical em 12 camadas σ .

A batimetria da região em estudo foi elaborada a partir da base de dados do NPH-UNISANTA (NPH, 2017). Para as regiões oceânica e costeira (Level 0 e Level 1), a topografia de fundo consistiu na digitalização das Cartas Náuticas N^{os} 1701, 1711, 23100 e 23200. Para o Canal do Porto de Santos, foram utilizados dados de levantamentos

Tabela 3.2 - Informações gerais de cada um dos modelos implementados: número de índices dos eixos horizontais (m, n), pontos em água, espaçamento horizontal Δx , passo de tempo Δt e número de camadas verticais σ .

Modelo	${\it Índices}\ (m,\ n)$	Pontos em água	$\Delta \boldsymbol{x}$	Δt	camadas σ
Level 0	(142, 70)	6843	$\sim 4 \text{ km}$	$150 \mathrm{~s}$	12
Level 1	(74, 38)	2116	$\sim 2~{\rm km}$	$150~{\rm s}$	12
Level 2	(527, 292)	95155	$\sim 80~{\rm m}$	$30 \mathrm{s}$	12

recentes realizados pela Praticagem de São Paulo. Para o Canal de São Vicente e interior do Estuário, foram utilizados dados obtidos com uma sonda portátil. E nos manguezais, a batimetria foi obtida com base em levantamento das áreas cobertas por esse ecossistema (Sampaio et al., 2009).

3.2.5 Condições iniciais e de contorno

Como condição inicial do modelo, em cada uma das grades, foram utilizados resultados de temperatura e salinidade, obtidos através do modelo global oceânico *Copernicus Marine Environment Monitoring System* (CMEMS) (Chune et al., 2020), com nível do mar constante e corrente zero. Para os períodos de calibração e validação, bem como para o processamento final de todo o ano de 2016, foram realizadas rodadas de aquecimento de aproximadamente 45 dias, para que houvesse mistura de temperatura e salinidade, e estabilização da hidrodinâmica. Os processamentos para os períodos de interesse partiram de uma condição de "*hot start*", em que os resultados das rodadas de aquecimento foram a condição inicial.

Nas bordas abertas da grade Level 0 foram implementadas as seguintes condições de contorno: maré astronômica, obtida a partir do modelo global de maré TOPEX/POSEIDON *Global Inverse Solution* 7.2 (TPXO) (Egbert e Erofeeva, 2002); nível médio do mar (valores médios horários), perfis verticais de correntes, temperatura e salinidade (valores médios diários), a partir do CMEMS; finalmente, as forçantes atmosféricas foram consideradas através dos campos de vento, pressão, nebulosidade, umidade e temperatura do ar, obtidos a partir do modelo atmosférico global *Climate Forecast System Version 2* (CFSv2) administrado pela *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) (Saha et al., 2014). A condição de contorno de Riemann foi aplicada nas bordas abertas do modelo (Verboom e Slob, 1984).

É importante destacar que foram realizados alguns processamentos complementares utilizando como forçantes atmosféricas os resultados de reanálise do modelo atmosférico global ECMWF *Re-Analysis* (ERA5), produzido pelo *European Centre for Medium-Range* *Weather Forecasts* (ECMWF); entretanto, os resultados do modelo hidrodinâmico que utilizaram o CFSv2 se mostraram mais eficientes em simulações de eventos extremos de nível do mar.

Através da técnica de *downscaling*, os resultados do modelo de maior escala e menor resolução espacial são utilizados como condição de contorno no modelo de menor escala e maior resolução. Desta forma, tanto os efeitos de larga escala (e.g. maré meteorológica) quanto os efeitos locais (e.g. topografia de fundo) foram considerados no conjunto de modelos numéricos.

3.2.6 Descargas dos rios

Em todas as grades foram consideradas as vazões médias mensais dos rios, de forma a melhor representar as dinâmicas costeira e estuarina na região em estudo. Em todas as descargas foram considerados valores de temperatura e salinidade constantes, de 20° C e 5 ppt, respectivamente. Na grade Level 0 considerou-se apenas a descarga do Rio Ribeira do Iguape, devido à magnitude de sua vazão e consequente influência na região em estudo. Os dados foram obtidos a partir do sistema Hidroweb, da Agência Nacional de Águas (ANA), sendo a menor vazão média mensal em agosto (321 m³/s) e a maior vazão em fevereiro (649 m³/s). Na grade final (denominada Level 2) foram consideradas 33 descargas, obtidas através do Estudo de Impacto Ambiental (EIA) e do Relatório do Impacto Ambiental (RIMA) das obras de dragagem de aprofundamento do Canal de Navegação, bacias de evolução e berços de atracação do Porto Organizado de Santos – SP (DHI, 2008). Em julho, o fluxo total dessas descargas foi de 61 m^3/s (vazão mais baixa) e em março atingiu 165 m³/s (vazão mais alta). A Figura 3.6 fornece uma visão geral das grades numéricas e da batimetria utilizada, além da localização da foz do rio Ribeira do Iguape. A Figura 3.7 apresenta a grade numérica Level 2 e a batimetria no interior do estuário, além dos pontos de descargas de rios considerados (Tabela 3.3).



Figura 3.6: Grades Level 0, Level 1 e Level 2 (L0, L1 e L2), com batimetria mostrada em cores. A localização da descarga do rio da Ribeira do Iguape é apresentada no triângulo vermelho.



Figura 3.7: Detalhe da última grade, Level 2, no Sistema Estuarino de Santos, São Vicente e Bertioga. A batimetria é mostrada em cores, com valores de profundidade negativos indicando as áreas de manguezal. Os locais das descargas dos rios estão enumerados e são apresentados em triângulos vermelhos. As linhas vermelhas indicam seções longitudinais no Canal do Porto de Santos (S1) e no Canal de São Vicente (S2).

$n^o \ descarga$	localização (lat; lon)	min	max	$m\acute{e}dia~\pm~dp$
1	46°28'32"W; 23°57'15"S	3.18	9.22	5.86 ± 1.90
2	46°28'18"W; 23°56'22"S	0.20	0.59	0.37 ± 0.12
3	46°27'12"W; 23°55'37"S	0.04	0.13	0.08 ± 0.03
4	46°27'25"W; 23°54'30"S	0.09	0.27	0.17 ± 0.05
5	46°25'50"W; 23°54'50"S	0.03	0.08	0.05 ± 0.02
6	46°24'15"W; 23°56'24"S	0.11	0.33	0.21 ± 0.07
7	46°23'01"W; 23°56'46"S	0.24	0.70	0.44 ± 0.14
8	46°22'29"W; 23°55'53"S	0.33	0.97	0.61 ± 0.20
9	46°24'43"W; 23°52'38"S	26.99	78.86	50.19 ± 17.67
10	$46^{\circ}23'36''W; 23^{\circ}52'09''S$	2.40	6.96	4.42 ± 1.43
11	46°21'28"W; 23°52'35"S	0.08	0.24	0.15 ± 0.05
12	$46^{\circ}20'40''W; 23^{\circ}52'04''S$	3.14	9.11	5.79 ± 1.87
13	$46^{\circ}21'05''W; 23^{\circ}54'25''S$	0.03	0.07	0.05 ± 0.02
14	46°20'41"W; 23°54'13"S	0.02	0.07	0.04 ± 0.01
15	$46^{\circ}19'57''W; 23^{\circ}54'02''S$	0.05	0.15	0.10 ± 0.03
16	46°18'40"W; 23°52'46"S	2.51	7.29	4.63 ± 1.50
17	$46^{\circ}19'05''W; 23^{\circ}54'10''S$	0.01	0.03	0.02 ± 0.01
18	$46^{\circ}17'51"W; 23^{\circ}54'10"S$	0.31	0.90	0.57 ± 0.18
19	$46^{\circ}17'30''W; 23^{\circ}55'07''S$	0.03	0.08	0.05 ± 0.02
20	$46^{\circ}17'36''W; 23^{\circ}55'25''S$	0.23	0.68	0.43 ± 0.14
21	$46^{\circ}18'10''W; 24^{\circ}00'01''S$	0.06	0.18	0.12 ± 0.04
22	$46^{\circ}15'59''W; 23^{\circ}58'44''S$	0.05	0.15	0.09 ± 0.03
23	$46^{\circ}15'59''W; 23^{\circ}54'56''S$	0.37	1.08	0.69 ± 0.22
24	$46^{\circ}14'02"W; 23^{\circ}54'01"S$	0.79	2.30	1.46 ± 0.47
25	$46^{\circ}13'50''W; 23^{\circ}56'16''S$	0.38	1.10	0.70 ± 0.23
26	$46^{\circ}13'19''W; 23^{\circ}54'19''S$	0.05	0.15	0.09 ± 0.03
27	$46^{\circ}11'44''W; 23^{\circ}53'49''S$	0.15	0.44	0.28 ± 0.09
28	46°11'27"W; 23°53'35"S	0.03	0.08	0.05 ± 0.02
29	$46^{\circ}10'39''W; 23^{\circ}53'14''S$	0.62	1.79	1.13 ± 0.37
30	46°10'19"W; 23°53'19"S	0.11	0.31	0.20 ± 0.06
31	46°09'41"W; 23°52'24"S	0.04	0.11	0.07 ± 0.02
32	46°09'05"W; 23°50'01"S	16.01	46.50	29.52 ± 9.56
33	46°08'44"W; 23°50'27"S	0.06	0.17	0.11 ± 0.03

Tabela 3.3 - Localização e vazões mínimas, máximas e médias \pm desvio-padrão (m³/s) dos pontos de descarga dos rios considerados, conforme apresentado na Figura 3.3.

3.2.7 Calibração e validação do modelo hidrodinâmico

O processo de calibração e validação do modelo hidrodinâmico se deu através de comparação entre os resultados de séries temporais da elevação do nível do mar e das componentes zonal u e meridional v das correntes, com os dados medidos pela Praticagem de São Paulo nas estações denominadas Palmas, Praticagem e Capitania. E importante destacar que a estação denominada Barnabé não foi utilizada para a calibração e validação do modelo numérico, em razão dos longos períodos em que não realizou medições ou apresentou dados inconsistentes durante o ano de 2016. No entanto, essa estação está localizada no interior do estuário, região onde muitas pessoas residem e em que há áreas de baixa topografia, suscetíveis a inundações costeiras. Além disso, as componentes de maré se amplificam à medida que as perturbações entram no estuário (Costa, 2019; Harari e Camargo, 1994). Portanto, fica evidente a importância desse ponto na simulação e avaliação dos eventos extremos (item 4.3.2).

O período escolhido para a calibração do modelo hidrodinâmico foi o mês de agosto de 2016, e os principais parâmetros ajustados foram a rugosidade de fundo, o coeficiente de viscosidade e os coeficientes de arrasto do vento. Após calibrado, o modelo foi validado para dois períodos distintos: fevereiro e julho de 2018, representando condições de verão e inverno. No decorrer deste trabalho, o período de calibração será denominado c1, enquanto os períodos de validação serão denominados v1 e v2 para as condições de verão e inverno, respectivamente. Foram utilizados os resultados de séries temporais da elevação do nível do mar e das componentes zonal e meridional das correntes, em comparação com os dados medidos pela Praticagem de São Paulo. É importante destacar que o ADCP localizado na estação Palmas é fundeado e efetua a medição de um perfil vertical de intensidade e direção das correntes (2 m; 4 m; 6 m; 8 m; e 10 m em relação ao sensor), enquanto os sensores localizados nas estações Praticagem e Capitania são ADCPs laterais, que realizam medições de intensidade e direção das correntes em um perfil horizontal (20 m; 40 m; 60 m; 80 m; e 100 m em relação ao sensor), em 10 m e 5 m de profundidade, respectivamente. Em razão da discretização espacial do modelo numérico ($\Delta x \approx 80 \text{ m e } 12 \sigma$), foram consideradas apenas as medições referentes às correntes mais próximas à superfície (Palmas – 10m) e ao meio do Canal de Navegação (Praticagem e Capitania – 100m). Na Tabela 3.4 são apresentados todos os parâmetros utilizados no processo de calibração e seus respectivos intervalos. Como referência durante a etapa de calibração, utilizou-se um estudo recente, em que foi realizada uma análise de parâmetros do Delft3D em condições extremas (Bastidas et al., 2016). Nas áreas de manguezal foi inserido um acréscimo ao coeficiente de rugosidade, de forma a representar a resistência da vegetação, conforme apresentado por Horstman et al. (2013).

Os parâmetros estatísticos responsáveis pela avaliação da qualidade dos resultados do modelo estão descritos nos itens 3.2.7.1 a 3.2.7.4 – em que O representa os dados observados e P representa os valores previstos ou simulados, para n valores. Nas expressões matemáticas, os símbolos com barras representam os valores médios das séries. Para a avaliação dos eventos extremos (4.3.2), foram utilizados como parâmetros apenas o índice *skill* e o RMSE.

Parâmetro	Descrição	Intervalo	Valo	r escol	hido
	200011340	1000000000	L0	L1	L2
$U_b(ms^{-1})$	Breakpoint wind speed	[15, 30]	15	15	15
C_B	Wind drag B	[0,003, 0,005]	0,005	0,005	0,005
C_C	Wind drag C	[0,001, 0,005]	0,001	0,001	0,001
$v_H(m^2 s^{-1})$	Eddy viscosity	[0, 40]	40	20	0,8
$D_H(m^2 s^{-1})$	Eddy diffusivity	[0, 400]	400	200	8
D_T	Threshold depth	$[0,05,\ 0,10]$	0,10	0,10	0,05
μ_W	Manning coefficient (open water)	$[0,015,\ 0,030]$	0,018	0,018	0,018
μ_M	Manning coefficient (mangroves)	[0,120, 0,150]	-	-	0,140

Tabela 3.4 - Parâmetros, respectivos intervalos e valores escolhidos aplicados ao processo de calibração do modelo hidrodinâmico.

3.2.7.1 Coeficiente de correlação de Pearson – r

O coeficiente de correlação de Pearson r (Pearson, 1896) é responsável por mensurar o grau de relação entre duas variáveis. Este coeficiente varia entre -1 e 1, valores que implicam em uma correlação linear exata, respectivamente inversa ou direta, enquanto não há correlação para r = 0. A equação (3.9) define a expressão do cálculo do coeficiente de correlação de Pearson.

$$r_{OP} = \frac{\sum_{i=1}^{n} \left(O_{i} - \bar{O} \right) \cdot \left(P_{i} - \bar{P} \right)}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n} \left(O_{i} - \bar{O} \right)^{2}} \cdot \sqrt{\sum_{i=1}^{n} \left(P_{i} - \bar{P} \right)^{2}}}$$
(3.9)

3.2.7.2 Erro médio absoluto – MAE

O erro médio absoluto (*Mean Absolute Error* – MAE) dá uma ideia da magnitude dos erros referentes aos resultados da simulação em relação aos dados observados. O cálculo do MAE é relativamente simples e envolve a soma dos erros absolutos, de forma a obter o erro total e em seguida dividir este erro pelo número de amostras n (Willmott e Matsuura, 2005), conforme apresentado na Equação (3.10).

$$MAE = \frac{\sum_{i=1}^{n} |O_i - P_i|}{n}$$
(3.10)

3.2.7.3 Raiz do erro quadrático médio - RMSE

A raiz do erro quadrático médio (*Root Mean Square Error* – RMSE) é amplamente utilizada como o principal parâmetro estatístico na avaliação de modelos numéricos em Geociências. O RMSE nunca é menor que o MAE, por definição. A principal diferença entre o ambos é que o MAE atribui o mesmo peso a todos os erros, enquanto o RMSE atribui mais peso a erros absolutos maiores, penalizando assim a variação (Chai e Draxler, 2014). A equação (3.11) descreve o cálculo do RMSE.

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n} (O_i - P_i)^2}{n}}$$
(3.11)

3.2.7.4 Coeficiente skill

O coeficiente *skill* é determinado no presente trabalho através do índice de concordância, originalmente conhecido como *index of agreement* (Willmott, 1981), descrito pela equação (3.12).

$$Skill = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{n} (P_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^{n} (|P_i - \bar{O}| + |O_i - \bar{O}|)^2}$$
(3.12)

3.2.8 Simulação dos eventos extremos

Os resultados dos modelos numéricos implementados foram avaliados para os eventos extremos ocorridos em 2016, com base nos Planos de Ação de Defesa Civil e nos dados oriundos do sistema de monitoramento da Praticagem de São Paulo. Foram realizadas comparações gráficas e estatísticas para determinar a eficiência do modelo em representar eventos extremos de nível do mar no SESSVB.

No presente estudo, os períodos de nível do mar extremo (*storm tides*) foram definidos como os períodos em que o nível do mar ultrapassou o limiar de 2,0 m, caracterizando o estado de alerta nos Planos de Ação de Defesa Civil; e os períodos de maré meteorológica extrema (*storm surges*) foram definidos como os períodos em que as componentes meteorológicas do nível do mar foram superiores a +2 desvios-padrão (+0,38 m), conforme o estudo apresentado por Campos et al. (2010).

Capítulo 4.

Resultados e discussão

4.1 Calibração e validação do modelo hidrodinâmico

As Figuras 4.1 a 4.3 apresentam as variações do nível do mar observado e simulado nas estações Palmas, Praticagem e Capitania, durante os períodos de calibração e validação do modelo hidrodinâmico, enquanto a Tabela 4.1 apresenta a avaliação do modelo numérico através dos índices estatísticos, para o nível do mar referente a estes períodos. As variações das correntes zonais e meridionais estão apresentadas nas Figuras 4.4 a 4.6, com os índices estatísticos apresentados na Tabela 4.2.

No que diz respeito ao nível do mar, foram obtidos coeficientes de correlação de Pearson entre 89% e 95%, com MAE máximo da ordem de 0,13 m e índices *skill score* entre 0,94 e 0,97. Os valores de RMSE variaram entre 0,12-0,16 m (4,2-5,5%), 0,12-0,16 m (4,4-6,1%) e 0,13-0,18 m (4,8-6,5%), respectivamente para as estações Palmas, Praticagem e Capitania. Fica evidente o melhor desempenho do modelo hidrodinâmico na representação do nível do mar durante meses de inverno (c1, v2) em relação a um mês de verão (v1), devido aos menores erros e maiores índices de correlação e *skill score* ; em média, há um aumento de 0,02 (2,3%) no *skill score* e diminuição de 0,04 m (32,5%) no RMSE. Este melhor desempenho pode ser atribuído às descargas dos rios que afluem ao SESSVB, uma vez que o modelo numérico considera vazões médias mensais. Conforme apresentado no item 3.1.2, os meses de verão são mais chuvosos e os meses de inverno menos chuvosos. Entretanto, a origem dos maiores erros para o mês de verão não se encontra no fato de ser mais chuvoso, mas devido à grande variabilidade da precipitação (e das vazões fluviais) nesse mês, o que introduz mais erros ao especificar as contribuições dos rios no SESSVB.

Com relação às componentes zonal e meridional das correntes, é importante destacar que a geometria do Canal de Navegação do Porto de Santos (Figura 3.3) favorece a incidência das correntes zonais na estação Praticagem, localizada nas proximidades da Ponta da Praia. Por outro lado, a estação Capitania possui maior amplitude de correntes meridionais e está localizada no meio do Canal do Porto de Santos. A estação Palmas está localizada na parte Leste da Baía de Santos e contempla maior amplitude das correntes meridionais. Portanto, a Tabela 4.2 mostra que, para as respectivas componentes predominantes, foram obtidos coeficientes de correlação entre 65% e 85%, com MAE máximo de 0,19 m/s; o *skill* apresentou valores mínimos de 0,78 em Palmas, 0,88 na Praticagem e 0,84 na Capitania, e os respectivos valores máximos de RMSE nessas estações foram 0,11 m/s (9,5%), 0,24 m/s (8,9%) e 0,19 m/s (8,9%).



Figura 4.1: Séries temporais de nível do mar (m) para o período de calibração (c1). Os dados observados estão ilustrados em preto e os resultados do modelo *Delft3D* estão representados em azul. A Figura 3.3 ilustra a posição dos marégrafos utilizados.



Figura 4.2: Séries temporais de nível do mar (m) para o período de validação em condições de verão (v1). Os dados observados estão ilustrados em preto e os resultados do modelo Delft3D estão representados em azul. A Figura 3.3 ilustra a posição dos marégrafos utilizados.



Figura 4.3: Séries temporais de nível do mar (m) para o período de validação em condições de inverno (v2). Os dados observados estão ilustrados em preto e os resultados do modelo *Delft3D* estão representados em azul. A Figura 3.3 ilustra a posição dos marégrafos utilizados.



Figura 4.4: Séries temporais das componentes zonal u e meridional v das correntes (m/s) nas estações Palmas, Praticagem e Capitania, para o período de calibração (c1). Os dados observados estão ilustrados em preto e os resultados do modelo Delft3D estão representados em azul. A Figura 3.3 ilustra a posição dos ADCPs utilizados.



Figura 4.5: Séries temporais das componentes zonal u e meridional v das correntes (m/s) na estação Palmas, para o período de validação em condição de verão (v1). Os dados observados estão ilustrados em preto e os resultados do modelo Delft3D estão representados em azul. A Figura 3.3 ilustra a posição dos ADCPs utilizados.



Figura 4.6: Séries temporais das componentes zonal u e meridional v das correntes (m/s) nas estações Palmas, Praticagem e Capitania, para o período de validação em condição de inverno (v2). Os dados observados estão ilustrados em preto e os resultados do modelo Delft3D estão representados em azul. A Figura 3.3 ilustra a posição dos ADCPs utilizados.

Estacão	$amp. \ (m)$		r		M	AE (n	(u)	RI	MSE ((m)		Skill	
005m207	$o_{max} - o_{min}$	c1	v1	v2									
Palmas	2,96	0,950	0,903	0,935	0,118	0,130	0,102	0,147	0,170	0,128	0,963	0,945	0,964
Praticagem	2,62	0,953	0,901	0,941	0,120	0,116	0,092	0,147	0,160	0,116	0,963	0,949	0,970
Capitania	2,75	0,951	0,892	0,933	0,130	0,131	0,106	0,160	0,178	0,132	0,961	0,944	0,965

Tabela 4.1 - Avaliação do modelo numérico através dos índices estatísticos, para o nível do mar, para os períodos de calibração (c1) e validação do mo Tabela 4.2 - Avaliação do modelo numérico através dos índices estatísticos, para as correntes zonais e meridionais das correntes, para os períodos de calibração (c1) e validação do modelo numérico, em que v1 e v2 representam as condições de verão e inverno, respectivamente.

Estacão	comn.	$amp. \ (m/s)$		r		M_{I}	$AE \ (m)$	(s)	RM	SE (m	(s/i)		Skill	
		$o_{max} - o_{min}$	c1	v1	v2	c1	v1	v2	c1	v1	v2	c1	v1	v2
Palmas	n	0,71	0,052	0,374	0,389	0,058	0,057	0,047	0,074	0,071	0,060	0,425	0,622	0,635
	v	1, 11	0,638	0,678	0,648	0,082	0,082	0,082	0,105	0,105	0,104	0,783	0,809	0,778
Praticagem	n	2,65	0,831	0,845	0,789	0,184	0,182	0,191	0,235	0,229	0,236	0,910	0,908	0,883
0	Λ	0,74	0,452	0,380	0,029	0,075	0,090	0,098	0,092	0,110	0,117	0,667	0,541	0,365
Canitania.	n	1,28	0,805	0,754	0,780	0,129	0,151	0,134	0,158	0,182	0,163	0,846	0,797	0,872
	Λ	2,08	0,807	0,783	0,772	0,142	0,147	0,151	0,185	0,183	0,186	0,892	0,872	0,840

4.2 Análise dos dados observados

4.2.1 Tratamento dos dados observados

Para o período de análise foi efetuado tratamento dos dados observados através de interpolação linear, para a obtenção de dados em intervalos de 10 minutos. Em seguida,com o objetivo de reduzir os ruídos sem remover os sinais dos extremos de nível do mar, foi aplicado o filtro baseado na técnica dos mínimos quadrados de Savitzky-Golay (Savitzky e Golay, 1964), que realiza a correção do valor central de uma janela de 2m+1 pontos pela interpolação polinomial de grau p. Este filtro não foi aplicado nas análises de calibração e validação, mas apenas nas avaliações dos eventos extremos (item 4.3.2). Para definir os parâmetros a serem utilizados, foram realizados testes de sensibilidade com indicadores estatísticos, conforme apresentado por Roopa C.K. (2018): erro quadrático médio (MSE); raiz do erro quadrático médio (RMSE); relação sinal-ruído (SNR); e relação sinal-ruído de pico (PSNR). A partir destes testes definiu-se a janela de 41 pontos e interpolação polinomial de grau 4; essa técnica apresentou excelentes resultados, com baixos valores de MSE e RMSE e elevados valores de SNR e PSNR (Tabela 4.3). Na Figura 4.7 é possível visualizar exemplo dos dados antes e após a aplicação do filtro, para um período específico, selecionado de forma aleatória.

Posteriormente, para os dados medidos e os resultados do modelo, o sinal de maré foi removido aplicando um filtro passa-baixa de 33 horas (PL33²; (Flagg et al., 1976)), resultando em séries temporais compreendendo apenas a componente não astronômica (maré meteorológica), com períodos superiores a 33 horas.

polação p		iu 4, consi	ueranuo too	10 0 810 0	le 2010.
	Estação	MSE	RMSE	SNR	PSNR
	Praticagem	0.0010	0.0319	2.5942	37.4194

Tabela 4.3 - Avaliação da filtragem de Savitzky-Golay para a estação Praticagem, com janela de 41 pontos e interpolação polinomial de grau 4, considerando todo o ano de 2016.

 2 C. Flagg e R. Beardsley desenvolveram PL33 aplicando uma Fast Fourier Transform (FFT) em vários pontos gerados a partir de uma função que é parabólica por partes e linear (PL) no domínio da frequência.


Figura 4.7: Comparação entre os dados de nível do mar observados antes (em preto) e após a aplicação do filtro de Savitzky-Golay (em azul).

4.2.2 Análise geral dos dados

Realizou-se uma análise geral dos dados observados, com o objetivo de identificar os padrões de circulação no Canal do Porto de Santos. As variações do nível do mar, intensidade e direção das correntes nas três estações da Praticagem de São Paulo durante todo o ano de 2016 estão ilustradas na Figura 4.8. As Tabelas 4.4 e 4.5 apresentam análises gerais dos dados de nível do mar e intensidade das correntes, respectivamente. Os histogramas direcionais de correntes apresentados na Figura 4.9 mostram os padrões de correntes durante o ano de 2016 nas estações analisadas.

Os resultados indicam menor velocidade das correntes e maior variação do padrão de correntes na estação Palmas, localizada na região da Baía de Santos, enquanto as estações Praticagem e Capitania estão localizadas no Canal do Porto de Santos e apresentam padrões bem definidos, com direções preferenciais de enchente (vazante) E (OSO) e NNO (SSE), respectivamente. As correntes meridionais são 57,1% e 61,5% mais intensas nas estações Palmas e Capitania, respectivamente, enquanto na Praticagem as correntes zonais são 286% mais expressivas. As velocidades no Canal do Porto de Santos são mais intensas durante a condição de vazante, em concordância com o que foi apresentado por Miranda et al. (2012); as correntes máximas de enchente (vazante) foram de 1,23 m/s (1,49 m/s) e 1,09 m/s (1,34 m/s), respectivamente para as estações Praticagem e Capitania. Nos períodos de quadratura (sizígia), as correntes médias de enchente e vazante foram de 0,22 m/s (0,43 m/s) e 0,25 m/s (0,45 m/s) para a Praticagem e 0,15 m/s (0,28 m/s) e 0,19 m/s (0,38 m/s) para a Capitania. Para a estação Palmas, as correntes máximas de enchente e vazante foram de 0,56 m/s e 0,58 m/s e as correntes médias enchentes e vazantes durante a quadratura (sizígia) foram de 0,09 m/s (0,14 m/s) e 0,06 m/s (0,10 m/s).





[1.00 : inf)

∕^-S

щ

S-V

Ч

S-V

S

S

Estarão	Ni	svel do	mar (m)	$Mar \epsilon$	s astro	nômica (m)	$Mar\acute{e}$	metec	rológica~(m)
	min	max	$m\acute{e}dia \pm dp$	min	max	$m\acute{e}dia \pm dp$	min	max	$m\acute{e}dia \pm dp$
Palmas	-0,41	2,24	$0,81\pm0,39$	-0,10	1,61	$0,81\pm0,33$	-0,56	0,88	$0,00\pm 0,21$
Praticagem	-0,22	2,32	$0,97\pm0,38$	0,08	1,71	$0,97\pm0,32$	-0.53	0,83	$0,00\pm 0,20$
Capitania	-0,38	2,32	$0,89\pm0,41$	-0,05	1,67	$0,89\pm0,35$	-0,60	0,87	$0,00\pm 0,20$
Barnabé	-0,36	2,46	$0,89\pm0,45$	-0,19	1,92	$0,93{\pm}0,40$	-0,61	0,89	$-0,04\pm0,22$

2016.	ios e	
o de 2	, méd	
o an(ximos	
rante	s, mái	
ia du	ínimo	
apitan	res m	
n e C	s valo	
icagen	ém do	
Prati	tte, al	
almas,	vazar	
ões P _i	ente e	
estaç	enche	
) nas	tes de	
s (m/s	corren	
rentes	te as	
as cor	duran	
ade d	adrão	ites.
elocid	/ios-p	correr
s de v	e desv	l das
rvados	édias	idiona
s obse	las, m	e mer
dados	máxin	zonal
al dos	lades	entes
e gera	relocic	mpon
Anális	as as v	das cc
4.5	entadí	udrão -
ıbela .	aprese	ios-pa
T_{δ}	$S\tilde{a}o$	desv

				Velocid	ade di	as correntes	(m/s)					
Estacão		geral	ы	nchente	\boldsymbol{v}	azante	CC	.duto	zonal u	comp	. mer	idional v
	max	$m\acute{e}dia\pm dp$	max	$m \acute{e} dia \pm dp$	max	$m \acute{e} dia \pm dp$	min	max	$m\acute{e}dia\pm dp$	min	max	$m\acute{e}dia\pm dp$
Palmas	0,58	$0,12{\pm}0,08$	0,56	$0,14{\pm}0,08$	0,58	$0,09{\pm}0,06$	-0,39	0,32	$0,03{\pm}0,06$	-0.55	0,55	$0,05{\pm}0,12$
Praticagem	1,49	$0,34{\pm}0,24$	1,23	$0,35{\pm}0,24$	1,49	$0,34{\pm}0,24$	-1,42	1,23	$-0,06\pm0,40$	-0,47	$0,\!27$	$-0,04\pm0,07$
Capitania	1,34	$0,26{\pm}0,20$	1,09	$0,22{\pm}0,15$	1,34	$0,28{\pm}0,22$	-0,60	0,68	$0,02{\pm}0,15$	-1,17	0,91	$-0,05\pm0,28$

4.2.3 Principais componentes harmônicas

Foi aplicada uma análise harmônica de marés clássica, incluindo estimativas de erros com o software MATLAB (MATLAB, 2015), utilizando o pacote de rotinas T_TIDE (Pawlowicz et al., 2002), com o objetivo de obter as amplitudes (Figura 4.10) e fases (Figura 4.11) das nove principais componentes harmônicas apresentadas Harari e Camargo (1994). Essa análise considerou séries temporais do ano de 2016 nas estações Palmas, Praticagem, Capitania e Barnabé. A Figura 4.12 apresenta as oscilações das nove principais componentes de maré em um período de um dia, para as estações Praticagem e Barnabé.

Os resultados indicam que apenas as componentes M2, S2 e O1 possuem amplitude superior a 10 cm, comprovando os resultados apresentados por Harari e Camargo (1995); essas componentes apresentaram amplificações de 7,3 cm, 4,7 cm e 1,3 cm à medida em que as perturbações entram no estuário – entre as estações Praticagem e Barnabé, representando aumentos de 20,3%, 20,6% e 11,0%, respectivamente. Por outro lado, a componente Q1 é a única em que as amplitudes de maré no interior do estuário são menores do que na região da Ponta da Praia, com diminuição de 0,2 cm (14,2%). As demais componentes apresentam amplificações no interior do estuário.



Figura 4.10: Amplitudes (cm) das nove principais componentes harmônicas, para as estações Palmas, Praticagem, Capitania e Barnabé.



Figura 4.11: Fases (graus) das nove principais componentes harmônicas, para as estações Palmas, Praticagem, Capitania e Barnabé.



Figura 4.12: Oscilações (m) das nove principais componentes de maré, em um período de 24 horas, para as estações Praticagem e Barnabé.

4.2.4 Eventos extremos de nível do mar

O ano de 2016 foi atípico em termos de eventos extremos, conforme apresentado no item 1.1; foram cinco eventos de nível do mar acima do limiar de 2,0 m no SESSVB, enquanto nos demais anos o município de Santos entrou em estado de alerta nenhuma ou somente uma vez ao ano. A Tabela 4.6 apresenta o número de vezes em que os estados de atenção e alerta foram atingidos entre 2015 e 2019, considerando apenas o critério de nível do mar, lembrando que os Planos de Ação contemplam também outros parâmetros para este estado, como altura e direção das ondas e intensidade e direção dos ventos. Dentro do período analisado, os eventos extremos de 2016 representam 25,6% e 71,4% das ocorrências em que os estados de atenção e alerta foram atingidos, respectivamente. As variações de nível do mar durante o ano de 2016, bem como de suas componentes astronômica e meteorológica, estão apresentadas na Figura 4.13, com destaque para os eventos extremos em que o nível do mar ultrapassou o limiar de 2,0 m. Os níveis do mar observados e as respectivas marés meteorológicas, em cada um destes eventos, são apresentados na Tabela 4.7; um resumo dos eventos, com base na estação Praticagem, é apresentado na Tabela 4.8, incluindo os valores mínimos, máximos e médios de duração do evento (horas), nível do mar (metros) e maré meteorológica (metros).

Através destes resultados, é possível observar a ocorrência de outros eventos em que a maré meteorológica foi superior ao limite pré-estabelecido de 0,38 m (e.g. 09/jun.), caracterizando-os como eventos extremos ou *storm surges*. No entanto, nota-se que estes eventos ocorreram em condição astronômica de quadratura, portanto, o nível do mar total (*storm tide*) não foi tão elevado, e o estado foi de observação ou atenção, de acordo com os Planos de Ação de Defesa Civil.

Com relação aos cinco eventos em que o estado de alerta foi atingido, observa-se que o nível do mar tende a ser maior no interior do estuário (Barnabé) em relação à Ponta da Praia (Praticagem), devido às amplificações das ondas de maré à medida que as perturbações adentram o estuário, conforme abordado nos itens 4.2.3 e 4.3.1. Os eventos 1 (27/abr.) e 2 (21/ago.) tiveram o maior e menor tempo de ocorrência, com 40 horas e 21 horas, respectivamente. A menor maré meteorológica foi da ordem de 0,4 m e ocorreu no evento 5 (15/dez.), enquanto a maior foi de 0,9 m e ocorreu no evento 4 (29/out.), evento em que foram registrados os maiores valores de nível do mar em toda a série.

A duração média dos eventos foi de 29,8 ± 7,36 h. Considerando os picos de nível do mar apresentados na Tabela 4.7, a média foi de 2,12 ± 0,14 m, com maré meteorológica média de 0,64 ± 0,14 m.

Ano	Atenção	Alerta
2015	10	0
2016	10	5
2017	7	0
2018	6	1
2019	6	1
Total	39	7

 $Tabela\ 4.6$ - Número de ocorrências dos estados de atenção e alerta, considerando o nível do mar na região em estudo.





Evento	Data	Duração	Nível do a	mar (m) (ma	ré meteorolo	ógica (m))
Leente	Dava	(h)	Palmas	Praticagem	Capitania	Barnabé
1	27/abr.	40	1,98(0,73)	$2,01 \ (0,70)$	$2,00\ (0,73)$	2,09(0,73)
2	21/ago.	21	1,90(0,67)	$2,02 \ (0,64)$	$2,02 \ (0,66)$	-
3	16/set.	31	2,15 (0,64)	2,26(0,60)	$2,\!27\ (0,\!63)$	2,39 (0,63)
4	29/out.	35	2,24 (0,88)	$2,32 \ (0,83)$	$2,\!32\ (0,\!87)$	2,46(0,89)
5	15/dez.	22	1,86(0,42)	1,99(0,41)	$2,11 \ (0,57)$	2,07(0,41)

Tabela 4.7 - Eventos extremos de nível do mar (*storm tides*) ocorridos em 2016 e as respectivas marés meteorológicas (*storm surges*), nos quais o estado de alerta foi atingido, considerando o Plano de ação da Defesa Civil de Santos.

Tabela 4.8 - Valores mínimos, máximos e médios e desvios-padrão da duração dos eventos (horas), nível do mar e maré meteorológica (m), para a estação Praticagem.

Praticagem	min	max	$m\acute{e}dia~\pm~dp$
Duração (h)	21	40	$29,80 \pm 7,36$
Storm tide (m)	1,99	2,32	$2,10\pm0,17$
Storm surge (m)	0,41	0,83	$0,67\pm0,14$

4.3 Modelagem numérica

4.3.1 Avaliação das componentes harmônicas

Foi realizada uma comparação entre dado e modelo para as principais componentes harmônicas M2 e S2, de forma a avaliar a representação da circulação de maré do modelo hidrodinâmico no SESSVB. Para isso, aplicou-se – aos resultados obtidos nas simulações numéricas – a análise harmônica de marés clássica, analogamente ao que foi realizado para as medições (no item 4.2.3). Essa análise considerou um período de 32 dias de resultados horários do modelo, sendo que a mesma análise foi realizada para os dados observados nas estações da Praticagem de São Paulo, em séries temporais de um ano – 2016.

A Tabela 4.9 apresenta uma comparação entre as amplitudes e fases das principais componentes harmônicas calculadas a partir dos dados observados e dos resultados de modelagem numérica. Os mapas cotidais de amplitudes (cm) e fases para as componentes lunar principal (M2) e solar principal (S2) são apresentados nas Figuras 4.14 a 4.17. As fases estão representadas pelo atraso no tempo (minutos), de forma a evidenciar o tempo de propagação das ondas de maré no SESSVB. As tabelas apresentadas nas Figuras 4.15 e 4.17 indicam a relação entre esses atrasos e as respectivas fases das componentes, relativas a Greenwich, em graus.

De acordo com Harari e Camargo (1998), as componentes M2 e S2 apresentam, na região costeira ao largo do SESSVB, dois sistemas de propagação, de Nordeste (NE) e Sudoeste (SW). A componente M2 possui período de 12,42 h, associado a uma frequência angular de 28,984105°/h, e representa a principal componente lunar de maré no SESSVB; com amplitudes de 34 cm na região de Bertioga, 37 cm na região da Baía de Santos e amplificação nos Canais de Bertioga, de São Vicente e do Porto de Santos, superando 44 cm de amplitude no interior do estuário (Figura 4.14). A propagação da onda de maré M2 até o interior do estuário demora aproximadamente 30 minutos, e há uma região de convergência/divergência dessa onda no Canal de Bertioga, com atraso de aproximadamente 90 minutos dessa região em relação às extremidades deste canal. Por outro lado, a componente S2 possui período de 12 h, associado a uma frequência angular de 30°/h, e representa a principal componente solar de maré no SESSVB; possui amplitudes de 20 cm na região de Bertioga, 22 cm na região da Baía de Santos e amplificação nos Canais de Bertioga, de São Vicente e do Porto de Santos, superando 26 cm de amplitude no interior do estuário (Figura 4.16). A propagação da onda de maré S2 até o interior do estuário ocorre em aproximadamente 30 minutos, e há uma região de convergência das ondas de maré no Canal de Bertioga, com atraso da ordem de 90 minutos em relação às extremidades desse canal.

Para as duas componentes (M2 e S2) há uma região de convergência/divergência das ondas de maré no Canal de Bertioga, comprovando os resultados obtidos por Harari e Camargo (1998). Entre as estações Praticagem e Barnabé, localizadas respectivamente na região da Ponta da Praia e no interior do estuário, considerando as amplitudes calculadas partir de observações (simulações), há um atraso de 10,6 min (12,4 min) e 12,5 min (15,2 min) e amplificação de 7,23 cm (5,21 cm) e 4,68 cm (3,10, cm), para as componentes M2 e S2.

Componente	Frequência	Estação	Amplit	tude (cm)	Fas	e (°)
$harm \hat{o}nica$	$(^{\circ}/h)$	2000 g ao	Dado	Modelo	Dado	Modelo
		Palmas	$36,\!56$	37,39	166,83	170,49
M2	28,984105	Praticagem	35,74	$38,\!03$	167,71	172,45
		Capitania	38,86	40,50	$170,\!64$	175,57
		Barnabé	42,97	43,24	172,84	178,45
		Palmas	23,38	$23,\!45$	174,84	176,02
S2	30	Praticagem	22,70	23,85	175,14	177,29
		Capitania	24,86	$25,\!38$	179,11	181,45
		Barnabé	27,38	26,95	181,38	184,87

 $Tabela \ 4.9 \ \text{-} \ \text{Amplitudes} \ (\text{m}) \ \text{e} \ \text{fases} \ (\text{graus}) \ \text{das} \ \text{principais} \ \text{componentes} \ \text{harmônicas}, \ \text{calculadas} \ \text{a} \ \text{partir} \ \text{dos} \ \text{dados} \ \text{observados} \ \text{e} \ \text{obtidos} \ \text{das} \ \text{simulações} \ \text{do} \ \text{modelo}.$



Figura 4.14: Linhas cotidais de amplitude (cm) da componente harmônica lunar principal semidiurna M2.



Figura 4.15: Linhas cotidais de fase relativa a Greenwich da componente harmônica lunar principal semidiurna M2 e correspondentes atrasos no tempo (min, a partir da fase 165°).



Figura 4.16: Linhas cotidais de amplitude (cm) da componente harmônica solar principal semidiurna S2.



Figura 4.17: Linhas cotidais de fase relativa a Greenwich da componente harmônica solar principal semidiurna S2 e correspondentes atrasos no tempo (min, a partir da fase 160°).

4.3.1.1 Amplitudes médias de maré

Foram obtidas as amplitudes médias das marés em condições de sizígia e quadratura, segundo metodologia desenvolvida por Franco (2002); essa mesma abordagem foi aplicada por Harari e Camargo (1998). Inicialmente, o número da forma de maré (FN) (Defant, 1961) é calculado como mostrado na equação (4.1), onde H representa a amplitude da componente; então, as amplitudes médias são calculadas com base neste valor. Tomando as amplitudes observadas na estação Praticagem como exemplo, o número da forma de maré é igual a 0,31; isso significa que a circulação é semi-diurna com desigualdades diurnas. Para esta condição, as amplitudes médias são calculadas por meio das equações (4.2) e (4.3). Por fim, a amplitude média da maré na sizígia (AS) e na quadratura (AQ) na estação Praticagem são 1,17 me 0,26 m, respectivamente. Considerando as estações Praticagem, Palmas, Capitania e Barnabé, as amplitudes médias de maré calculadas a partir das observações (simulações) variam entre 1,17-1,41 m (1,22-1,40 m) em sizígia e entre 0,26-0,31 m (0,28-0,32 m) em quadratura (Tabela 4.10). Estes valores corroboram os resultados obtidos por Harari e Camargo (1998).

$$FN = \frac{H(O_1) + H(K_1)}{H(M_2) + H(S_2)}$$
(4.1)

$$AS = 2 \cdot H(M_2) + 2 \cdot H(S_2) \tag{4.2}$$

$$AQ = 2 \cdot H(M_2) - 2 \cdot H(S_2) \tag{4.3}$$

Ar	nplitud	es média	$s \ (m)$	
Estação	Si	zígia	Quad	lratura
Lovação	Dado	Modelo	Dado	Modelo
Palmas	1,20	1,22	0,26	0,28
Praticagem	$1,\!17$	1,24	0,26	0,28
Capitania	$1,\!27$	1,32	0,28	0,30
Barnabé	1,41	1,40	0,31	0,32

Tabela 4.10 - Amplitudes médias de maré (m) em condições de sizígia e quadratura, para as estações Palmas, Praticagem, Capitania e Barnabé.

4.3.1.2 Gradientes de salinidade

Em relação aos resultados de salinidade, não foram feitas comparações com dados medidos. No entanto, as variações sazonais e espaciais de salinidade foram bem representadas pelo modelo, com valores próximos de 20 ppt no interior do Estuário e superiores a 30 ppt no Canal do Porto de Santos e no Canal de São Vicente (Figura 4.18), em concordância com os resultados descritos por Ribeiro (2012).



Figura 4.18: Campos de salinidade nas seções longitudinais S1 e S2 apresentados na Figura 3.7, que representam o Canal do Porto de Santos (a) e o Canal de São Vicente (b), respectivamente.

4.3.2 Simulação dos eventos extremos

Os resultados do modelo numérico implementado foram avaliados para as simulações dos eventos extremos ocorridos em 2016, com base nos Planos de Ação Defesa Civil e nos dados oriundos do sistema de monitoramento da Praticagem de São Paulo. Foram realizadas comparações gráficas e estatísticas, para determinar a eficiência do modelo em representar eventos extremos de nível do mar no SESSVB.

4.3.2.1 Evento 1: 27 de abril de 2016

No dia 27 de abril de 2016, um evento meteoceanográfico extremo atingiu o SESSVB, caracterizado por ondas altas, ventos fortes e persistentes de quadrante Sudoeste (SW), acompanhados de precipitação e maré elevada, causando impactos na infraestrutura urbana devido à intensidade e direção das ondas, além de inundações costeiras em função da maré

elevada; o Porto de Santos foi fechado por pelo menos 30 horas (Ribeiro et al., 2016). Os sensores da Praticagem de São Paulo registraram alturas significativas das ondas de 4,0 m na Ilha das Palmas, enquanto os resultados numéricos no NPH-UNISANTA indicaram direção de pico de 195° (SSW), direção na qual as ondas incidem na região da Ponta da Praia com maior energia, consequentemente provocando maiores danos à infraestrutura urbana. Este evento ocorreu na transição entre as condições de sizígia e quadratura, com maré astronômica de 1,2 m e maré meteorológica ultrapassando 0,7 m; o nível do mar atingiu 2,01 m na região da Ponta da Praia e 2,09 m no interior do estuário (Tabela 4.7). O evento oceanográfico extremo (maré meteorológica > 0,38 m) ocorreu entre a madrugada do dia 27 e o final da tarde do dia 28 de abril de 2016, totalizando 40 horas de duração.

Os resultados do CFSv2 indicaram um centro de baixa pressão localizado no oceano – em 41° S 48° W, e um centro de alta pressão localizado no continente, que resultaram em ventos costeiros de quadrante Sudoeste (SW) acima de 15 m/s (Figura 4.19). As estações meteorológicas da Praticagem de São Paulo mediram ventos persistentes de até 18 m/s (Palmas) e 21 m/s com rajadas de 25 m/s (Praticagem), com direção variando entre os quadrantes Sul (S) e Sudoeste (SW). Os resultados do CFSv2 foram de aproximadamente 13,5 m/s nos dois pontos. Os pluviômetros do Centro Nacional de Monitoramento e Alertas de Desastres Naturais (CEMADEN) indicaram precipitações da ordem de 20 mm durante o evento extremo.

Os resultados numéricos do modelo hidrodinâmico para o SESSVB durante as condições de enchente (27/abr. 16h) e vazante (27/abr. 20h) e durante a alta da maré (27/abr. 18h) são apresentados nas Figuras 4.20, 4.21 e 4.22, respectivamente, e indicam correntes máximas de enchente (vazante) de 0,8 m/s (0,5 m/s) no Canal do Porto de Santos, de 1,0 m/s (0,9 m/s) no Canal de São Vicente e de 0,7 m/s (0,9 m/s) no Canal de Bertioga. Com relação à estofa de preamar, o nível do mar foi de 1,9 m na Baía de Santos e 2,1 m no interior do estuário, com 2,0 m no Canal do Porto de Santos e 1,9 m nos Canais de São Vicente e Bertioga.

As comparações entre os picos observados e modelados são apresentadas na Figura 4.23. A Tabela 4.11 exibe erros de pico (metros) e atrasos (minutos) e resume os índices estatísticos ao longo dos eventos extremos. O pico da maré que ultrapassou o limiar de 2,0 m (27/abr. 18h) foi bem representado, com erro de pico de 0,02 m nas estações Capitania e Barnabé e 0,16 m na Ilha das Palmas, e atrasos não superiores a 10 minutos. Na estação Praticagem, o nível do mar simulado foi igual ao valor observado e ocorreu no mesmo instante. Durante o evento extremo, foram obtidos *skill scores* entre 0,92-0,95 e RMSE entre 0,12-0,17 m.



Figura 4.19: Campos de vento e pressão atmosférica ao nível do mar do modelo atmosférico CFSv2, durante o evento extremo ocorrido em abril de 2016. A escala de cores representa a velocidade do vento (m/s) e as setas indicam a direção do vento, enquanto as linhas pretas representam as isóbaras (hPa).



Figura 4.20: Resultados do campo de correntes no SESSVB do modelo hidrodinâmico Delft3D, em condição de maré enchente, para o evento extremo ocorrido em abril de 2016. A escala de cores representa a velocidade das correntes (m/s) e as setas indicam a direção das correntes.



Figura 4.21: Resultados do campo de correntes no SESSVB do modelo hidrodinâmico Delft3D, em condição de maré vazante, para o evento extremo ocorrido em abril de 2016. A escala de cores representa a velocidade das correntes (m/s) e as setas indicam a direção das correntes.



Figura 4.22: Resultados dos campos de nível do mar e correntes no SESSVB do modelo hidrodinâmico *Delft3D*, para o evento extremo ocorrido em abril de 2016. A escala de cores representa o nível do mar (m) e as setas indicam a velocidade e direção das correntes.



Figura 4.23: Variações do nível do mar durante o evento extremo ocorrido em abril de 2016. As linhas pretas (azuis) indicam elevações observadas (simuladas) (m). As linhas sólidas mostram o nível do mar, enquanto as linhas tracejadas e as marcadas com "x" mostram as componentes astronômica e meteorológica do nível do mar, respectivamente. Os picos críticos do nível do mar (*storm tides*) e as marés meteorológicas extremas (*storm surges*) são destacados em cada gráfico.

Tabela 4.11 - Erros de pico (m) e atrasos no tempo (min) para os picos do evento extremo de abril de 2016 (storm tide st1-abr); raiz do erro quadrático médio (rmse) e skill score obtidos para o período de ocorrência do evento extremo (maré meteorológica > 0,38 m). Os erros de pico representam as diferenças entre o nível do mar simulado e o observado (s - o), com valores positivos (negativos) indicando que a storm tide simulada é mais alta (mais baixa) que o pico observado. Valores positivos (negativos) de atraso indicam que a storm surge modelada ocorreu mais tarde (mais cedo) que o pico observado.

Evento 1	27/04 02h – 28/04 18h (maré m	ieteorológica >	0,38 m)
	erros de pico (m) (atrasos (min))	avaliação dos	resultados
Estação	st1-abr	RMSE (m)	Skill
Palmas	-0,16 $(+10)$	0,15	0,92
Praticagem	0,00(0)	0,12	0,95
Capitania	$-0,02\ (-10)$	0,15	0,93
Barnabé	-0,02 (-10)	0,17	0,92

4.3.2.2 Evento 2: 21 de agosto de 2016

Nos dias 21 e 22 de agosto de 2016, um evento meteoceanográfico extremo atingiu o SESSVB, devido a uma frente fria associada a um ciclone extratropical, que produziu fortes ventos costeiros oriundos do quadrante Sul-Sudoeste (SSW) e elevou o nível da água na costa, causando graves danos devido a inundações costeiras e o fechamento do Porto de Santos por 30 horas, de acordo com a Companhia Docas do Estado de São Paulo (CODESP). Além disso, o sistema de monitoramento em tempo real da Praticagem de São Paulo registrou 4,2 m de altura significativa das ondas na Baía de Santos, caracterizando um dos eventos meteoceanográficos extremos mais potentes das últimas décadas. Os resultados de modelos numéricos processados pelo NPH-UNISANTA indicaram direção de pico da onda de 205° (SSW), em que as ondas incidem na região da Ponta da Praia com maior energia, consequentemente provocando maiores danos à infraestrutura urbana. O evento oceanográfico extremo (maré meteorológica > 0,38 m) ocorreu entre os dias 21 e 22 de agosto de 2016, totalizando 21 horas de duração.

Durante este evento, os dados do CFSv2 indicaram um centro de baixa pressão localizado a 39° S 25° W, com ventos costeiros de até 20 m/s perto do Estado de São Paulo (Figura 4.24). A estação meteorológica da Praticagem de São Paulo na Ilha das Palmas mediu velocidades de vento de até 18 m/s, enquanto os resultados do CFSv2 foram de cerca de 13,5 m/s no mesmo local.

Os resultados numéricos do modelo hidrodinâmico para o SESSVB, nas condições de enchente (21/ago. 15h) e vazante (21/ago. 20h) e durante a alta da maré (21/ago. 17h) são apresentadas nas Figuras 4.25, 4.26 e 4.27, respectivamente, e indicam correntes máximas de enchente (vazante) de 1,3 m/s (0,7 m/s) no Canal do Porto de Santos, de 1,4 m/s (1,1 m/s) no Canal de São Vicente e 1,1 m/s (0,9 m/s) no Canal de Bertioga. Com relação à estofa de preamar, o nível do mar foi de 1,9 m na Baía de Santos e 2,1 m no interior do estuário, com 2,0 m no Canal do Porto de Santos e 1,9 m nos Canais de São Vicente e Bertioga.

As comparações entre os picos observados e modelados são apresentadas na Figura 4.28. A Tabela 4.12 exibe erros de pico (metros) e atrasos (minutos) e resume os índices estatísticos ao longo dos eventos extremos. As *storm tides* (st1-ago e st2-ago) foram representadas pelo modelo numérico sem atrasos nas estações Praticagem e Capitania; nessas estações, a simulação subestimou as medições no primeiro pico em 0,02 m e 0,05 m e superestimou o segundo pico em 0,08 m e 0,09 m, respectivamente. Na estação Palmas, o modelo subestimou os dados medidos em 0,10 m e 0,01 m, com atrasos de 20 e 30 minutos. A estação Barnabé não realizou medições nesse período. Durante o evento extremo, foram obtidos *skill scores* entre 0,94-0,96 e RMSE entre 0,15-0,20 m.



Figura 4.24: Campos de vento e pressão atmosférica ao nível do mar do modelo atmosférico CFSv2, durante o evento extremo ocorrido em agosto de 2016. A escala de cores representa a velocidade do vento (m/s) e as setas indicam a direção do vento, enquanto as linhas pretas representam as isóbaras (hPa).



Figura 4.25: Resultados do campo de correntes no SESSVB do modelo hidrodinâmico Delft3D, em condição de maré enchente, para o evento extremo ocorrido em agosto de 2016. A escala de cores representa a velocidade das correntes (m/s) e as setas indicam a direção das correntes.



Figura 4.26: Resultados do campo de correntes no SESSVB do modelo hidrodinâmico Delft3D, em condição de maré vazante, para o evento extremo ocorrido em agosto de 2016. A escala de cores representa a velocidade das correntes (m/s) e as setas indicam a direção das correntes.



Figura 4.27: Resultados dos campos de nível do mar e correntes no SESSVB do modelo hidrodinâmico *Delft3D*, para o evento extremo ocorrido em agosto de 2016. A escala de cores representa o nível do mar (m) e as setas indicam a velocidade e direção das correntes.



Figura 4.28: Variações do nível do mar durante o evento extremo ocorrido em agosto de 2016. As linhas pretas (azuis) indicam elevações observadas (simuladas) (m). As linhas sólidas mostram o nível do mar, enquanto as linhas tracejadas e as marcadas com "x" mostram as componentes astronômica e meteorológica do nível do mar, respectivamente. Os picos críticos do nível do mar (*storm tides*) e as marés meteorológicas extremas (*storm surges*) são destacados em cada gráfico.

Tabela 4.12 - Erros de pico (m) e atrasos no tempo (min) para os picos do evento extremo de agosto de 2016 (storm tides st1-ago e st2-ago); raiz do erro quadrático médio (rmse) e skill score obtidos para o período de ocorrência do evento extremo (maré meteorológica >0,38 m). Os erros de pico representam as diferenças entre o nível do mar simulado e o observado (s - o), com valores positivos (negativos) indicando que a storm tide simulada é mais alta (mais baixa) que o pico observado. Valores positivos (negativos) de atraso indicam que a storm surge modelada ocorreu mais tarde (mais cedo) que o pico observado.

Evento 2	21/08 02h	– 22/08 12h (maré m	eteorológica >	0,38 m)
	erros de pico	(m) (atrasos (min))	avaliação dos	resultados
Estação	st1-ago	st2-ago	RMSE (m)	Skill
Palmas	-0, 10 (+20)	-0,01 (+30)	0,20	0,94
Praticagem	-0,02 (0)	+0,08(0)	0,15	0,96
Capitania	-0,05~(0)	+0,09(0)	$0,\!17$	0,96
Barnabé	-	-	-	-

4.3.2.3 Evento 3: 16 de setembro de 2016

Nos dias 15 e 16 de setembro de 2016, ocorreu um evento meteoceanográfico extremo que não causou danos graves à infraestrutura urbana. As estações da Praticagem de São Paulo registraram 2,3 m de altura significativa das ondas na Baía de Santos, e os resultados numéricos do NPH-UNISANTA indicaram direção de 195° (SSW). No entanto, o nível do mar atingiu um nível mais alto em comparação com os outros eventos analisados, provavelmente devido à condição astronômica de sizígia, amplificada pela duração do ciclone , com marés astronômica e meteorológica de 1,5 m e 0,7 m; o nível do mar atingiu 2,1 m na região da Baía de Santos e 2,4 m no interior do estuário. As ondas de maré se amplificam à medida que as perturbações entram no estuário, para uma região de baixa topografia, na qual muitas pessoas residem, mais suscetível a inundações costeiras, independentemente da energia das ondas. Portanto, esse evento provavelmente causou uma enorme perda econômica para esses moradores; ocorreu entre a tarde do dia 15 e a noite do dia 16 de setembro de 2016, totalizando 31 horas de duração.

Durante este evento, os dados do CFSv2 indicaram um centro de baixa pressão localizado no oceano – em 41° S 38° W, que em conjunto com um centro de alta pressão localizado no continente, provocaram ventos costeiros da ordem de 10 m/s perto do Estado de São Paulo e acima de 15 m/s no oceano (Figura 4.29). A estação meteorológica da Praticagem de São Paulo, na Ilha das Palmas, mediu velocidades de vento de até 18 m/s, enquanto os resultados do CFSv2 foram de cerca de 13,5 m/s no mesmo local.

Os resultados numéricos do modelo hidrodinâmico para o SESSVB durante as condições de enchente (16/set. 00h) e vazante (16/set. 07h) e durante a alta da maré (16/set. 03h) são apresentados nas Figuras 4.30, 4.31 e 4.32, respectivamente, e indicam correntes máximas de enchente (vazante) de 1,2 m/s (1,0 m/s) no Canal do Porto de Santos, de 1,5 m/s (1,5 m/s) no Canal de São Vicente e de 1,2 m/s (1,2 m/s) no Canal de Bertioga. Durante a estofa de preamar, o nível foi de 2,1 m na Baía de Santos e 2,3 m no interior do estuário, com 2,1 m nos Canais do Porto de Santos e de São Vicente e 2,0 m no Canal de Bertioga.

As comparações entre os picos observados e modelados são apresentadas na Figura 4.33. A Tabela 4.13 exibe erros de pico (metros) e atrasos (minutos) e resume os índices estatísticos ao longo dos eventos extremos. A primeira *storm tide* (st1-set) simulada ocorreu antes das medições em até 30 minutos, com valores entre 0,12 m (Praticagem) e 0,21 m (Barnabé) abaixo das observações. O segundo pico (st2-set) foi melhor representado, com erro de pico máximo de 0,06 m e atrasos de até 30 minutos. Durante o evento extremo, foram obtidos *skill scores* de 0,97 em Palmas e 0,98 nas demais estações, com RMSE entre 0,14-0,16 m.



Figura 4.29: Campos de vento e pressão atmosférica ao nível do mar do modelo atmosférico CFSv2, durante o evento extremo ocorrido em setembro de 2016. A escala de cores representa a velocidade do vento (m/s) e as setas indicam a direção do vento, enquanto as linhas pretas representam as isóbaras (hPa).



Figura 4.30: Resultados do campo de correntes no SESSVB do modelo hidrodinâmico Delft3D, em condição de maré enchente, para o evento extremo ocorrido em setembro de 2016. A escala de cores representa a velocidade das correntes (m/s) e as setas indicam a direção das correntes.



Figura 4.31: Resultados do campo de correntes no SESSVB do modelo hidrodinâmico *Delft3D*, em condição de maré vazante, para o evento extremo ocorrido em setembro de 2016. A escala de cores representa a velocidade das correntes (m/s) e as setas indicam a direção das correntes.



Figura 4.32: Resultados dos campos de nível do mar e correntes no SESSVB do modelo hidrodinâmico *Delft3D*, para o evento extremo ocorrido em setembro de 2016. A escala de cores representa o nível do mar (m) e as setas indicam a velocidade e direção das correntes.



Figura 4.33: Variações do nível do mar durante o evento extremo ocorrido em setembro de 2016. As linhas pretas (azuis) indicam elevações observadas (simuladas) (m). As linhas sólidas mostram o nível do mar, enquanto as linhas tracejadas e as marcadas com "x" mostram as componentes astronômica e meteorológica do nível do mar, respectivamente. Os picos críticos do nível do mar (*storm tides*) e as marés meteorológicas extremas (*storm surges*) são destacados em cada gráfico.

Tabela 4.13 - Erros de pico (m) e atrasos no tempo (min) para os picos do evento extremo de setembro de 2016 (storm tides st1-set e st2-set); raiz do erro quadrático médio (rmse) e skill score obtidos para o período de ocorrência do evento extremo (maré meteorológica >0,38 m). Os erros de pico representam as diferenças entre o nível do mar simulado e o observado (s - o), com valores positivos (negativos) indicando que a storm tide simulada é mais alta (mais baixa) que o pico observado. Valores positivos (negativos) de atraso indicam que a storm surge modelada ocorreu mais tarde (mais cedo) que o pico observado.

Evento 3	15/09 14h	– 16/09 21h (maré m	eteorológica >	0,38 m)
	erros de pico	(m) (atrasos (min))	avaliação dos	resultados
Estação	st1-set	st2-set	RMSE (m)	Skill
Palmas	-0,19(-10)	-0,01 (+10)	0,16	$0,\!97$
Praticagem	-0,12(-20)	+0,06 $(+30)$	0,14	0,98
Capitania	-0,17(-30)	+0,03(-10)	0,14	0,98
Barnabé	-0,21 (-30)	0,00~(0)	0,15	0,98

4.3.2.4 Evento 4: 29 de outubro de 2016

Entre os dias 28 e 30 de outubro de 2016, ocorreu um evento meteoceanográfico extremo, caracterizado pela passagem de um ciclone extratropical no oceano – em 36° S 42° W, e presença de um anticiclone no continente, provocando ventos intensos oriundos de quadrante Sudoeste (SW). Os sensores da Praticagem de São Paulo registraram ondas de 3,2 m na Baía de Santos; os modelos numéricos do NPH-UNISANTA indicaram direção de pico de 205°. A *storm surge* ocorreu próximo ao pico da sizígia, com maré astronômica de 1,5 m e maré meteorológica superior a 0,8 m; o nível do mar alcançou 2,32 m na região da Ponta da Praia e 2,46 m no interior do estuário, sendo estes os maiores valores já registrados desde 2012, quando se iniciou a medição de dados na região. Essa sobre-elevação se dá por conta da duração do ciclone e dos fortes ventos oceânicos de Sudoeste (SW), que provocam o empilhamento da água na região costeira. O evento oceanográfico extremo (maré meteorológica > 0,38 m) ocorreu entre a tarde do dia 28 e a madrugada do dia 30 de outubro de 2016, totalizando 35 horas de duração.

Durante este evento, os dados do CFSv2 indicaram um centro de baixa pressão localizado a 36° S 41° W, que em conjunto com um centro de alta pressão localizado no continente, provocou ventos costeiros acima de 10 m/s perto do Estado de São Paulo e da ordem de 25 m/s no oceano (Figura 4.34). A estação meteorológica da Praticagem de São Paulo na Ilha das Palmas mediu velocidades de vento de até 16 m/s, enquanto os resultados do CFSv2 foram de cerca de 8,7 m/s no mesmo local.

Os resultados numéricos do modelo hidrodinâmico para o SESSVB durante as condições de enchente (28/out. 23h) e vazante (29/out. 06h) e durante a alta da maré (29/out. 02h) são apresentadas nas Figuras 4.35, 4.36 e 4.37, respectivamente, e indicam correntes máximas de enchente (vazante) de 1,0 m/s e (0,8 m/s) no Canal do Porto de Santos, de 1,3 m/s (1,2 m/s) no Canal de São Vicente e 1,1 m/s (1,1 m/s) no Canal de Bertioga. Com relação à estofa de preamar, o nível do mar simulado foi de 2,1 m na Baía de Santos e 2,2 m no interior do estuário, com 2,1 m nos Canais do Porto de Santos e de São Vicente e 2,0 m no Canal de Bertioga.

As comparações entre os picos observados e modelados são apresentadas na Figura 4.38. A Tabela 4.14 exibe erros de pico (metros) e atrasos (minutos) e resume os índices estatísticos ao longo dos eventos extremos. A primeira *storm tide* (st1-out) simulada ocorreu com atrasos de até 40 minutos e subestimou as medições em valores entre 0,21 m (Praticagem) e 0,33 m (Barnabé). A segunda *storm tide* (st2-out) também subestimou os dados, porém a diferença foi menor (entre 0,09 m e 0,24 m) e o pico ocorreu mais cedo do que o observado. Durante o evento extremo, foram obtidos *skill scores* de 0,95 em Palmas e 0,97 nas demais estações, com RMSE entre 0,14-0,20 m.



Figura 4.34: Campos de vento e pressão atmosférica ao nível do mar do modelo atmosférico CFSv2, durante o evento extremo ocorrido em outubro de 2016. A escala de cores representa a velocidade do vento (m/s) e as setas indicam a direção do vento, enquanto as linhas pretas representam as isóbaras (hPa).



Figura 4.35: Resultados do campo de correntes no SESSVB do modelo hidrodinâmico Delft3D, em condição de maré enchente, para o evento extremo ocorrido em outubro de 2016. A escala de cores representa a velocidade das correntes (m/s) e as setas indicam a direção das correntes.



Figura 4.36: Resultados do campo de correntes no SESSVB do modelo hidrodinâmico Delft3D, em condição de maré vazante, para o evento extremo ocorrido em outubro de 2016. A escala de cores representa a velocidade das correntes (m/s) e as setas indicam a direção das correntes.



Figura 4.37: Resultados dos campos de nível do mar e correntes no SESSVB do modelo hidrodinâmico *Delft3D*, para o evento extremo ocorrido em outubro de 2016. A escala de cores representa o nível do mar (m) e as setas indicam a velocidade e direção das correntes.



Figura 4.38: Variações do nível do mar durante o evento extremo ocorrido em outubro de 2016. As linhas pretas (azuis) indicam elevações observadas (simuladas) (m). As linhas sólidas mostram o nível do mar, enquanto as linhas tracejadas e as marcadas com "x" mostram as componentes astronômica e meteorológica do nível do mar, respectivamente. Os picos críticos do nível do mar (*storm tides*) e as marés meteorológicas extremas (*storm surges*) são destacados em cada gráfico.

Tabela 4.14 - Erros de pico (m) e atrasos no tempo (min) para os picos do evento extremo de outubro de 2016 (storm tides st1-out e st2-out); raiz do erro quadrático médio (rmse) e skill score obtidos para o período de ocorrência do evento extremo (maré meteorológica >0,38 m). Os erros de pico representam as diferenças entre o nível do mar simulado e o observado (s - o), com valores positivos (negativos) indicando que a storm tide simulada é mais alta (mais baixa) que o pico observado. Valores positivos (negativos) de atraso indicam que a storm surge modelada ocorreu mais tarde (mais cedo) que o pico observado.

Evento 4	28/10 14h	– 30/10 01h (maré m	eteorológica 🗦	> 0,38 m)
Locato 4	erros de pico	(m) (atrasos (min))	avaliação do	s resultados
Estação	st1-out	st2-out	RMSE (m)	Skill
Palmas	-0,28 (+40)	-0,24 (-20)	0,20	$0,\!95$
Praticagem	-0,21 (+20)	-0,09 (0)	0,14	$0,\!97$
Capitania	-0,26 (+10)	-0,15(0)	0,16	$0,\!97$
Barnabé	-0,33(-10)	-0, 20 (-30)	0,17	$0,\!97$

4.3.2.5 Evento 5: 15 de dezembro de 2016

Entre os dias 15 e 16 de dezembro de 2016, um evento meteoceanográfico extremo atingiu o SESSVB por aproximadamente 22 horas, devido à passagem de uma frente fria associada a um ciclone extratropical e à presença de um anticiclone no continente, que produziram ventos de quadrante Sudoeste (SW), provocando o empilhamento de água na região costeira. Com relação à agitação marítima, a Praticagem de São Paulo registrou ondas de 2,4 m na Baía de Santos; os modelos numéricos do NPH-UNISANTA indicaram direção de pico de 185° (S), em que as ondas atingem com maior energia a região das praias e não causam maiores impactos nas estruturas urbanas da cidade de Santos. Os pluviômetros automáticos do CEMADEN não registraram precipitações elevadas, apesar dos acumulados de 50 mm durante a passagem da frente fria, no dia 12/dez. A *storm surge* ocorreu próximo ao pico da sizígia, com maré astronômica de 1,4 m e maré meteorológica superior a 0,4 m; o nível do mar alcançou 1,99 m na região da Ponta da Praia e 2,07 m no interior do estuário.

Durante este evento, os dados do CFSv2 indicaram um centro de baixa pressão localizado a 44° S 36° W, com ventos oceânicos de 15 m/s, e costeiros de 10 m/s perto do Estado de São Paulo (Figura 4.39). A estação meteorológica da Praticagem de São Paulo na Ilha das Palmas mediu velocidades de vento de até 11,3 m/s, enquanto os resultados do CFSv2 foram de cerca de 9,2 m/s no mesmo local.

Os resultados numéricos do modelo hidrodinâmico para o SESSVB durante as condições de enchente (15/dez. 01h) e vazante (15/dez. 08h) e durante a alta da maré (15/dez. 03h) são apresentados nas Figuras 4.40, 4.41 e 4.42, respectivamente, e indicam correntes máximas de enchente (vazante) de 1,2 m/s (0,8 m/s) no Canal do Porto de Santos, de 1,4 m/s (0,9 m/s) no Canal de São Vicente e de 1,2 m/s (0,9 m/s) no Canal de Bertioga. Com relação à estofa de preamar, o nível do mar foi de 1,9 m na Baía de Santos e 2,0 m no interior do estuário, com 2,0 m nos Canais do Porto de Santos e de São Vicente e 1,8 m no Canal de Bertioga.

As comparações entre picos observados e modelados são apresentadas na Figura 4.43. A Tabela 4.15 exibe erros de pico (metros) e atrasos (minutos) e resume os índices estatísticos ao longo dos eventos extremos. O primeiro pico de maré simulado (st1-dez) ocorreu até 70 minutos mais cedo e foi inferior aos valores observados entre 0,05-0,21 m. O segundo pico simulado (st2-dez) também ocorreu mais cedo, em até 40 minutos, e subestimou os dados em 0,02 m, 0,01 m e 0,15 m nas estações Palmas, Praticagem e Capitania, enquanto na estação Barnabé o nível simulado foi superior ao observado em 0,01 m e ocorreu 50 minutos antes. Durante os extremos, foram obtidos *skill scores* de 0,94 para a estação Capitania e 0,98 para as demais estações, com RMSE entre 0,10-0,20 m.



Figura 4.39: Campos de vento e pressão atmosférica ao nível do mar do modelo atmosférico CFSv2, durante o evento extremo ocorrido em dezembro de 2016. A escala de cores representa a velocidade do vento (m/s) e as setas indicam a direção do vento, enquanto as linhas pretas representam as isóbaras (hPa).



Figura 4.40: Resultados do campo de correntes no SESSVB do modelo hidrodinâmico Delft3D, em condição de maré enchente, para o evento extremo ocorrido em dezembro de 2016. A escala de cores representa a velocidade das correntes (m/s) e as setas indicam a direção das correntes.



Figura 4.41: Resultados do campo de correntes no SESSVB do modelo hidrodinâmico *Delft3D*, em condição de maré vazante, para o evento extremo ocorrido em dezembro de 2016. A escala de cores representa a velocidade das correntes (m/s) e as setas indicam a direção das correntes.



Figura 4.42: Resultados dos campos de nível do mar e correntes no SESSVB do modelo hidrodinâmico *Delft3D*, para o evento extremo ocorrido em dezembro de 2016. A escala de cores representa o nível do mar (m) e as setas indicam a velocidade e direção das correntes.



Figura 4.43: Variações do nível do mar durante o evento extremo ocorrido em dezembro de 2016. As linhas pretas (azuis) indicam elevações observadas (simuladas) (m). As linhas sólidas mostram o nível do mar, enquanto as linhas tracejadas e as marcadas com "x" mostram as componentes astronômica e meteorológica do nível do mar, respectivamente. Os picos críticos do nível do mar (*storm tides*) e as marés meteorológicas extremas (*storm surges*) são destacados em cada gráfico.

Tabela 4.15 - Erros de pico (m) e atrasos no tempo (min) para os picos do evento extremo de dezembro de 2016 (storm tides st1-dez e st2-dez); raiz do erro quadrático médio (rmse) e skill score obtidos para o período de ocorrência do evento extremo (maré meteorológica >0,38 m). Os erros de pico representam as diferenças entre o nível do mar simulado e o observado (s - o), com valores positivos (negativos) indicando que a storm tide simulada é mais alta (mais baixa) que o pico observado. Valores positivos (negativos) de atraso indicam que a storm surge modelada ocorreu mais tarde (mais cedo) que o pico observado.

Evento 5	$15/12 06h - 16/12 04h (mar {\acute{e}} meteorol {\acute{o}} gica > 0, 38 m)$			
	erros de pico	(m) (atrasos (min))	avaliação do	os resultados
Estação	st1- dez	st2-dez	RMSE (m)	Skill
Palmas	-0,11 (-50)	-0,02 (-30)	0,11	0,98
Praticagem	-0,05(-60)	-0,01 (-30)	0,10	0,98
Capitania	-0,21 (-70)	-0,15(-40)	0,20	0,94
Barnabé	-0,08(-70)	+0,01 (-50)	0,13	0,98
Capítulo 5_

Conclusões

Este estudo teve como objetivo implementar um sistema de três modelos numéricos tridimensionais aninhados para reproduzir os eventos oceanográficos extremos de 2016, nos quais o estado de alerta foi alcançado, para o Sistema Estuarino de Santos, São Vicente e Bertioga.

Os resultados das simulações realizadas levam à conclusão de que o modelo representou satisfatoriamente a hidrodinâmica do SESSVB, com *skill scores* médios de 0,96 \pm 0,01 para o nível do mar e 0,81 \pm 0,07 para a componente de corrente significativa em cada estação analisada, com valores médios de RMSE 0,15 \pm 0,02 m e 0,20 \pm 0,07 m/s, respectivamente. Os *skill scores* médios no nível do mar e o RMSE para os eventos de maré meteorológicas extrema foram de 0,96 \pm 0,02 e 0,15 \pm 0,03 m. As simulações para os eventos oceanográficos extremos no ano de 2016 subestimaram a maré meteorológica em 0,11 \pm 0,07 m, em média, com um atraso na ordem de minutos nos eventos 2, 4 e 5 (agosto, outubro e dezembro) e horas nos eventos 1 e 3 (abril e setembro). A duração média dos eventos foi de 29, 8 \pm 7, 36 h. Considerando todos os picos observados (simulados) de nível do mar acima de 2,0 metros, a média foi de 2, 10 \pm 0, 17 m (2, 01 \pm 0, 12 m), com maré meteorológica média de 0, 67 \pm 0, 14 m (0, 56 \pm 0, 10 m).

Há uma convergência (divergência) das correntes enchentes (vazantes) no canal de Bertioga, em concordância com o que foi apresentado por Harari e Camargo (1998). A inversão das correntes enchentes para as vazantes ocorreu mais cedo no interior do estuário em direção à Baía de Santos, e o contrário ocorreu durante as inversões de vazante para enchente. Os picos de maré ocorrem mais tarde nas regiões internas do estuário, devido à propagação das ondas de maré nos canais de São Vicente e Santos. Além disso, embora as amplitudes de maré aumentem em direção ao interior do estuário, o Canal do Porto de Santos pode ser considerado um estuário síncrono (Costa et al., 2019). Portanto, a amplitude e as correntes das marés são aproximadamente constantes ao longo do estuário.

Os resultados obtidos reforçam a ideia de que o SESSVB é um ecossistema complexo

em que várias condições distintas podem ocorrer em consequência da formação e deslocamento de ciclones tropicais ou extratropicais. Cada evento meteoceanográfico extremo é único, com parâmetros específicos: posição e trajetória do centro de baixa pressão; presença/ausência e posição de um centro de alta pressão no continente; condição das marés astronômicas (sizígia/quadratura); precipitações e vazões dos rios; velocidade e direção dos ventos, associados à possível formação de células convectivas; altura, direção e período das ondas; e morfologia das praias.

Uma limitação deste estudo é que todas as estações observacionais da Praticagem de São Paulo estão localizadas no Canal do Porto de Santos; portanto, não é possível comparar observações e resultados do modelo em todo o domínio da grade numérica. Uma fonte adicional de erro são as descargas fluviais: foram utilizados valores médios mensais, que não representam vazões variáveis em tempo real, que dependem de chuvas altamente variáveis nas bacias hidrográficas.

Futuramente, as simulações e previsões numéricas poderão ser aprimoradas em função da imposição de condições de contorno mais precisas (tanto para os contornos abertos como para a superfície do mar), utilização de dados de vazões fluviais mais realísticos (com medições contínuas precisas), adoção de grades mais refinadas (desde a região costeira até a área estuarina) e aprimoramentos nas parametrizações dos modelos (para coeficientes friccionais e para as trocas de calor na interface ar-mar).

Apesar das limitações observadas, os resultados deste estudo apoiam a ideia de que é possível reproduzir os processos hidrodinâmicos no SESSVB com índices *skill score* muito altos e erros baixos. Assim, embora os eventos extremos simulados tenham ficado abaixo dos valores observados, essa configuração do modelo mostra potencial para ser utilizada em sistemas de alerta precoce, ajudando assim as defesas civis locais na tomada de decisões para a proteção de pessoas e propriedades.

Referências Bibliográficas

- Aarup T., Church J., Wilson W. S., Woodworth P. L., Sea-level Rise and Variability: A summary for policy makers, 2010
- Alvares C. A., Stape J. L., Sentelhas P. C., De Moraes Gonçalves J. L., Sparovek G., Köppen's climate classification map for Brazil, Meteorologische Zeitschrift, 2013, vol. 22, p. 711
- Baptistelli S. C., Análise crítica da utilização de modelagem matemática na avaliação da dispersão de efluentes leves no litoral da Baixada Santista (Estado de São Paulo)., Universidade de São Paulo, Escola Politécnica, 2008, Tese de Doutorado, 314
- Bastidas L. A., Knighton J., Kline S. W., Parameter sensitivity and uncertainty analysis for a storm surge and wave model, Natural Hazards and Earth System Sciences, 2016, vol. 16, p. 2195
- Blumberg A. F., Mellor G. L., A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model, Coastal and Estuarine Sciences, 1987, vol. 4, p. 16
- Braunschweig F., Leitao P. C., Fernandes L., Pina P., Neves R. J., The object-oriented design of the integrated water modelling system MOHID, Developments in Water Science, 2004
- Camargo R., Harari J., Modelagem numérica de ressacas na plataforma sudeste do Brasil a partir de cartas sinóticas de pressão atmosférica na superfície, Boletim do Instituto Oceanográfico, São Paulo, 1994, vol. 42, p. 19
- Campos R. M., Camargo R. D., Harari J., Caracterização de eventos extremos do nível do mar em Santos e sua correspondência com as reanálises do modelo do NCEP no sudoeste do Atlântico Sul, Revista Brasileira de Meteorologia, 2010, vol. 25, p. 175

- Castro B. M., Miranda L. B., Miyao S. Y., Condições hidrográficas na plataforma continental ao largo de Ubatuba: variações sazonais e em média escala, Boletim do Instituto Oceanográfico, 1987, vol. 35, p. 135
- Chai T., Draxler R. R., Root mean square error (RMSE) or mean absolute error (MAE)? -Arguments against avoiding RMSE in the literature, Geoscientific Model Development, 2014
- Chune S., Nouel L., Fernandez E., Derval C., Tressol M., Dussurget R., , 2020 Global Ocean Sea Physical Forecasting Products. Product User Manual
- Church J. A., Clark P. U., Cazenave A., Gregory J. M., Jevrejeva S., Levermann A., Merrifield M. A., Milne G. A., Nerem R. S., Nunn P. D., Payne A. J., Pfeffer W. T., Stammer D., Unnikrishnan A. S., 2013 in , Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. pp 1137–1216
- Church J. A., White N. J., A 20th century acceleration in global sea-level rise, Geophysical Research Letters, 2006, vol. 33
- Cirano M., Campos E. J. D., Numerical diagnostic of the circulation in the Santos Bight with COROAS hydrographic data, Revista Brasileira de Oceanografia, 1996
- CODESP, 2018 Technical report Companhia Docas do Estado de São Paulo Relatório de gestão 2018
- Costa C. d. G. R., Physical processes in the Santos-São Vicente-Bertioga Estuarine System
 : from observations to forecasts São Paulo, Universidade de São Paulo, 2019, Tese de Doutorado, 129
- Costa C. G. R., Leite J. R. B., Castro B. M., Blumberg A. F., Georgas N., Dottori M., Jordi A., An operational forecasting system for physical processes in the Santos-Sao Vicente-Bertioga Estuarine System, Southeast Brazil, Ocean Dynamics, 2019
- Costello A., Abbas M., Allen A., Ball S., Bell S., Bellamy R., Friel S., Groce N., Johnson A., Kett M., et al., Managing the health effects of climate change: lancet and University College London Institute for Global Health Commission, The Lancet, 2009, vol. 373, p. 1693
- Cushman-Roisin B., Beckers J.-M., Introduction to Geophysical Fluid Dynamics. Physical and Numerical Aspects, 2010
- Dean R. G., Dalrymple R. A., Coastal Processes with Engineering Applications. Cambridge University Press Cambridge, 2001

Defant A., Physical Oceanography. Pergamon Press New York, 1961

- Deltares, 2018a Technical report DELFT3D-FLOW Simulation of multi-dimensional hydrodynamic flows and transport phenomena, including sediments
- Deltares, 2018b Technical report Delft3D Functional Specifications
- DHI, 2008 Technical report Porto de Santos: Modelagem do Transporte de Sedimentos.
- Egbert G. D., Erofeeva S. Y., Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides, Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 2002
- Ekman V. W., On The Influence of the Earth's Rotation on Ocean-Currents. University Microfilms, Inc., 1905
- Emery K. O., Aubrey D. G., Emery K. O., Aubrey D. G., , 1991 in , Sea Levels, Land Levels, and Tide Gauges
- Emílsson I., The shelf and coastal waters off southern Brazil, Boletim do Instituto Oceanográfico, 1961
- Farr T. G., Rosen P. A., Caro E., Crippen R., Duren R., Hensley S., Kobrick M., Paller M., Rodriguez E., Roth L., Seal D., Shaffer S., Shimada J., Umland J., Werner M., Oskin M., Burbank D., Alsdorf D. E., The shuttle radar topography mission, Reviews of Geophysics, 2007
- FitzGerald D. M., Fenster M. S., Argow B. A., Buynevich I. V., Coastal Impacts Due to Sea-Level Rise, Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 2008, vol. 36, p. 601
- Flagg C., Vermersch J., Beardsley R., 1976 Technical report 1974 M.I.T. New England Shelf dynamics experiment (March, 1974) data report part II; The moored array: M.I.T. report 76-1. Cambridge, Mass., Massachusetts Institute of Technology.
- Franco A. d. S., Marés: Fundamentos, Análise e Previsão, 2002
- Gregorio H. P., Modelagem Numérica da Dispersão da Pluma do Emissário Submarino de Santos Dissertação, 2009, Tese de Doutorado, 125
- Harari J., Fundamentos de Modelagem Numérica em Oceanografia. São Paulo, 2015, 246
- Harari J., Cacciari P., Camargo R., Resultados da modelagem numérica hidrodinâmica em simulações tridimensionais das correntes de maré na Baixada Santista, Revista Brasileira de Recursos Hídricos, 2000

- Harari J., Camargo R., Simulação da propagação das nove principais componentes de maré na plataforma sudeste Brasileira através de modelo numérico hidrodinámico, Brazilian Journal of Oceanography, 1994
- Harari J., Camargo R., Tides and mean sea level variabilities in Santos (SP), 1944 to 1989, Relatório Interno do Instituto Oceanográfico, 1995, vol. 36, p. 1
- Harari J., Camargo R., Modelagem numérica da região costeira de Santos (SP): circulação de maré, Revista Brasileira de Oceanografia, 1998, vol. 46, p. 135
- Harari J., Camargo R., Numerical simulation of the tidal propagation in the coastal region of Santos (Brazil, 24°S 46°W), Continental Shelf Research, 2003
- Harari J., Camargo R., Cacciari P. L., de São Paulo. Instituto Oceanográfico U., Implantação de um sistema de previsão de marés e de correntes de maré na Baixada Santista através de modelo numérico tridimensional, Relatório Interno do Instituto Oceanográfico, 1999, vol. 45, p. 1
- Harari J., Camargo R., Souza C. R. d. G., Nunes L. H., , 2018 in , Climate Change in Santos Brazil: Projections, Impacts and Adaptation Options
- Harari J., Gordon M., Simulações Numéricas da Dispersão de Substâncias no Porto e Baía de Santos, sob a Ação de Marés e Ventos, Revista Brasileira de Recursos Hídricos, 2001
- Harari J., Miranda L. B. D., Bérgamo A. L., Correa M. A., Hidrografia , correntometria e modelagem numérica em apoio a obras de engenharia costeira no canal de Piaçaguera (Santos – SP), 2002
- Horstman E., Dohmen-Janssen M., Hulscher S., Modeling tidal dynamics in a mangrove creek catchment in Delft3D, Coastal Dynamics, 2013
- IBGE, 2010 Censo Demográfico. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
- IBGE, 2019 Cidades. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
- IPCC Climate Change 2014 Impacts, Adaptation and Vulnerability: Part A: Global and Sectoral Aspects: Working Group II Contribution to the IPCC Fifth Assessment Report. vol. 1, Cambridge University Press Cambridge, 2014
- Johannessen O. M., Miranda L. B. D., Minussi I., Preliminary study of seasonal sea level variations along the southern part of the Brazilian coast. Contr. Inst. oceanogr. Univ. S. Paulo, sér, Oceanogr. fis., 1967
- Kees Nederhoff Ap van Dongeren van Ormondt M., Delft Dashboard: a MATLAB- based rapid tool for setting up coastal and estuarine models, 2016, pp 1–74

- Koningsveld M., de Boer G. J., Baart F., Damsma T., den Heijer C., van Geer P., Sonnevile B. D., OpenEarth - Inter-Company Management of: Data, Models, Tools Knowledge, 2010
- Köppen W., Geiger G., Köppen, W., Handbuch der Klimatologie, 1936, p. 44
- Kulp S. A., Strauss B. H., New elevation data triple estimates of global vulnerability to sea-level rise and coastal flooding, Nature Communications, 2019
- Leitão J. C., Marcos M., Neves R., , 2008 Technical report Calibration of the hydrodynamic model for the Santos Estuary. Technical Report
- Leitão P., Leitão J., Ribeiro R., Sampaio A., Galvão P., Ribeiro J., Silva A., Serviços de previsão de alta resolução de condições meteo-oceanográficas e de eventos de poluição costeira. In VIII Congresso sobre Planeamento e Gestão das Zonas Costeiras dos Países de Expressão Portuguesa, 2015, p. 1
- McGranahan G., Balk D., Anderson B., The rising tide: Assessing the risks of climate change and human settlements in low elevation coastal zones, Environment and Urbanization, 2007, vol. 19, p. 17
- Marengo J., Muller-Karger F., Pelling M., Reynolds C. J., Merrill S. B., Nunes L. H., Paterson S., Gray A. J., Lockman J. T., Kartez J., Moreira F. A., Greco R., Harari J., Souza C. R. G., Alves L. M., Hosokawa E. K., Tabuchi E. K., An Integrated Framework to Analyze Local Decision Making and Adaptation to Sea Level Rise in Coastal Regions in Selsey (UK), Broward County (USA), and Santos (Brazil), American Journal of Climate Change, 2017
- MATLAB 8.5.0.197613 (R2015a). The MathWorks Inc. Natick, Massachusetts, 2015
- Mellor G. L., Users guide for a three-dimensional, primitive equation, numerical ocean model, Ocean Modelling, 2004
- Mendes J., Leitão P., Leitão J. C., Bartolomeu S., Rodrigues J., Dias J. M., Improvement of an operational forecasting system for extreme tidal events in santos estuary (Brazil), Geosciences (Switzerland), 2019, vol. 9
- Mesinger F., Arakawa a., Numerical methods used in atmospheric models, volume 1, Global Atmospheric Research Program World Meteorological Organization, 1976
- Mesquita A. R., Harari J., Tides and tide Gauges of Cananéia and Ubatuba Brazil (lat, 24°)., 1983

- Milne G. A., Gehrels W. R., Hughes C. W., Tamisiea M. E., Identifying the causes of sea-level change, Nature Geoscience, 2009, vol. 2, p. 471
- Miniussi I., Nível médio , nível de redução das sondagens e a variação anual do nível médio mensal do porto de Cananéia, Contrçõs Inst.oceanogr., 1958
- Miranda L. B., de Castro B. M., Kjerfve B., Circulation and mixing due to tidal forcing in the Bertioga Channel, Sao Paulo, Brazil, Estuaries, 1998
- Miranda L. B., Olle E. D., Bérgamo A. L., Silva L. D. S., Andutta F. P., Circulation and salt intrusion in the piaçaguera channel, Santos (SP), Brazilian Journal of Oceanography, 2012
- Monteiro C. A. d. F., A dinâmica climática e as chuvas no estado de São Paulo. Instituto de Geografia, Universidade de São Paulo, 1973, 130
- Neumann B., Vafeidis A. T., Zimmermann J., Nicholls R. J., Future coastal population growth and exposure to sea-level rise and coastal flooding - A global assessment, PLoS ONE, 2015
- NOAA, 2017 What is storm surge? National Ocean Service website
- NPH, 2017 Technical report Implantação do sistema de monitoramento e previsão da qualidade da água por meio de modelagem numérica ambiental e desenvolvimento de base de dados na Bacia Hidrográfica do Estuário de Santos São Vicente
- Pawlowicz R., Beardsley B., Lentz S., Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using TDE, Computers and Geosciences, 2002
- Pearson K., Mathematical Contributions to the Theory of Evolution. III. Regression, Heredity, and Panmixia, Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences, 1896
- Peel M. C., Finlayson B. L., McMahon T. A., Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification, Hydrology and Earth System Sciences, 2007
- Phillips N. A., A Coordinate System Having Some Special Advantages for Numerical Forecasting, Journal of Meteorology, 1957, vol. 14, p. 184
- Pugh D. T., Tides, surges and mean sea-level (reprinted with corrections), Marine and Petroleum Geology, 1996
- Resio D. T., Westerink J. J., Modeling the physics of storm surges Physics Today September 2008 Modeling the physics of storm surges Physics Today September 2008, 2008, vol. 7, p. 3

- Ribeiro R. B., Modelagem numérica da influência das fontes de nutrientes sobre a variabilidade da biomassa fitoplanctônica no sistema estuarino de Santos-São Vicente, Universidade de São Paulo, 2012, Tese de Doutorado
- Ribeiro R. B., Leitão J. C., Leitão P. C., Puia H. L., Sampaio A. F. P., Integration of high-resolution metocean forecast and observing systems at Port of Santos. In Ix Pianc-Copedec , 2016, p. 1
- Ribeiro R. B., Sampaio A. F. P., Leitão P., Leitão J., Puia H. L., Modelagem numérica operacional do nível do mar e correntes para o Estuário de Santos. In XI Simpósio sobre Ondas, Marés, Engenharia Oceânica e Oceanografia por Satélite, No. October, 2015
- Ribeiro R. B., Sampaio A. F. P., Ruiz M. S., Harari J., Influência do escoamento de águas pluviais na balneabilidade das praias em Santos, Brasil. In IX Congresso sobre Planeamento e Gestão das Zonas Costeiras dos Países de Expressão Portuguesa, 2019
- Ribeiro R. B., Sampaio A. F. P., Ruiz M. S., Leitão J. C., Leitão P. C., 2019 in Nunes L. H., Greco R., Marengo J. A., eds, Climate Change in Santos Brazil: Projections, Impacts and Adaptation Options. Springer International Publishing Cham Chapt. 7 pp 135–157
- Roopa C.K. H. B., 2018 in Nagabhushan T., Aradhya V., Jagadeesh P., Shukla S. M. C., ed., Cognitive Computing and Information Processing communicated, Springer International Publishing Singapore
- Roversi F., Rosman P., Harari J., Análise das trajetórias das águas continentais afluentes ao Sistema Estuarino de Santos, Revista Brasileira de Recursos Hídricos, 2016a, vol. 21, p. 242
- Roversi F., Rosman P. C. C., Harari J., Análise da renovação das águas do Sistema Estuarino de Santo usando modelagem computacional, Revista Ambiente e Agua, 2016b, vol. 11, p. 566
- Ruiz M. S., , 2016 Estudo comparativo do impacto da poluição difusa na balneabilidade das praias localizadas nas baías de Santos e de São Vicente (2015-2016). Monografia. Universidade Santa Cecília
- Ruiz M. S., Sampaio A. F. P., Ribeiro R. B., Harari J., Hydrodynamic Modeling of Storm Surges: Estuary of Santos - São Vicente - Bertioga. In Latin American Physics of Estuaries and Coastal Oceans, 2019
- Saha S., Moorthi S., Wu X., Wang J., Nadiga S., Tripp P., Behringer D., Hou Y. T., Chuang H. Y., Iredell M., Ek M., Meng J., Yang R., Mendez M. P., Van Den Dool H.,

Zhang Q., Wang W., Chen M., Becker E., The NCEP climate forecast system version 2, Journal of Climate, 2014

- Sampaio A. F. P., Avaliação da correlação entre parâmetros de qualidade da água e socioeconômicos no complexo estuarino de Santos - São Vicente, através de modelagem numérica ambiental, Universidade de São Paulo, 2010, Tese de Doutorado, 171
- Sampaio A. F. P., Ribeiro R. B., Ruiz M. S., Harari J., Almeida W. G., Leitão J. C., Chambel P., Eventos extremos na zona costeira de Santos - SP - Brasil no ano de 2016 e ações preventivas. In IX Congresso sobre Planeamento e Gestão das Zonas Costeiras dos Países de Expressão Portuguesa, 2019
- Sampaio A. F. P., Ribeiro R. B., Schmiegelow J. M. M., Santos J. A. P., Levantamento da área de cobertura do manguezal do sistema estuarino de Santos - São Vicente. In II Encontro Internacional Governança da Água - Experiências da América Latina e da Europa, 2009
- Santos, 2017 Decreto n.º 7.804, de 06 de julho. Plano Municipal de Contingência para ressecas e inundações
- Savitzky A., Golay M. J., Smoothing and Differentiation of Data by Simplified Least Squares Procedures, Analytical Chemistry, 1964
- Seiler L., Figueira R. C. L., Schettini C. A. F., Siegle E., Three-dimensional hydrodynamic modeling of the Santos-São Vicente-Bertioga estuarine system, Brazil, Regional Studies in Marine Science, 2020
- Shultz J. M., Shepherd J. M., Bagrodia R., Espinel Z., Tropical cyclones in a year of rising global temperatures and a strengthening El Niño, Disaster Health, 2014
- Souza C. R. d. G., Souza A. P., Harari J., , 2018 in , Climate Change in Santos Brazil: Projections, Impacts and Adaptation Options
- Speranzini B. T., On physical oceanography of the Santos Estuary, Delft University of Technology, 2017, Tese de Doutorado, 185
- Stech J. L., Lorenzzetti J. A., The response of the south Brazil bight to the passage of wintertime cold fronts, Journal of Geophysical Research: Oceans, 1992
- São Paulo, 1996 Lei Complementar Estadual nº 815, de 30 de julho de 1996. Cria a Região Metropolitana da Baixada Santista e autoriza o Poder Executivo a instituir o Conselho de Desenvolvimento da Região Metropolitana da Baixada Santista, a criar entidade autárquica a con

- São Paulo, 2016 Resolução CMIL 17-610 Cedec, de 28-11-2016. Edita o Plano Preventivo de Defesa Civil para erosão costeira, inundações costeiras e enchentes/alagamentos causados por evento meteorológicos-oceanográficos extremos como ressacas do mar e marés altas
- Verboom G. K., Slob A., Weakly-reflective boundary conditions for two-dimensional shallow water flow problems, Advances in Water Resources, 1984
- Willmott C. J., On the validation of models, Physical Geography, 1981
- Willmott C. J., Matsuura K., Advantages of the mean absolute error (MAE) over the root mean square error (RMSE) in assessing average model performance, Climate Research, 2005
- Yang S. H., Harari J., Braga E. S., Modelagem de plumas de efluentes entre Praia Grande e Peruíbe, litoral do estado de São Paulo, Brasil, Engenharia Sanitaria e Ambiental, 2019
- Yang S. H., Harari J., Ribeiro R. B., Cortez T., Ruiz M. S., Efeitos da intensificação de tempestadas em praias do Estado de São Paulo, Brasil. In IX Congresso sobre Planeamento e Gestão das Zonas Costeiras dos Países de Expressão Portuguesa, 2019
- Yassuda E., Modelo numérico do transporte de sedimentos no canal principal do estuário de Santos, Universidade de São Paulo, 1991, Dissertação de mestrado

Apêndice

Apêndice A.

Equações governantes do *Delft3D*-FLOW

O *Delft3D*-FLOW resolve as equações de Navier-Stokes para um fluido incompressível, assumindo as aproximações de Boussinesq e de águas rasas. Na equação do momento vertical, as acelerações verticais são desprezadas, o que leva à equação da pressão hidrostática. As velocidades verticais são calculadas em modelos 3D a partir da equação da continuidade. O conjunto de equações diferenciais parciais, condições iniciais e de contorno é resolvido através do método de diferenças finitas. Na direção horizontal, o modelo utiliza um sistema de coordenadas curvilíneas ortogonais. As equações analíticas são escritas em função das direções $\xi \in \eta$ (Deltares, 2018a).

- O Delft3D-FLOW suporta dois sistemas de coordenadas:
- Coordenadas cartesianas (ξ, η)
- Coordenadas esféricas (λ, ϕ)

No caso do sistema esférico, temos:

$$\begin{split} \xi &= \lambda, \\ \eta &= \phi, \\ \sqrt{G_{\xi\xi}} &= R \, \cos \phi, \\ \sqrt{G_{\eta\eta}} &= R \end{split} \tag{A.1}$$

onde $\lambda \in \phi$ representam longitude e latitude, respectivamente, e R
 representa o raio da Terra (R=6.378,137 km).

As componentes horizontais da velocidade são perpendiculares às faces dos elementos de grade, e as equações são formuladas em coordenadas curvilíneas ortogonais. A equação

da continuidade utiliza as componentes de corrente média na coluna d'água, sendo dada por:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{1}{\sqrt{G_{\xi\xi}}\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \left((d+\zeta) U \sqrt{G_{\eta\eta}} \right)}{\partial \xi} + \frac{1}{\sqrt{G_{\xi\xi}}\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \left((d+\zeta) V \sqrt{G_{\xi\xi}} \right)}{\partial \eta} = (d+\zeta) Q \quad (A.2)$$

onde U e V são as velocidades u e v integradas na coluna d'água; e Q representa as contribuições por unidade de área devido a descargas de rios ou retiradas de água, precipitação e evaporação:

$$U = \int_{-1}^{0} u \, d\sigma \tag{A.3}$$

$$V = \int_{-1}^{0} v \, d\sigma \tag{A.4}$$

$$Q = \int_{-1}^{0} (q_{in} - q_{out}) \, d\sigma + P - E \tag{A.5}$$

em que q_{in} e q_{out} são, respectivamente, as fontes e sumidouros locais por unidade de volume (1/s); P e E são os termos que representam as fontes e sumidouros de precipitação e evaporação, respectivamente. As equações de conservação de quantidade de movimento nas direções ξ , $\eta \in \sigma$, assumindo a pressão hidrostática, são dadas pelas equações:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{u}{\sqrt{G_{\xi\xi}}} \frac{\partial u}{\partial \xi} + \frac{v}{\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial u}{\partial \eta} + \frac{w}{d+\zeta} \frac{\partial u}{\partial \sigma} - \frac{v^2}{\sqrt{G_{\xi\xi}}\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \sqrt{G_{\eta\eta}}}{\partial \xi} + \frac{uv}{\sqrt{G_{\xi\xi}}\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \sqrt{G_{\xi\xi}}}{\partial \eta} - fv = -\frac{1}{\rho_0 \sqrt{G_{\xi\xi}}} P_{\xi} + F_{\xi} + \frac{1}{(d+\zeta)^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\nu_V \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right) + M_{\xi}$$
(A.6)

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{u}{\sqrt{G_{\xi\xi}}} \frac{\partial v}{\partial \xi} + \frac{v}{\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial v}{\partial \eta} + \frac{w}{d+\zeta} \frac{\partial v}{\partial \sigma} + \frac{uv}{\sqrt{G_{\xi\xi}}\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \sqrt{G_{\eta\eta}}}{\partial \xi} - \frac{u^2}{\sqrt{G_{\xi\xi}}\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \sqrt{G_{\xi\xi}}}{\partial \eta} + fu = -\frac{1}{\rho_0\sqrt{G_{\eta\eta}}} P_\eta + F_\eta + \frac{1}{(d+\zeta)^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\nu_V \frac{\partial v}{\partial \sigma}\right) + M_\eta$$
(A.7)

$$\frac{\partial P}{\partial \sigma} = -g\rho H \tag{A.8}$$

Nas equações A.6 a A.8 as variáveis dependentes u e v representam as componentes horizontais da velocidade em relação ao referencial $O_{\xi,\eta,\sigma}$; ρ_0 representa a densidade de referência; variações da estrutura de densidade são negligenciadas, à exceção dos gradientes baroclínicos de pressão P_{ξ} e P_{η} ; f é o parâmetro de Coriolis, função da latitude ϕ ($f = 2\Omega \sin \phi$), em que Ω é a velocidade angular da Terra ($\Omega = 7, 292 \cdot 10^{-5} s^{-1}$); ν_V representa o coeficiente cinemático vertical de viscosidade turbulenta; F_{ξ} e F_{η} representam a força dissipativa de energia devido à viscosidade do plano horizontal (tensões de Reynolds); por fim, M_{ξ} e M_{η} representam contribuições de fontes ou sorvedouros externos de momentum (estruturas hidráulicas, descargas de rios, ondas, etc.). A equação do transporte é dada pela equação A.9:

$$\frac{\partial (d+\zeta) c}{\partial t} + \frac{1}{\sqrt{G_{\xi\xi}} \sqrt{G_{\eta\eta}}} \left\{ \frac{\partial \left[\sqrt{G_{\eta\eta}} (d+\zeta) uc \right]}{\partial \xi} + \frac{\partial \left[\sqrt{G_{\xi\xi}} (d+\zeta) vc \right]}{\partial \eta} \right\} + \frac{\partial wc}{\partial \sigma} \\
= \frac{d+\zeta}{\sqrt{G_{\xi\xi}} \sqrt{G_{\eta\eta}}} \left\{ \frac{\partial}{\partial \xi} \left(D_H \frac{\sqrt{G_{\eta\eta}}}{\sqrt{G_{\xi\xi}}} \frac{\partial c}{\partial \xi} \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left(D_H \frac{\sqrt{G_{\xi\xi}}}{\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial c}{\partial \eta} \right) \right\} \quad (A.9) \\
+ \frac{1}{d+\zeta} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(D_V \frac{\partial c}{\partial \sigma} \right) - \lambda_d (d+\zeta) c + S$$

em que c representa a substância transportada (calor/sal), D_H e D_V são os coeficientes de difusão horizontal e vertical, λ_d representa o processo de decaimento de primeira ordem e S representa os termos de fontes ou sorvedouros por unidade de área, devido à descarga q_{in} ou retirada q_{out} e/ou a troca de calor com a atmosfera através da superfície livre Q_{tot} :

$$S = (d + \zeta) \left(q_{in}c_{in} - q_{out}c \right) + Q_{tot}$$
(A.10)