

Capítulo 7

Modelagem Hidrodinâmica

Autores do Capítulo

LAPMAR/UFRJ

Prof. Dr. Marcelo Rollnic

Dra. Thaís Angélica da Costa Borba

Ma. Débora Rodrigues Pereira

LAMCE/UFRJ

Dra. Raquel Toste

Dra. Carina Stefoni Böck

Me. Douglas Medeiros Nehme

Bel. Anderson Elias Soares

Dra. Lívia Sancho

Prof. Dr. Luiz Paulo de Freitas Assad

Prof. Dr. Luiz Landau

Coordenação Adjunta

Dra. Carina Stefoni Böck – LAMCE/UFRJ

Dra. Thaís Angélica da Costa Borba –
LAPMAR/UFPA

Citação Sugerida

TOSTE, R., BÖCK, C.S., NEHME, D.M., SOARES, A.E., SANCHO, L., ASSAD., L.P.F., LANDAU, L., BORBA, T.A.C., PEREIRA, D.R., ROLLNIC, M. “Modelagem Hidrodinâmica”, Capítulo 7. Em: Projeto Costa Norte – Desenvolvimento de Metodologias para o entendimento de processos costeiros e estuarinos e da vulnerabilidade de florestas de mangue na Margem Equatorial Brasileira. v.2. Rio de Janeiro (BR), 2020.

Coordenação Científica do Projeto Costa Norte

Profa. Dra. Carla Bernadete Madureira Cruz –
ESPAÇO/UFRJ

Prof. Dr. Filipe de Oliveira Chaves - NEGEMC/UERJ

Dr. Júlio Augusto de Castro Pellegrini –
PROOCEANO

Prof. Dr. Luiz Paulo de Freitas Assad – LAMCE/UFRJ

Prof. Dr. Marcelo Rollnic – LAPMAR/UFPA

Prof. Dr. Mário Luiz Gomes Soares - NEGEMC/UERJ

Coordenação Geral do Projeto

Ma. Maria Eduarda Pessoa - ENAUTA

Dr. Júlio Augusto de Castro Pellegrini -
PROOCEANO

Bela. Anne Goni Guedes - ENAUTA

Bela. Dyellen Soares Queiroz – ENAUTA

Coordenação de Comunicação do Projeto

Frederico Luna Rinaldi - PROOCEANO

Rebeca Kiperman – ENAUTA

Sumário

7.	MODELAGEM HIDRODINÂMICA	617
7.1.	Objetivos Específicos	620
7.2.	Bacia Oceânica	620
7.2.1.	Metodologia	621
7.2.2.	Resultados	627
7.3.	Plataforma Continental	654
7.3.1.	Metodologia	655
7.3.2.	Resultados	660
7.4.	Zona Estuarina e Florestas de Mangue	681
7.4.1.	Metodologia	682
7.4.2.	Resultados	726
7.5.	Comparação entre as diferentes metodologias de modelagem aplicadas	759
7.6.	Referências Bibliográficas	766

Índice de Figuras

Figura 7-1: Representação esquemática dos principais forçantes ambientais que atuam sobre as dinâmicas costeira e oceânica da região de estudo.	617
Figura 7-2: (a) Pontos topográficos utilizados para a elaboração do MDTO. Em verde estão representados os pontos topográficos da base SRTM e em azul, os pontos topográficos extraídos das cartas náuticas da DHN. (b) Pontos batimétricos utilizados para a elaboração do MDTO. Em azul escuro estão representados os pontos batimétricos da base ETOPO1, em azul claro, os pontos extraídos das cartas náuticas da DHN, e em vermelho, os pontos da base SWBD.....	622
Figura 7-3: Limites geográficos da grade numérica ROMS-G1 com a batimetria em metros e localização das boias do PIRATA P1, P2 e P3 utilizadas para a avaliação das bases hidrodinâmicas apresentadas nos itens a seguir.....	622
Figura 7-4: Localização dos dados de temperatura (a) e salinidade (b) do EN4 disponíveis para o período da assimilação (dezembro de 2015 a junho de 2017). As cores diferenciam as plataformas de coleta de dados.	626
Figura 7-5: Série temporal do número total de superobservações em cada ciclo de assimilação, em base logarítmica, no domínio de modelagem ROMS-G1 ao longo do período de integração do modelo numérico. Onde η corresponde ao deslocamento da superfície, T à temperatura e S à salinidade.....	626
Figura 7-6: Série temporal da energia cinética total integrada para toda a grade numérica ROMS-G1 de 27 de dezembro de 2006 a 30 de junho de 2017, em $m^2.s^{-2}$	627
Figura 7-7: Diagramas T-S calculados ao longo das trajetórias de dois perfiladores Argo de julho de 2016 a junho de 2017, como mostrado em (a), para os dados medidos (b,d) e modelados (c,e) nos pontos mais próximos no espaço e no tempo. Em (a), a linha azul ciano corresponde à trajetória do perfilador 1 (id=b5903132; (b,c)) e a linha rosa ao perfilador 2 (id=b5903133; (d,e)). Os pontos azuis indicam a posição em que os perfiladores realizaram as medições os pontos vermelhos a última posição no período e domínio de modelagem. Em (b-e), os contornos cinzas e pretos correspondem às isopicnais em $kg.m^{-3}$ e as cores às profundidades de amostragem.	628
Figura 7-8: Diagrama de Taylor para os perfis do Perfilador 1 (a,b) e 2 (c,d) para temperatura (a,c), em graus Celsius, e salinidade (b,d).	629
Figura 7-9: Temperatura da superfície do mar média para o período total simulado (PT) e para as estações seca (PS) e cheia (PC) do rio Amazonas com base no OSTIA e nos resultados modelados com o ROMS e o bias entre eles, de 2007 a 2017, em graus Celsius.	630
Figura 7-10: Bias entre a temperatura da superfície do mar média do OSTIA e do ROMS para o outono (OUT), inverno (INV), primavera (PRI) e verão (VER), calculados para o período entre 2007 e 2017, em graus Celsius. Os tons em (azul) vermelho indicam que o ROMS está (sub-) superestimando os valores do OSTIA.	631
Figura 7-11: Série temporal da temperatura superficial, em graus Celsius, média para todo o domínio de modelagem calculado a partir da base do OSTIA (linhas verdes) e dos resultados do ROMS (linhas azuis). As linhas mais finas correspondem aos dados diários e as linhas mais grossas a médias móveis de 30 dias...	632
Figura 7-12: Séries temporais de temperatura, em graus Celsius, e salinidade na superfície do mar observados (pontos) e modelados (linhas contínuas) na posição das boias do PIRATA mostradas na Figura 7-3.	632
Figura 7-13: Campos superficiais de salinidade e temperatura, em graus Celsius, médios (painéis a esquerda) para os dez anos da base climatológica, a partir de 2007, e os respectivos campos de desvio-padrão (painéis a direita).	633

Figura 7-14: Campos elevação da superfície livre, em metros, e velocidade superficial, em metros por segundo, médios (painéis a esquerda) para os dez anos da base climatológica, a partir de 2007, e os respectivos campos de desvio-padrão (painéis a direita).....	634
Figura 7-15: Valores médios de elevação da superfície livre (η), temperatura (T) e salinidade (S) em cada ciclo de assimilação para as observações (OBS) e os valores calculados pelo modelo extraídos nos pontos de observação (MOD).	635
Figura 7-16: Valores do bias para a elevação da superfície livre (η), temperatura (T) e salinidade (S) em cada ciclo de assimilação entre as observações e os valores calculados pelo modelo extraídos nos pontos de observação.	635
Figura 7-17: Campos dos incrementos às condições iniciais da superfície livre (ζ) e das componentes de velocidade (u e v), temperatura (T) e salinidade (S) na camada superficial no primeiro ciclo de assimilação na grade ROMS-G1.....	636
Figura 7-18: Campos dos incrementos às condições iniciais da superfície livre (ζ) e das componentes de velocidade (u e v), temperatura (T) e salinidade (S) na camada superficial no segundo ciclo de assimilação na grade ROMS-G1.....	637
Figura 7-19: Campos dos incrementos às condições iniciais das componentes da tensão de cisalhamento do vento sobre a superfície oceânica (τ_x e τ_y) e dos fluxos de calor (shflux) e sal (ssflux) no primeiro ciclo de assimilação na grade ROMS-G1.....	638
Figura 7-20: Campos dos incrementos às condições iniciais das componentes da tensão de cisalhamento do vento sobre a superfície oceânica (τ_x e τ_y) e dos fluxos de calor (shflux) e sal (ssflux) no segundo ciclo de assimilação na grade ROMS-G1.....	639
Figura 7-21: Série temporal do RMSE entre os resultados da análise e as observações assimiladas para cada ciclo de assimilação ao longo de todo o período de integração do modelo numérico. Onde η corresponde ao deslocamento da superfície livre em centímetros, T à temperatura em graus Celsius e S à salinidade.	640
Figura 7-22: Campos de temperatura da superfície do mar médios para o período de 01 de janeiro de 2016 a 28 de junho de 2017 a partir dos campos do produto OSTIA (a) e da análise do modelo (b) e o bias entre eles (c), em graus Celsius.....	640
Figura 7-23: Séries de temperatura da superfície do mar observadas, a partir dos campos do OSTIA, e calculadas pela rodada climatológica livre (FREE) e pelo modelo não linear ao início (FWD0) e ao final (FWD2) do ciclo de assimilação, em graus Celsius, médias para a área da grade (a) e as anomalias entre as séries médias observadas e calculadas (b).	641
Figura 7-24: Séries temporais de temperatura (T), em graus Celsius, e salinidade (S) na superfície do mar observados (linhas contínuas) e modelados (linhas pontilhadas) na posição das boias do PIRATA mostradas na Figura 7-3, para o período de integração da modelagem com assimilação de dados. As séries em azul escuro correspondem às séries extraídas na boia P1 (em 0°N), as em azul ciano na boia P2 (em 4°N) e as em amarelo na boia P3 (em 8°N).	642
Figura 7-25: Localização geográfica dos fundeios do WOCE (círculos) plotados sobre a batimetria da região, em metros. O período de amostragem em cada fundeio é apresentado na Tabela 7-2. Ressalta-se que os fundeios RCM01588 (em azul) e RCM1604 (em vermelho) correspondem à mesma localização geográfica, porém com períodos de amostragem distintos.	643
Figura 7-26: Diagrama de correntes para a profundidade aproximada de 50 m obtidos através dos dados dos fundeios WOCE RCM01588 e RCM01604 (ver localização na Figura 7-25) e os resultados da assimilação para o ponto de grade mais próximo.	644
Figura 7-27: Diagrama de correntes para a profundidade aproximada de 50 m obtidos através dos dados dos fundeios WOCE RCM01610 e RCM01635 (ver localização na Figura 7-25) e os resultados da assimilação para o ponto de grade mais próximo.	645

Figura 7-28: Diagrama de correntes para a profundidade aproximada de 50 m obtidos através dos dados do fundeio WOCE RCM01646 (ver localização na Figura 7-25) e os resultados da assimilação para o ponto de grade mais próximo.....	646
Figura 7-29: Diagrama de correntes para a profundidade aproximada de 50 m obtidos através dos dados dos fundeios WOCE RCM01623 e RCM01658 (ver localização na Figura 7-25) e os resultados da assimilação para o ponto de grade mais próximo.	647
Figura 7-30: Trajetórias percorridas por todos os derivadores. A área pontilhada representa o domínio da grade numérica ROMS-G1. Cada derivador é representado por uma única cor.	648
Figura 7-31: Subdivisão da área da grade numérica ROMS-G1 utilizada para a contagem do número de medições realizadas pelos derivadores e localização das três áreas escolhidas para as análises.....	649
Figura 7-32: Localização dos pontos dos derivadores posicionados dentro (pontos vermelhos) e fora (pontos azuis) da Área 1 (a) e os histogramas direcionais das correntes estimadas pelos derivadores (b) e pelo modelo com assimilação de dados (c). A intensidade das correntes é indicada pelas cores (em m/s), a direção das correntes pelos eixos vertical e horizontal e os círculos concêntricos indicam o percentual de ocorrência conjunta de determinada intensidade e direção.....	650
Figura 7-33: Localização dos pontos dos derivadores posicionados dentro (pontos vermelhos) e fora (pontos azuis) da Área 2 (a) e os histogramas direcionais das correntes estimadas pelos derivadores (b) e pelo modelo com assimilação de dados (c). A intensidade das correntes é indicada pelas cores (em m/s), a direção das correntes pelos eixos vertical e horizontal e os círculos concêntricos indicam o percentual de ocorrência conjunta de determinada intensidade e direção.....	651
Figura 7-34: Localização dos pontos dos derivadores posicionados dentro (pontos vermelhos) e fora (pontos azuis) da Área 3 (a) e os histogramas direcionais das correntes estimadas pelos derivadores (b) e pelo modelo com assimilação de dados (c). A intensidade das correntes é indicada pelas cores (em m/s), a direção das correntes pelos eixos vertical e horizontal e os círculos concêntricos indicam o percentual de ocorrência conjunta de determinada intensidade e direção.....	652
Figura 7-35: Localização dos pontos dos derivadores posicionados dentro (pontos vermelhos) e fora (pontos azuis) da Área 4 (a) e os histogramas direcionais das correntes estimadas pelos derivadores (b) e pelo modelo com assimilação de dados (c). A intensidade das correntes é indicada pelas cores (em m/s), a direção das correntes pelos eixos vertical e horizontal e os círculos concêntricos indicam o percentual de ocorrência conjunta de determinada intensidade e direção.....	653
Figura 7-36: Energia cinética total (TKE, painel superior), média (MKE, painel intermediário) e turbulenta (EKE, painel inferior), de 01 de janeiro de 2016 a 28 de junho de 2017, para as correntes geostróficas do AVISO e da modelagem com assimilação do ROMS, e o bias entre eles. Os tons em (azul) vermelho representam a (sub-) superestimação da energia cinética pelo ROMS.	654
Figura 7-37: Delimitação geográfica das grades numéricas ROMS-G1, ROMS-G2 e ROMS-G3, com resolução espacial horizontal de aproximadamente 9, 3 e 1 km, respectivamente.	655
Figura 7-38: Batimetria para a região da grade ROMS-G2, com aproximadamente 3 km de resolução espacial, em metros.	656
Figura 7-39: Localização das seções dos rios Amazonas e Pará utilizadas para o cálculo da vazão a partir dos resultados da modelagem do LAPMAR e utilizados como forçante fluvial na modelagem para a grade ROMS-G2 do LAMCE.	657
Figura 7-40: Modelo digital topo-batimétrico para a área da grade numérica ROMS-G3, em metros. Os valores negativos (positivos) indicam as regiões acima (abaixo) do nível do mar médio.	658
Figura 7-41: Topografia, em metros, estimada a partir dos dados do LiDAR (a), utilizada na grade ROMS-G3 (b) e a diferença entre as duas (c) para a região de São Caetano de Odivelas. Os dados do LiDAR foram mediados para a mesma resolução da grade ROMS-G3.	658

Figura 7-42: Topografia, em metros, estimada a partir dos dados do LiDAR (a), utilizada na grade ROMS-G3 (b) e a diferença entre as duas (c) para a região de Turiaçu. Os dados do LiDAR foram mediados para a mesma resolução da grade ROMS-G3.	659
Figura 7-43: Localização dos pontos utilizados para extração das séries temporais de temperatura da superfície do mar do OSTIA e dos resultados da ROMS-G2.	660
Figura 7-44: Campos médios de temperatura da superfície do mar do OSTIA (a) e modelado com o ROMS para a grade ROMS-G2 (b) para o período entre 01/07/2016 e 28/06/2017, em graus Celsius.	661
Figura 7-45: Campo de bias da TSM entre a modelagem e observação apresentada na Figura 7-44, em graus Celsius. Os tons em (azul) vermelho indicam uma (sub-) superestimação da TSM pelo ROMS.	661
Figura 7-46: Séries de (a) TSM média observada, referente aos dados do OSTIA, e modelada para a grade ROMS-G2 e (b) o bias entre as duas séries, em graus Celsius.	662
Figura 7-47: Séries de TSM observada, referente aos dados do OSTIA, e modelada para a grade ROMS-G2 e o bias entre elas, em graus Celsius, para os pontos apresentados na Figura 7-43.	663
Figura 7-48: Campos de variância da elevação da superfície do mar do produto do AVISO (a) e modelado pelo ROMS para a grade ROMS-G2 (b) para o período entre 01/07/2016 e 28/06/2017, em metros ao quadrado.	664
Figura 7-49: Campo de bias da variância da elevação da superfície do mar entre a modelagem e observação apresentada na Figura 7-48, em metros ao quadrado. Os tons em (azul) vermelho indicam uma (sub-) superestimação da ESM pelo ROMS.	664
Figura 7-50: Localização dos pontos utilizados para extração das séries temporais de altura da superfície do mar do AVISO e dos resultados da ROMS-G2.	665
Figura 7-51: Séries de elevação da superfície do mar observada, referente aos dados do AVISO, e modelada para a grade ROMS-G2 e o bias entre elas para os pontos apresentados na Figura 47.	666
Figura 7-52: Localização da estação maregráfica Santana e do ponto utilizado para extração da série temporal de elevação da superfície livre da grade ROMS-G2.	667
Figura 7-53: Séries temporais de altura do nível do mar para (a) todo o período analisado e (b) para o mês de abril de 2017.	668
Figura 7-54: Subdivisão da área da grade numérica ROMS-G2 utilizada para a contagem do número de medições realizadas pelos derivadores e localização das três áreas escolhidas para as análises.	668
Figura 7-55: Localização dos pontos dos derivadores posicionados dentro (pontos vermelhos) e fora (pontos azuis) da Área 1 (a) e os histogramas direcionais das correntes estimadas pelos derivadores (b) e pelo modelo na grade ROMS-G2 (c). A intensidade das correntes é indicada pelas cores (em m/s), a direção das correntes pelos eixos vertical e horizontal e os círculos concêntricos indicam o percentual de ocorrência conjunta de determinada intensidade e direção.	669
Figura 7-56: Localização dos pontos dos derivadores posicionados dentro (pontos vermelhos) e fora (pontos azuis) da Área 2 (a) e os histogramas direcionais das correntes estimadas pelos derivadores (b) e pelo modelo na grade ROMS-G2 (c). A intensidade das correntes é indicada pelas cores (em m/s), a direção das correntes pelos eixos vertical e horizontal e os círculos concêntricos indicam o percentual de ocorrência conjunta de determinada intensidade e direção.	670
Figura 7-57: Localização dos pontos dos derivadores posicionados dentro (pontos vermelhos) e fora (pontos azuis) da Área 3 (a) e os histogramas direcionais das correntes estimadas pelos derivadores (b) e pelo modelo na grade ROMS-G2 (c). A intensidade das correntes é indicada pelas cores (em m/s), a direção das correntes pelos eixos vertical e horizontal e os círculos concêntricos indicam o percentual de ocorrência conjunta de determinada intensidade e direção.	671
Figura 7-58: Temperatura superficial, em graus Celsius, média (a) para o período entre 01/07/2016 e 28/06/2017 e o campo de desvio-padrão (b), calculados com base nos resultados da grade ROMS-G2	

sobrepostos pelos resultados da ROMS-G3. Em (c) o campo de TSM médio para a grade ROMS-G3 para o mesmo período é apresentado com maiores detalhes.	672
Figura 7-59: Salinidade superficial média (a) para o período entre 01/07/2016 e 28/06/2017 e o campo de desvio-padrão (b), calculados com base nos resultados da grade ROMS-G2 sobrepostos pelos resultados da ROMS-G3. Em (c) o campo de salinidade superficial média para a grade ROMS-G3 para o mesmo período é apresentado com maiores detalhes.	673
Figura 7-60: Elevação da superfície livre, em metros, média (a) para o período entre 01/07/2016 e 28/06/2017 e o campo de desvio-padrão (b), calculados com base nos resultados da grade ROMS-G2 sobrepostos pelos resultados da ROMS-G3. Em (c) o campo de elevação da superfície livre médio para a grade ROMS-G3 para o mesmo período é apresentado com maior detalhes.	674
Figura 7-61: Velocidade superficial, em metros por segundo, média (a) para o período entre 01/07/2016 e 28/06/2017 e o campo de desvio-padrão (b), calculados com base nos resultados da grade ROMS-G2. Em (c) é apresentado o campo de velocidade superficial médio para a grade ROMS-G3 para o mesmo período.	675
Figura 7-62: Séries temporais de (a) temperatura da superfície do mar média observada, referente aos dados do OSTIA, e modelada para a grade ROMS-G3 observada e (b) o bias entre as duas séries, para o período entre 01/07/2016 e 28/06/2017.	676
Figura 7-63: Localização dos pontos utilizados para a extração das séries temporais de temperatura da superfície do mar do OSTIA e dos resultados da ROMS-G3.	677
Figura 7-64: (a) Temperatura da superfície do mar extraída do OSTIA e modelada com o ROMS para a grade ROMS-G3 e (b) o bias entre as duas séries na posição do Ponto A.	677
Figura 7-65: (a) Temperatura da superfície do mar extraída do OSTIA e modelada com o ROMS para a grade ROMS-G3 e (b) o bias entre as duas séries na posição do Ponto B.	678
Figura 7-66: Variação da inundação e da elevação da superfície livre em um ciclo de maré. Nos painéis superiores, as áreas em azul correspondem às regiões alagadas, em verde às áreas secas e em amarelo à máscara de terra. Nos painéis inferiores estão representadas as séries temporais da elevação da superfície livre para os pontos destacados (marcadores triangulares) na mesma cor nos painéis superiores.	679
Figura 7-67: (a) Série temporal da extensão da área inundada, em quilômetros quadrados, para cada hora simulada para o tempo total de simulação, de julho de 2016 a junho de 2017, na grade ROMS-G3. Em (b) são apresentadas as séries temporais da extensão da área inundada, em quilômetros quadrados, e da elevação da superfície livre, em metros, para o período de 17 a 20 de setembro de 2016 destacado em (a), extraídas na localização geográfica do triângulo em laranja apresentado na Figura 7-66.	680
Figura 7-68: Percentual do tempo, considerando o tempo total de simulação correspondente ao período entre julho de 2016 e junho de 2017, em que as células da grade ROMS-G3, com aproximadamente 1 km de resolução horizontal, permaneceram alagadas.	681
Figura 7-69: Fragmento da malha flexível utilizada no desenvolvimento do modelo hidrodinâmico definida com elementos em malha curvilínea (1), triangulares (2) e canais 1D (3).	683
Figura 7-70: Representação do domínio do modelo hidrodinâmico do sistema estuarino Pará-Amazonas com representação da malha discretizada.	684
Figura 7-71: Representação do domínio do modelo hidrodinâmico do rio Turiaçu. A) Representação da malha discretizada; e B) Detalhamento da malha discretizada.	685
Figura 7-72: Representação do domínio do modelo hidrodinâmico do sistema estuarino Mojuim-Mocajuba. A) Representação da malha discretizada; e B) Detalhamento da malha discretizada.	686
Figura 7-73: Representação do domínio do modelo hidrodinâmico Pará-Amazonas com zoom na região de Soure (à esquerda) e o refinamento da malha discretizada para esta porção do domínio (à direita) gerando o grid utilizado no modelo hidrodinâmico de Soure.	686

Figura 7-74: Representação do domínio do modelo hidrodinâmico do rio Sucuriju. A) Representação da malha discretizada; e B) Detalhamento da malha discretizada.	687
Figura 7-75: Dados batimétricos/altimétricos utilizados para configuração do modelo Pará Amazonas: A) cartas náuticas DHN; B) GEBCO 08 e; C) SRTM 30.....	688
Figura 7-76: Batimetria aplicada à malha discretizada do modelo hidrodinâmico Pará-Amazonas.	689
Figura 7-77: Batimetria aplicada à malha discretizada do modelo hidrodinâmico do rio Turiaçu.....	689
Figura 7-78: Batimetria aplicada à malha discretizada do modelo hidrodinâmico do sistema-estuarino Mojuim-Mocajuba.....	690
Figura 7-79: Batimetria aplicada à malha discretizada do modelo hidrodinâmico do rio Sucuriju.	690
Figura 7-80: Média mensal da vazão ($m^3 \cdot s^{-1}$) dos rios Amazonas, Xingu, Tapajós e Tocantins utilizada para configuração do modelo hidrodinâmico do sistema estuarino Pará-Amazonas.....	697
Figura 7-81: Pontos de observação (OP) e secções transversais (CS) utilizados para a calibração do modelo hidrodinâmico do sistema estuarino Pará-Amazonas. A) Representa a localização dos OP; B) representa com detalhamento a localização dos OP no modelo hidrodinâmico.....	700
Figura 7-82: Pontos de observação (OP) utilizados para a calibração do modelo hidrodinâmico do rio Turiaçu. A) Representa a localização dos OP; B) representa com detalhamento a localização dos OP no modelo hidrodinâmico.	701
Figura 7-83: Estações utilizadas (C) para a calibração do modelo hidrodinâmico do rio Mojuim. Os pontos indicam análise de elevação do nível da água, enquanto o segmento de reta indica análise de vazão de secção transversal. A) Representa a localização dos OP; B) representa com detalhamento a localização dos OP no modelo hidrodinâmico.....	702
Figura 7-84: Pontos de observação (OP) e secções transversais (CS) utilizados para a calibração do modelo hidrodinâmico do estuário do rio Sucuriju. A) Representa a localização dos OP; B) representa com detalhamento a localização dos OP e CS no modelo hidrodinâmico.....	703
Figura 7-85: Comparação entre os sinais de maré modelados (modelo, linhas vermelhas tracejadas) e medidos (<i>in situ</i> , linhas pretas) referente ao modelo hidrodinâmico do sistema estuarino Pará-Amazonas.	705
Figura 7-86: Correlação linear para cada ponto de observação entre os sinais de maré modelados e medidos <i>in situ</i> referente ao modelo hidrodinâmico do sistema estuarino Pará-Amazonas. (C.L) coeficiente linear e (C.A) coeficiente angular da reta de correlação.	707
Figura 7-87: Comparação entre os sinais de maré modelados (modelo) e medidos (<i>in situ</i>) referente ao modelo hidrodinâmico do rio Turiaçu.	708
Figura 7-88: Correlação linear para cada ponto de observação entre os sinais de maré modelados e observados <i>in situ</i> referente ao modelo hidrodinâmico do rio Turiaçu; (C.L) coeficiente linear e (C.A) coeficiente angular da reta de correlação.	710
Figura 7-89: Comparação entre as séries temporais de maré de dados simulados e medidos referente ao modelo hidrodinâmico do sistema estuarino Mojuim-Mocajuba. A figura (a) representa o OP-1; (b) representa o OP-2; e (c) representa o OP-3.	711
Figura 7-90: Correção linear entre os dados simulados e medidos de maré para o modelo hidrodinâmico do sistema estuarino Mojuim-Mocajuba com indicação da equação da reta que se ajusta aos dados. A figura (a) representa o OP-1; (b) representa o OP-2; e (c) representa o OP-3.	712
Figura 7-91: Comparação entre os sinais de maré modelados (modelo) e observados (<i>in situ</i>) referente ao modelo hidrodinâmico do rio Sucuriju no OP-1.	713
Figura 7-92: Comparação entre os sinais de maré modelados (modelo) e observados (<i>in situ</i>) referente ao modelo hidrodinâmico do rio Sucuriju no OP-2.	714

Figura 7-93: Correlação linear para cada ponto de observação entre os sinais de maré modelados e observados <i>in situ</i> referente ao modelo hidrodinâmico do rio Sucuriju. À esquerda é a correlação em OP-1, e à direita, a correlação em OP-2. (C.L) coeficiente linear e (C.A) coeficiente angular da reta de correlação.	714
Figura 7-94: Comparação entre os sinais vazão modelados (modelo) e medidos (<i>in situ</i>) referente ao modelo hidrodinâmico do sistema estuarino Pará-Amazonas.	715
Figura 7-95: Comparação entre a velocidade modelada (modelo) e observada (<i>in situ</i>) referente ao modelo hidrodinâmico do rio Turiaçu. Valores positivos representam a vazante e valores negativos representam a enchente.	717
Figura 7-96: Correlação linear para cada ponto de observação entre a velocidade modelada e observada <i>in situ</i> ; (C.L) coeficiente linear e (C.A) coeficiente angular da reta de correlação referente ao modelo hidrodinâmico do rio Turiaçu. Valores positivos representam a vazante e valores negativos representam a enchente.	718
Figura 7-97: Série temporal do transporte para dados medidos (linha tracejada) e dados modelados (linha contínua) referente ao modelo hidrodinâmico do rio Mojuim.	Erro! Indicador não definido.
Figura 7-98: Comparação entre os sinais de transporte modelados (modelo) e observados (<i>in situ</i>) durante a quadratura, referente ao modelo hidrodinâmico do estuário do rio Sucuriju.....	720
Figura 7-99: Comparação entre os sinais de transporte modelados (modelo) e observados (<i>in situ</i>) durante a sizígia, referente ao modelo hidrodinâmico do estuário do rio Sucuriju.	720
Figura 7-100: Correlação linear para a seção transversal entre o transporte modelado e observado (<i>in situ</i>) referente ao modelo hidrodinâmico do rio Sucuriju. À esquerda é a correlação em CS1 na quadratura, e à direita, a correlação em CS1 na sizígia. (C.L) coeficiente linear e (C.A) coeficiente angular da reta de correlação.	720
Figura 7-101: Comparação entre os sinais de transporte modelados (modelo anterior e calibração) e observados (<i>in situ</i>) durante a quadratura, referente ao modelo hidrodinâmico do estuário do rio Sucuriju.	722
Figura 7-102: Comparação entre os sinais de transporte modelados (modelo anterior e calibração) e observados (<i>in situ</i>) durante a sizígia, referente ao modelo hidrodinâmico do estuário do rio Sucuriju. ...	722
Figura 7-103: Seções transversais definidas no domínio do modelo dos rios Pará e Amazonas para a análise de descarga.	723
Figura 7-104: Captura de nível de superfície livre (esquerda) e magnitude de corrente (direita) instantâneos a partir de base hidrodinâmica gerada pela simulação do modelo hidrodinâmico Para-Amazonas.	727
Figura 7-105: Captura de nível de superfície livre (esquerda) e magnitude de corrente (direita) instantâneos a partir de base hidrodinâmica gerada pela simulação do modelo hidrodinâmico de SCO.....	727
Figura 7-106: Captura de nível de superfície livre (esquerda) e magnitude de corrente (direita) instantâneos a partir de base hidrodinâmica gerada pela simulação do modelo hidrodinâmico do rio Turiaçu.	728
Figura 7-107: Captura de nível de superfície livre (esquerda) e magnitude de corrente (direita) instantâneos a partir de base hidrodinâmica gerada pela simulação do modelo hidrodinâmico do rio Sucuriju.	728
Figura 7-108: Captura de nível de superfície livre (esquerda) e magnitude de corrente (direita) instantâneos a partir de base hidrodinâmica gerada pela simulação do modelo hidrodinâmico de Soure.....	729
Figura 7-109: Descarga líquida ao longo de um ciclo de maré referentes aos 8 cenários simulados para o modelo Pará-Amazonas segundo base hidrodinâmica, valores positivos indicam direção a jusante.....	730
Figura 7-110: Representação do fluxo preferencial da vazão no sistema estuarino Pará-Amazonas.....	730
Figura 7-111: Cota altimétrica da planície de inundação do modelo de São Caetano de Odívelas. À esquerda cota interpolada a partir de dados de SRTM e à direita cota interpolada a partir de dados de LiDAR.....	732

Figura 7-112: Diferença entre a cota altimétrica interpolada a partir de dados de SRTM e aquela interpolada a partir de dados de LiDAR, ambas interpoladas para a provável área sujeita a inundação. Avaliação realizada utilizando os resultados da simulação do modelo de São Caetano de Odivelas.	733
Figura 7-113: Frequência de inundação da planície de inundação do modelo de São Caetano de Odivelas, para o mês de fevereiro de 2016. À esquerda resultado para modelo utilizando dados altimétricos de SRTM, à direita utilizando dados altimétricos de LiDAR.	733
Figura 7-114: Diferença entre a frequência de inundação para o modelo utilizando dados altimétricos de LiDAR e aquele utilizando dados altimétricos de SRTM. Avaliação realizada utilizando os resultados da simulação do modelo de São Caetano de Odivelas.	734
Figura 7-115: Análise de frequência para o percentual de ocorrência de inundação para cada ponto da grade regular definida para o estudo da planície de inundação do modelo de São Caetano de Odivelas. O número de ocorrências se refere ao número de pontos de grade em que determinado intervalo de frequência de inundação foi observado. Em (A) resultados para o modelo utilizando dados altimétricos de LiDAR e em (B) para aquele utilizando dados altimétricos de SRTM.	734
Figura 7-116: Análise de frequência a diferença de resultados de interpolação de altimetria e ocorrência de inundação (%). Em (A), o número de ocorrências se refere ao número de pontos de grade em que determinado intervalo de diferença entre a cota altimétrica determinada por SRTM e aquela determinada por LiDAR foi observado. Em (B), o número de ocorrências se refere ao número de pontos de grade em que determinado intervalo de diferença entre a de frequência de inundação segundo modelo utilizando dados LiDAR e aquele utilizando dados SRTM foi observada.	735
Figura 7-117: Mapa ilustrando a altimetria do estuário do rio Turiaçu para a área onde o sobrevoo de LiDAR foi realizado. A) Representação da altimetria por SRTM; B) representação da altimetria obtido pelo sobrevoo de LiDAR; C) a diferença para a área entre os valores obtidos por SRTM e LiDAR.	736
Figura 7-118: Representação esquemática do percurso das correntes no rio Turiaçu. Comparação do observado <i>in situ</i> e resultados do modelo hidrodinâmico na seção do baixo estuário. A) Representação da defasagem da inversão do fluxo da maré entre ST1 e ST2; B) início da inversão de fluxo de ST2 para ST1; e C) o fluxo apresenta sentido de enchente nos dois pontos, ST1 e ST2; D) representação da defasagem da inversão do fluxo no cenário S2; E) início da inversão de fluxo; F) o fluxo apresenta o mesmo sentido nas duas margens.	737
Figura 7-119: Mapa ilustrando a altimetria do estuário do rio Sucuriçu para a área onde o sobrevoo de LiDAR foi realizado. A) representação da altimetria por SRTM; B) representação da altimetria obtido pelo sobrevoo de LiDAR; C) a diferença para a área entre os valores obtidos por SRTM e LiDAR.	738
Figura 7-120: Precipitação acumulada para cada mês no ano de 2016 e a porcentagem de chuvas anual para São Caetano de Odivelas. Fonte: SILVA (2017).	739
Figura 7-121: Frequência de inundação para períodos chuvoso (esquerda), seco (centro) e ao longo de 1 ano (direita) para a grade regular proposta para análise. O resultado foi obtido após simulação do modelo de São Caetano de Odivelas utilizando dados de LiDAR.	739
Figura 7-122: Variação de superfície livre em ponto sobre a planície de inundação. O resultado foi obtido após simulação do modelo de São Caetano de Odivelas utilizando dados de LiDAR. Em (A) variação de superfície livre (em preto) e cota altimétrica (vermelho). Em (B) máxima (laranja) e mínima cota de baixamar (azul). Em (C) variação de superfície livre (em preto) após correção.	740
Figura 7-123: Análise de frequência para o percentual de ocorrência de inundação para cada ponto da grade regular, que foi definida para o estudo da planície de inundação. O número de ocorrências se refere ao número de pontos de grade em que determinado intervalo de frequência de inundação foi observado. O resultado foi obtido após simulação do modelo de São Caetano de Odivelas utilizando dados de LiDAR.	

Em (A) o período analisado foi 1 ano completo, em (B) o período analisado foi o mês de fevereiro referente ao período chuvoso e, em (C) o período analisado foi o mês de novembro referente ao período seco..... 741

Figura 7-124: Frequência de inundação ao longo de 1 ano para a grade irregular definida durante a discretização do domínio. O resultado foi obtido após simulação do modelo de São Caetano de Odivelas utilizando dados de LiDAR. À esquerda, visualização da frequência de inundação para domínio completo, a direita, visualização em detalhe para área onde ocorre a planície de inundação abrangida pelos dados de LiDAR. 742

Figura 7-125: Diferença entre frequência de inundação analisada ao longo de 1 ano e aquela ao longo de 1 mês representativo de período sazonal. À esquerda período chuvoso e à direita período seco. O resultado foi obtido após simulação do modelo de São Caetano de Odivelas utilizando dados de LiDAR. 743

Figura 7-126: Avaliação de frequência de inundação para São Caetano de Odivelas. À esquerda, as áreas em azul são aquelas que estão sujeitas à inundação durante ao menos 10% de 1 ano. À direita, as áreas em azul são aquelas que estão sujeitas à inundação durante ao menos 50% de 1 ano. 744

Figura 7-127: Frequência de inundação para períodos chuvoso (esquerda), seco (centro) e ao longo de 1 ano (direita) para a grade regular proposta para análise. O resultado foi obtido após simulação do modelo Turiaçu utilizando dados de LiDAR. 744

Figura 7-128: Frequência de inundação para períodos chuvoso (esquerda), seco (centro) e ao longo de 1 ano (direita) para a grade regular proposta para análise. O resultado foi obtido após simulação do modelo de Soure utilizando dados de LiDAR. 745

Figura 7-129: Frequência de inundação para períodos chuvoso (esquerda), seco (centro) e ao longo de 1 ano (direita) para a grade regular proposta para análise. O resultado foi obtido após simulação do modelo de Sucuriju utilizando dados de LiDAR. 745

Figura 7-130: Avaliação de frequência de inundação para Turiaçu. À esquerda, as áreas em azul são aquelas que estão sujeitas à inundação durante ao menos 10% de 1 ano. À direita, as áreas em azul são aquelas que estão sujeitas à inundação durante ao menos 50% de 1 ano. 746

Figura 7-131: Avaliação de frequência de inundação para Soure. À esquerda, as áreas em azul são aquelas que estão sujeitas à inundação durante ao menos 10% de 1 ano. À direita, as áreas em azul são aquelas que estão sujeitas à inundação durante ao menos 50% de 1 ano. 746

Figura 7-132: Avaliação de frequência de inundação para Sucuriju. À esquerda, as áreas em azul são aquelas que estão sujeitas à inundação durante ao menos 10% de 1 ano. À direita, as áreas em azul são aquelas que estão sujeitas à inundação durante ao menos 50% de 1 ano. 747

Figura 7-133: Energia cinética (em joule) calculada a partir do resultado obtido após simulação do modelo de Turiaçu utilizando dados de LiDAR. À esquerda energia cinética média e à direita energia cinética acumulada, ambas calculadas para o período de 1 ano. 748

Figura 7-134: Trabalho (em joule) calculado a partir do resultado obtido após simulação do modelo de Turiaçu utilizando dados de LiDAR. À esquerda trabalho médio e à direita trabalho acumulado, ambos calculados para o período de 1 ano. 748

Figura 7-135: Energia cinética (em joule) calculada a partir do resultado obtido após simulação do modelo de São Caetano de Odivelas utilizando dados de LiDAR. À esquerda energia cinética média e à direita energia cinética acumulada, ambas calculadas para o período de 1 ano. 749

Figura 7-136: Trabalho (em joule) calculado a partir do resultado obtido após simulação do modelo de São Caetano de Odivelas utilizando dados de LiDAR. À esquerda trabalho médio e à direita trabalho acumulado, ambos calculados para o período de 1 ano. 749

Figura 7-137: Energia cinética (em joule) calculada a partir do resultado obtido após simulação do modelo de Soure utilizando dados de LiDAR. À esquerda energia cinética média e à direita energia cinética acumulada, ambas calculadas para o período de 1 ano. 750

Figura 7-138: Trabalho (em joule) calculado a partir do resultado obtido após simulação do modelo de Soure utilizando dados de LiDAR. À esquerda trabalho médio e à direita trabalho acumulado, ambos calculados para o período de 1 ano.	750
Figura 7-139: Energia cinética (em joule) calculada a partir do resultado obtido após simulação do modelo de Sucuriju utilizando dados de LiDAR. À esquerda energia cinética média e à direita energia cinética acumulada, ambas calculadas para o período de 1 ano.	751
Figura 7-140: Trabalho (em joule) calculado a partir do resultado obtido após simulação do modelo de Sucuriju utilizando dados de LiDAR. À esquerda trabalho médio e à direita trabalho acumulado, ambos calculados para o período de 1 ano.	752
Figura 7-141: Análise de frequência sobre os valores obtidos para energia cinética (média e acumulada) e trabalho (médio e acumulado) em valores absolutos e em escala logarítmica (\log_{10}). O número de ocorrências se refere ao número de pontos de grade em que determinado intervalo de energia (energia cinética ou trabalho) em J foi observado. O resultado foi obtido após simulação do modelo de Turiaçu utilizando dados de LiDAR.	753
Figura 7-142: Análise de frequência sobre os valores obtidos para energia cinética (média e acumulada) e trabalho (médio e acumulado) em valores absolutos e em escala logarítmica (\log_{10}). O número de ocorrências se refere ao número de pontos de grade em que determinado intervalo de energia (energia cinética ou trabalho) em J foi observado. O resultado foi obtido após simulação do modelo de São Caetano de Odiveles utilizando dados de LiDAR.	753
Figura 7-143: Análise de frequência sobre os valores obtidos para energia cinética (média e acumulada) e trabalho (médio e acumulado) em valores absolutos e em escala logarítmica (\log_{10}). O número de ocorrências se refere ao número de pontos de grade em que determinado intervalo de energia (energia cinética ou trabalho) em J foi observado. O resultado foi obtido após simulação do modelo de Soure utilizando dados de LiDAR.	753
Figura 7-144: Análise de frequência sobre os valores obtidos para energia cinética (média e acumulada) e trabalho (médio e acumulado) em valores absolutos e em escala logarítmica (\log_{10}). O número de ocorrências se refere ao número de pontos de grade em que determinado intervalo de energia (energia cinética ou trabalho) em J foi observado. O resultado foi obtido após simulação do modelo de Sucuriju utilizando dados de LiDAR.	754
Figura 7-145: Energia cinética (em joule) calculada a partir do resultado obtido após simulação do modelo de Turiaçu utilizando dados de LiDAR. Os valores são apresentados em escala logarítmica, resultado da análise de distribuição dos valores. À esquerda energia cinética média e à direita energia cinética acumulada, ambas calculadas para o período de 1 ano.	754
Figura 7-146: Trabalho (em joule) calculado a partir do resultado obtido após simulação do modelo de Turiaçu utilizando dados de LiDAR. Os valores são apresentados em escala logarítmica, resultado da análise de distribuição dos valores. À esquerda trabalho médio e à direita trabalho acumulado, ambos calculados para o período de 1 ano.	755
Figura 7-147: Energia cinética (em joule) calculada a partir do resultado obtido após simulação do modelo de São Caetano de Odiveles utilizando dados de LiDAR. Os valores são apresentados em escala logarítmica, resultado da análise de distribuição dos valores. À esquerda energia cinética média e à direita energia cinética acumulada, ambas calculadas para o período de 1 ano.	755
Figura 7-148: Trabalho (em joule) calculado a partir do resultado obtido após simulação do modelo de São Caetano de Odiveles utilizando dados de LiDAR. Os valores são apresentados em escala logarítmica, resultado da análise de distribuição dos valores. À esquerda trabalho médio e à direita trabalho acumulado, ambos calculados para o período de 1 ano.	756

Figura 7-149: Energia cinética (em joule) calculada a partir do resultado obtido após simulação do modelo de Soure utilizando dados de LiDAR. Os valores são apresentados em escala logarítmica, resultado da análise de distribuição dos valores. À esquerda energia cinética média e à direita energia cinética acumulada, ambas calculadas para o período de 1 ano.	756
Figura 7-150: Trabalho (em joule) calculado a partir do resultado obtido após simulação do modelo de Soure utilizando dados de LiDAR. Os valores são apresentados em escala logarítmica, resultado da análise de distribuição dos valores. À esquerda trabalho médio e à direita trabalho acumulado, ambos calculados para o período de 1 ano.	757
Figura 7-151: Energia cinética (em joule) calculada a partir do resultado obtido após simulação do modelo de Sucuriju utilizando dados de LiDAR. Os valores são apresentados em escala logarítmica, resultado da análise de distribuição dos valores. À esquerda energia cinética média e à direita energia cinética acumulada, ambas calculadas para o período de 1 ano.	758
Figura 7-152: Trabalho (em joule) calculado a partir do resultado obtido após simulação do modelo de Sucuriju utilizando dados de LiDAR. Os valores são apresentados em escala logarítmica, resultado da análise de distribuição dos valores. À esquerda trabalho médio e à direita trabalho acumulado, ambos calculados para o período de 1 ano.	759
Figura 7-153: Limite das grades ROMS-G2 (ROMS, item 7.3), em vermelho, e Pará-Maranhão (D3D-FM, item 7.4), em verde, e a posição dos pontos escolhidos para a extração das séries temporais. As linhas cinza representam a profundidade da região, em metros, de acordo com a grade ROMS-G2. A radial A encontra-se na foz do rio Amazonas e a B na foz do rio Pará.	760
Figura 7-154: Rosas de correntes referente às velocidades barotrópicas da grade ROMS-G2. A primeira linha de figuras se referem à radial A, localizada na foz do rio Amazonas e segunda linha à radial B, localizada na foz do rio Pará. A primeira coluna apresenta os pontos mais costeiros e a segunda coluna os pontos intermediários, conforme ilustrado na Figura 7-153.	761
Figura 7-155: Distribuição das rosas de correntes barotrópicas apresentadas na Figura 7-154 sobre o mapa da grade intermediária ROMS-G2 e a posição dos pontos escolhidos para a extração das séries temporais utilizadas na produção das mesmas. As linhas cinza representam a profundidade da região, em metros, de acordo com a grade ROMS-G2. Destaque-se que os círculos concêntricos de frequência de ocorrência de cada direção foram padronizados para todas as rosas seguindo aquela com os maiores percentuais, neste caso, o B1. Tais valores correspondem, em ordem decrescente, a 52%, 41,6%, 31,2%, 20,8% e 10,4%. ...	762
Figura 7-156: Periodogramas das séries temporais das componentes meridional e zonal da velocidade barotrópica para os pontos apresentados na Figura 7-153 de acordo com a simulação desenvolvida para a grade intermediária ROMS-G2.	763
Figura 7-157: Distribuição das rosas de correntes barotrópicas resultado do modelo Pará-Amazonas (Delft3d-FM). As linhas cinza representam a profundidade da região, em metros. Destaque-se que os círculos concêntricos de frequência de ocorrência de cada direção foram padronizados para todas as rosas seguindo aquela com os maiores percentuais, neste caso, o B1. Tais valores correspondem, em ordem decrescente, a 52%, 41,6%, 31,2%, 20,8% e 10,4%.	764
Figura 7-158: Periodogramas das séries temporais das componentes meridional e zonal da velocidade barotrópica para os pontos apresentados na Figura 7-157 de acordo com os resultados obtidos após simulação do modelo Pará-Amazonas.	765

Índice de Tabelas

Tabela 7-1: Dados observados utilizados para a assimilação na grade ROMS-G1 e os erros de medição utilizados.	626
Tabela 7-2: Localização geográfica, profundidade e período de amostragem de dados nos fundeios do WOCE utilizados nas análises do presente relatório.	642
Tabela 7-3: Dimensões das malhas utilizadas para a modelagem hidrodinâmica da zona estuarina e floresta de mangue.	684
Tabela 7-4: Coeficiente de Manning para rugosidade definidos para o domínio do modelo hidrodinâmico Pará-Amazonas e modelo hidrodinâmico de Soure baseado em ARCEMENT JR e SCHNEIDER (1989).	692
Tabela 7-5: Coeficiente de Manning para rugosidade definidos para o domínio do modelo hidrodinâmico do rio Turiaçu baseado em ARCEMENT JR e SCHNEIDER (1989).	692
Tabela 7-6: Coeficiente de Manning para rugosidade definidos para o domínio do modelo hidrodinâmico de SCO baseado em ARCEMENT JR e SCHNEIDER (1989).	692
Tabela 7-7: Coeficiente de Manning para rugosidade definidos para o domínio do modelo do rio Sucuriçu baseado em ARCEMENT JR e SCHNEIDER (1989).	693
Tabela 7-8: Base de cálculo para o coeficiente de Manning para a classe de uso e cobertura de solo definida como Uso Antrópico.	694
Tabela 7-9: Base de cálculo para o coeficiente de Manning para a classe de uso e cobertura de solo definida como Áreas Naturais.	694
Tabela 7-10: Base de cálculo para o coeficiente de Manning para a classe de uso e cobertura de solo definida como Áreas Úmidas.	695
Tabela 7-11: Base de cálculo para o coeficiente de Manning para a classe de uso e cobertura de solo definida como Área Urbana.	695
Tabela 7-12: Base de cálculo para o coeficiente de Manning para a classe de uso e cobertura de solo definida como Cobertura Vegetal.	696
Tabela 7-13: Base de cálculo para o coeficiente de Manning para a classe de uso e cobertura de solo definida como Mangue.	696
Tabela 7-14: Coeficiente de Manning definido segundo para as classes de uso e cobertura de terra para a planície de inundação.	697
Tabela 7-15: Descrição da configuração da condição hidrodinâmica para os modelos hidrodinâmicos.	698
Tabela 7-16: Valores gerados a partir de dados <i>in situ</i> (obs) e valores obtidos pelo modelo (cal) e de amplitude (em metros) das principais componentes de maré analisadas durante a calibração do modelo hidrodinâmico do sistema estuarino Pará-Amazonas.	706
Tabela 7-17: Coeficiente de correlação de Pearson e raiz do erro médio quadrado para a análise de sinal de maré de cada ponto de observação definido para modelo hidrodinâmico do sistema estuarino Pará-Amazonas.	707
Tabela 7-18: Coeficiente de correlação de Pearson e raiz do erro médio quadrado para a análise de sinal de maré de cada ponto de observação definido no estuário do rio Turiaçu.	709
Tabela 7-19: Valores gerados a partir de dados <i>in situ</i> (obs) e valores obtidos pelo modelo (cal) de amplitude (em metros) das principais componentes de maré analisadas durante a calibração do modelo hidrodinâmico do rio Turiaçu.	709

Tabela 7-20: Coeficiente de correlação de Nash-Sutcliffe para a série de nível de superfície livre (maré) e Erro Quadrático Médio para quatro períodos lunares diferentes aplicados aos dados modelados e medidos referente ao modelo hidrodinâmico do sistema estuarino Mojuim-Mocajuba.	711
Tabela 7-21: Valores gerados a partir de dados <i>in situ</i> (obs) e valores obtidos pelo modelo (cal) e de amplitude (em metros) das principais componentes de maré analisadas durante a calibração do modelo hidrodinâmico do sistema estuarino Mojuim-Mocajuba.	712
Tabela 7-22: Coeficiente de correlação de Pearson e raiz do erro médio quadrado para a análise de sinal de maré de cada ponto de observação definido no estuário do rio Sucuriju.	713
Tabela 7-23: Valores gerados a partir de dados <i>in situ</i> (obs) e valores obtidos pelo modelo (cal) de amplitude (em metros) das principais componentes de maré analisadas durante a calibração do modelo hidrodinâmico do rio Sucuriju.	713
Tabela 7-24: Coeficiente de correlação de Pearson e raiz do erro médio quadrado para a análise do resultado de descarga das secções transversais definidas para o modelo hidrodinâmico do sistema estuarino Pará-Amazonas.	715
Tabela 7-25: Coeficiente de correlação de Pearson e raiz do erro médio quadrado para a análise da velocidade para os pontos de observação definidos para o modelo hidrodinâmico do rio Turiaçu.	717
Tabela 7-26: Coeficiente de correlação de Nash-Sutcliffe e Erro Quadrático Médio para os valores de transporte modelados e medidos referente ao modelo hidrodinâmico do rio Mojuim.	719
Tabela 7-27: Coeficiente de correlação de Pearson e raiz do erro médio quadrado para a análise do transporte para a seção transversal (CS1) definida para o modelo hidrodinâmico do rio Sucuriju.	719
Tabela 7-28: Descarga líquida ao longo de um ciclo de maré referentes aos 8 cenários simulados para o modelo Pará-Amazonas segundo base hidrodinâmica, valores positivos indicam direção a jusante.	729

Lista de Abreviações

4D-Var	<i>4-Dimensional Variational Data Assimilation</i>
AATSR	<i>Advanced Along Track Scanning Radiometer</i>
ADCP	<i>Acoustic Doppler Current Profiler</i>
ADT	<i>Absolute Dynamic Topography</i>
AIA	Água Intermediária Antártica
AMSRE	<i>Advanced Microwave Scanning Radiometer-EOS</i>
ANA	Agência Nacional das Águas
APAN	Água Profunda do Atlântico Norte
AVHRR	<i>Advanced Very High Resolution Radiometer</i>
AVISO	<i>Archiving Validation, and Interpretation of Satellite Data in Oceanography</i>
CCNB	Contra-corrente Norte do Brasil
CCNE	Contra-corrente Norte Equatorial
CMEMS	<i>Copernicus Marine Environment Monitoring Service</i>
CNB	Corrente Norte do Brasil
CTD	<i>Conductivity, Temperature, Depth</i>
DHN	Diretoria de Hidrografia e Navegação
DP	Desvio Padrão
ECD	Escala de Comprimento de Decorrelação
EKE	<i>Eddy Kinetic Energy</i>
EN4	<i>European Union ENSEMBLES Project</i>
ESM	Elevação da Superfície do Mar
EUA	Estados Unidos da América
ERT	Estuário do Rio Turiaçu

FEMAR	Fundação de Estudos do Mar
FFT	Transformadas Rápidas de Fourier
GEBCO	<i>General Bathymetric Chart of the Oceans</i>
GLOSS	<i>Global Sea Level Observing System</i>
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
IS4D-Var	<i>Incremental Strong Constraint 4D-Var</i>
LabSAR	Laboratório de Sensoriamento Remoto por Radar Aplicado à Indústria do Petróleo
LAMCE	Laboratório de Métodos Computacionais em Engenharia
LAPMAR	Laboratório de Pesquisa em Monitoramento Ambiental Marinho
LiDAR	<i>Light Detection and Ranging</i>
MBT	<i>Mechanical Bathythermographs</i>
MDT	<i>Mean Dynamic Topography</i>
MDTO	Modelo Digital de Terreno Oceânico
MDS	Modelo Digital de Superfície
MKE	<i>Mean Kinetic Energy</i>
MPT	Modelo Digital Topo-Batimétrico
NCEP	<i>National Centre for Environmental Predictions</i>
OP	Pontos de Observação
OSTIA	<i>Operational Sea Surface Temperature, and Sea Ice Analysis</i>
PIRATA	<i>Prediction and Research Moored Array in the Tropical Atlantic</i>
RMSE	<i>Root Mean Square Error</i>
ROMS	<i>Regional Ocean Modeling System</i>
SCO	São Caetano de Odivelas
SEVIRI	<i>Spinning Enhanced Visible and Infrared Image</i>

SLA	<i>Sea Level Anomaly</i>
SLDMB	<i>Self-Locating Datum Marker Buoy</i>
SRTM	<i>Shuttle Radar Topography Mission</i>
SVP	<i>Surface Velocity Programme</i>
SWBD	<i>Shuttle Radar Topography Mission Water Body Data</i>
TKE	<i>Total Kinetic Energy</i>
TMI	<i>Tropical Rainfall Measuring Mission Microwave Imager</i>
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
UFPA	Universidade Federal do Pará
UNESCO	Organização das Nações Unidas para a Educação, a Ciência e a Cultura
WCRP	<i>World Climate Research Programme</i>
WOCE	<i>World Ocean Circulation Experiment</i>
XBT	<i>Expendable Bathythermographs</i>
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical
ZCNB	Zona Costeira Norte do Brasil

Lista de Símbolos

h	Altura
n	Coefficiente de <i>Manning</i>
u	Componente Longitudinal do Vetor de Velocidade
v	Componente Transversal do Vetor de Velocidade
τ	Trabalho
A	Área
E_c	Energia Cinética
d	Deslocamento
ρ	Densidade
\vec{V}	Módulo do Vetor Velocidade
η	Superfície Livre
T	Temperatura
S	Salinidade

7. MODELAGEM HIDRODINÂMICA

O Projeto Costa Norte tem como objetivo principal o entendimento e a avaliação dos níveis de vulnerabilidade dos sistemas costeiros, particularmente dos manguezais, considerando aspectos de sensibilidade, resiliência e suscetibilidade à contaminação por óleo na região costeira e estuarina que contempla as Bacias Sedimentares Marinhas da Foz do Amazonas e do Pará-Maranhão. Sendo assim, a representação consistente da complexa hidrodinâmica marinha da área de estudo é de fundamental importância para dar suporte ao objetivo principal definido e uma das ferramentas mais adequadas para se obter esse conhecimento é a modelagem numérica.

A modelagem numérica hidrodinâmica é capaz de simular as condições ambientais passadas e prever as condições oceânicas futuras em um ambiente computacional, e constitui uma base importante para a avaliação da dispersão de óleo no ambiente marinho, assim como para a avaliação da vulnerabilidade dos manguezais aos possíveis derramamentos de óleo ao longo da margem equatorial brasileira.

A construção de bases hidrodinâmicas consistentes oriundas da implementação de modelos computacionais multiescalares na região de estudo é importante para o entendimento da dinâmica associada a dispersão de óleo em diferentes cenários oceanográficos, hidrológicos e meteorológicos. Tal conhecimento assegura o cálculo de variáveis as quais permitem inferir a distribuição espacial e temporal da vulnerabilidade de todos os ecossistemas na região de estudo incluindo, principalmente, as florestas de mangue que representam a maior parte dos ecossistemas marinhos costeiros presentes na região de estudo.

No entanto, a aplicação da modelagem hidrodinâmica na região é desafiadora visto que as dinâmicas costeira e oceânica são controladas por marés de grande amplitude, pelas descargas dos rios Amazonas e Pará, pelos ventos alíseos e pelas feições oceanográficas associadas à Corrente Norte do Brasil (CNB) (Figura 7-1). Tais forçantes atuam de forma integrada com variabilidades espaciais e temporais específicas as quais devem ser consideradas para a correta caracterização da distribuição no tempo e no espaço da dinâmica marinha em ambientes de oceano profundo, na plataforma continental e em ambientes costeiros como praias, planícies de maré e estuários.

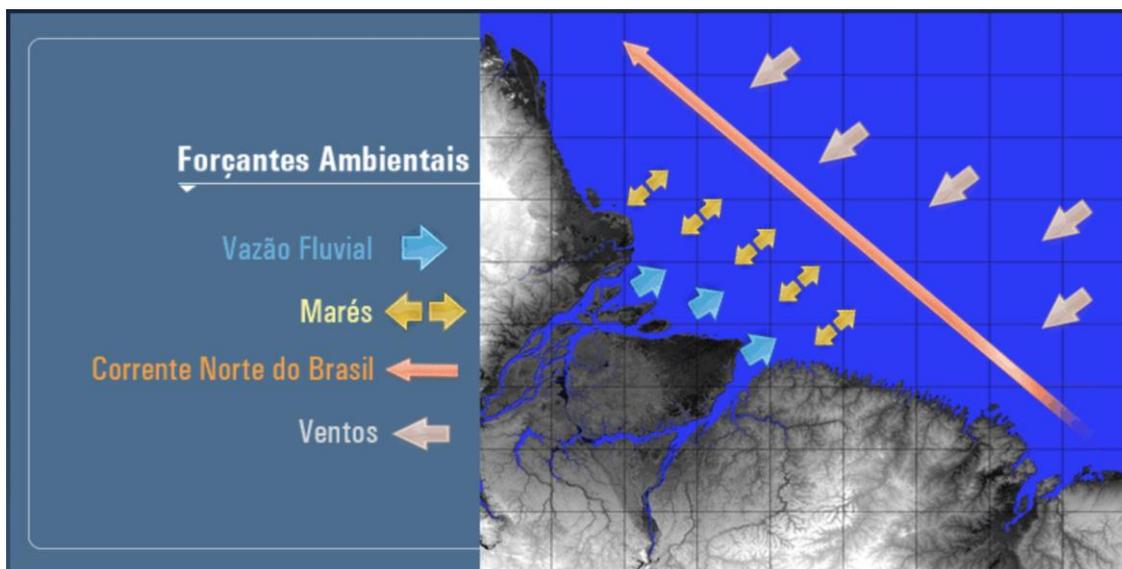


Figura 7-1: Representação esquemática dos principais forçantes ambientais que atuam sobre as dinâmicas costeira e oceânica da região de estudo.

A CNB é uma corrente de contorno oeste bastante intensa que flui para noroeste ao longo da quebra de plataforma. Em determinados períodos do ano há um aumento na vorticidade devido à retroflexão da CNB para leste e devido aos vórtices anticiclônicos que se desprendem da CNB e fluem para oeste (OUDOT *et al.*, 1999; PHILANDER, 2001).

Já na região mais próxima à costa, a hidrodinâmica é bastante influenciada pelas descargas fluviais que introduzem um grande volume de sedimentos e de água doce no oceano, formando uma pluma que tem sua extensão e transporte controlados pelo fluxo da CNB. A região de influência das plumas, principalmente a do rio Amazonas, é caracterizada pela grande estratificação horizontal e mistura vertical, que impõem mais um desafio na sua representação numérica.

Além disso, a região costeira apresenta extensas áreas alagáveis, com as maiores extensões de manguezais do Brasil. Como os manguezais correspondem à grande parte da área de interesse do Projeto e estes alteram a forma como as correntes interagem com o substrato, a representação desses ecossistemas nas grades numéricas se faz necessária. No entanto, a representação desse ambiente é complexa visto que não há informações topográficas disponíveis, principalmente na escala requerida para esse tipo de estudo. Dessa forma, são necessárias aproximações para a obtenção da microtopografia dos manguezais que devem estar em consonância com dados *in situ* e de LiDAR, também obtidos no âmbito do Projeto Costa Norte. Além dessa dificuldade na obtenção de um modelo digital para as regiões de manguezais, a modelagem numérica do alagamento e secamento em resposta principalmente às variações das macromarés locais também é um desafio visto a complexidade da linha de costa e à grande remobilização de fundo, que dificulta a correta representação batimétrica.

Desta forma, foram necessários desenvolvimentos relativos à aplicação da modelagem hidrodinâmica através do uso de diferentes escalas temporais e espaciais, assim como diferentes abordagens metodológicas, com o intuito de obter a forma mais adequada de acessar e avaliar a dinâmica tanto na área oceânica, quanto costeira e estuarina, incluindo áreas de mangues, nesta região complexa que corresponde à margem equatorial brasileira. O projeto, inclusive, contou com algumas inovações relacionadas a área de modelagem hidrodinâmica, envolvendo técnicas de assimilação de dados, aninhamento de grades e utilização de diferentes abordagens (métodos) numéricos para a implementação de modelos hidrodinâmicos.

Na região oceânica, a representação da dinâmica, apresentada em detalhes no item 7.2, foi obtida através da modelagem numérica em uma escala climatológica, obtendo-se um produto com dez anos de extensão, e em uma escala de tempo menor, através da aplicação da assimilação de dados. Esta técnica é vantajosa pois considera o conhecimento e as incertezas associadas tanto ao modelo numérico quanto às observações medidas. Destaca-se que esta foi a primeira aplicação da assimilação de dados em um modelo hidrodinâmico na região de estudo, o que corresponde a um marco importante do Projeto visto que este desenvolvimento corresponde a uma grande contribuição para futuros estudos hidrodinâmicos e de modelagem numérica, tanto em relação à utilização dos resultados obtidos quanto às abordagens metodológicas aplicadas, visto que a aplicação deste tipo de técnica é desafiadora em áreas como a margem equatorial brasileira dada a energia e a não linearidade dos processos físicos atuantes na região.

Na região costeira, com foco na plataforma continental, os resultados hidrodinâmicos foram obtidos através do aninhamento *offline*¹ de grades numéricas com diferentes resoluções espaciais, o que permitiu a representação de processos de menor escala e com períodos menores. Foram utilizados diferentes modelos e grades numéricas, descritos no item 7.3, a fim de caracterizar da forma mais satisfatória os processos costeiros, mas mantendo o sinal das feições oceânicas que impactam a dinâmica sobre a plataforma continental.

A implementação desse sistema de modelagem hidrodinâmica multiescalar e integrado é uma importante inovação e desenvolvimento do projeto. O desenvolvimento de tal sistema permite que a representação de processos oceanográficos costeiros esteja de fato integrada a ocorrência de processos oceanográficos na plataforma continental e em regiões oceânicas profundas. Esse procedimento permitiu que o projeto construísse uma base hidrodinâmica única capaz de dar suporte ao entendimento da dispersão de manchas de óleo oriundas de potenciais vazamentos de óleo que ocorram em regiões de oceano profundo e que possam atingir regiões costeiras.

Além disso, uma vez que os processos oceanográficos citados anteriormente só podem ser bem representados a partir da utilização de modelos especificamente configurados (fisicamente e numericamente), um dos desenvolvimentos realizados no projeto foi a utilização de modelos hidrodinâmicos que utilizam aproximações numéricas distintas, a saber: modelos de diferenças finitas e volumes finitos a fim de avaliar a eficiência de cada método em representar a dinâmica marinha em cada uma das escalas espaciais e temporais consideradas. O método de volumes finitos permite uma melhor adaptação da grade numérica do modelo à geometria complexa de regiões costeiras. Tal adaptação impacta diretamente na melhor representação da dinâmica marinha em tais regiões com esforço computacional, muitas vezes, menor que aquele associado à implementação de modelos de diferenças finitas os quais exigem um aumento da resolução espacial o qual está associado diretamente ao aumento de um custo computacional.

Na abordagem utilizada pelo Laboratório de Métodos Computacionais em Engenharia (LAMCE) foi utilizado o modelo *Regional Ocean Modeling System* (ROMS) para a simulação tridimensional da temperatura, salinidade, elevação da superfície livre e velocidades barotrópicas e baroclínicas em uma sequência de grades estruturadas aninhadas, denominadas ROMS-G1, ROMS-G2 e ROMS-G3.

Em uma segunda abordagem, o Laboratório de Pesquisa em Monitoramento Ambiental Marinho (LAPMAR) desenvolveu modelos costeiros e estuarinos utilizando o software Delft3D – Flexible Mesh. Tais modelos buscaram reproduzir a dinâmica presente nos estuários dos rios Turiaçu (MA), Mojuim e Mocajuba (São Caetano de Odivelas - PA) e Sucuriju (AM) e na região de Soure (PA), a partir da simulação da elevação da superfície livre e campo de velocidade.

Nas seções seguintes do presente documento, cada um dos desenvolvimentos citados serão detalhadamente apresentados, assim como os resultados obtidos.

¹ No aninhamento *offline* a troca de informações entre as grades numéricas não é feita em tempo real e sim através de condições de contorno no qual os resultados das grades de menor resolução são utilizados como forçantes nas grades mais resolutas.

7.1. Objetivos Específicos

Os objetivos relacionados à modelagem hidrodinâmica correspondem à caracterização das feições oceanográficas presentes na bacia oceânica, na plataforma continental e nas zonas estuarinas.

Para a caracterização hidrodinâmica da bacia oceânica, o trabalho visa a obtenção de uma climatologia para a região da margem equatorial brasileira, onde seja possível verificar as feições de mesoescala predominantes da região, como a CNB, sua retroflexão e seus vórtices. Para isso, os objetivos específicos correspondem à obtenção de uma base hidrodinâmica climatológica, com dez anos de extensão, e a aplicação da assimilação de dados nesta mesma escala espacial, a fim de obter resultados mais próximos dos observados, que possam fornecer condições de contorno adequadas para a simulação da hidrodinâmica em grades de maior resolução espacial, com foco na plataforma continental e regiões costeiras.

Para a plataforma continental, os objetivos específicos dizem respeito à obtenção da hidrodinâmica em maior resolução espacial na região influenciada primariamente pelas marés e pelas vazões fluviais e a avaliação do processo de inundação costeira ao qual grandes extensões da área de estudo estão sujeitas. Neste contexto, o objetivo corresponde à implementação de modelos costeiros, que utilizem os resultados com assimilação de dados para a bacia oceânica como condição de contorno, utilizando grades estruturadas aninhadas, desenvolvido pelo LAMCE, e grades não estruturadas com resoluções espaciais variáveis, desenvolvida pelo núcleo de pesquisa do LAPMAR. E finalmente, o objetivo é avaliar comparativamente os resultados gerados pelas diferentes metodologias de modelagem hidrodinâmica aplicadas pelos grupos de pesquisa.

Para a região costeira e estuarina, os objetivos específicos são a simulação da hidrodinâmica em resolução espacial local o que permite gerar as bases hidrodinâmicas utilizadas para a modelagem de dispersão de óleo e cálculos energéticos das planícies de inundação colonizadas pelas florestas de mangue. A partir dessas análises será possível o cálculo dos proxies referentes a suscetibilidade, sensibilidade e resiliência e assim indicar a vulnerabilidade dos ecossistemas de mangue ao toque de óleo.

7.2. Bacia Oceânica

Nesta seção são apresentadas as etapas desenvolvidas para a obtenção de uma base hidrodinâmica para a margem equatorial brasileira. A região foco desta etapa do estudo corresponde à região oceânica adjacente à margem equatorial, que se estende da costa do Suriname ao Rio Grande do Norte. Nesta escala, a CNB é a principal feição oceanográfica, contudo, as feições associadas às plumas do rio Amazonas e Pará também são representativas na distribuição de massa e energia na região estudada.

O estudo climatológico da região, ou seja, através de escalas temporais maiores, é importante pois nos permite compreender quais feições são persistentes assim como compreender como se dá a variabilidade delas em diferentes escalas temporais. Tendo isso em vista, foi proposto o desenvolvimento de uma base climatológica para a região, com dez anos de extensão e aproximadamente 9 km de resolução espacial, que permitiu a compreensão da hidrodinâmica regional em escalas sazonais e interanuais.

Além disso, com o propósito de obter a representação mais acurada da hidrodinâmica regional e mais adequada para a utilização em estudos de dispersão de óleo, foi realizada a modelagem hidrodinâmica com assimilação de dados na mesma grade numérica, no entanto considerando um período menor. Essa

abordagem correspondeu a um grande desafio e permitiu a maior aproximação dos resultados numéricos dos valores observados, garantindo que os prognósticos de temperatura, salinidade e velocidade pudessem ser utilizados nas grades de maior resolução espacial e temporal, com foco na plataforma continental, e fossem mais próximos do estado real do oceano estudado.

7.2.1. Metodologia

A primeira etapa correspondeu à implementação do modelo regional oceânico para um período longo, apresentado no item 9.2.2.2, a fim de obter um comportamento climatológico para a obtenção das matrizes de covariância de erro de *background* e para a determinação das feições oceanográficas predominantes na área de estudo. A segunda etapa correspondeu à aplicação da assimilação de dados para um período menor, a partir de 2016 até junho de 2017. Os métodos utilizados para a aplicação da assimilação são apresentados no item 9.2.2.3. Para o desenvolvimento dessas etapas foi necessário o desenvolvimento de um modelo digital de terreno, descrito no item 7.2.1.1.

7.2.1.1. Modelo digital de terreno oceânico

Para a elaboração do Modelo Digital de Terreno Oceânico (MDTO) foram utilizadas informações batimétricas e topográficas da área de interesse contemplada na modelagem oceânica, a fim de montar uma base unificada para a elaboração das grades numéricas. Apesar dessas grades corresponderem àquelas utilizadas na modelagem hidrodinâmica, como se trata de uma região sujeita à grande variação de marés e conseqüentemente à exposição e ao alagamento de extensas áreas, as informações topográficas se tornam importantes para a modelagem da inundação costeira nessa região, principalmente por se tratar de uma região de topografia plana. Dessa forma, foram montadas duas bases, uma batimétrica e outra topográfica.

A base topográfica abrangeu a região costeira da área de interesse e foi montada utilizando a base SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*; JPL (2013a)), com resolução espacial de aproximadamente 30 m (1 arco de segundo), e as informações topográficas contidas nas cartas náuticas distribuídas pela Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN), da Marinha do Brasil, disponíveis para a região (Figura 7-2a), com escala de 1:300.000.

A base batimétrica foi montada a partir das informações batimétricas obtidas através da vetorização das cartas náuticas da Marinha, localizadas entre as longitudes -52° e -38° . Essas informações foram unificadas à batimetria do ETOPO1, que corresponde à base com resolução de 1 minuto de arco (AMANTE e EAKINS, 2009), para a parte oceânica. Adicionalmente foi utilizada a linha de costa do SWBD (*Shuttle Radar Topography Mission Water Body Data*) para obtenção da cota zero, com resolução de 1 segundo de arco (JPL, 2013b) (Figura 7-2b). Todos os pontos, batimétricos e topográficos, foram corrigidos para o mesmo referencial horizontal e vertical, formando um conjunto de dados correspondente ao sistema WGS84, com referência ao nível do mar médio. As duas bases foram unificadas formando um MDTO único utilizado para a elaboração das grades numéricas, com diferentes domínios e resoluções espaciais, conforme apresentado nos itens a seguir.

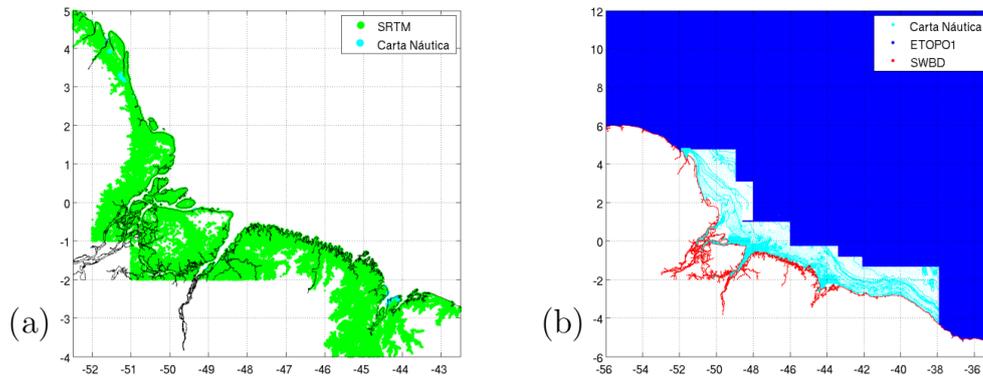


Figura 7-2: (a) Pontos topográficos utilizados para a elaboração do MDTO. Em verde estão representados os pontos topográficos da base SRTM e em azul, os pontos topográficos extraídos das cartas náuticas da DHN. (b) Pontos batimétricos utilizados para a elaboração do MDTO. Em azul escuro estão representados os pontos batimétricos da base ETOPO1, em azul claro, os pontos extraídos das cartas náuticas da DHN, e em vermelho, os pontos da base SWBD.

7.2.1.2. Base climatológica

A base climatológica foi obtida em uma grade numérica de aproximadamente 9 km ($1/12^\circ$) de resolução espacial horizontal, abrangendo a região entre as longitudes $56,0^\circ\text{W}$ e $35,5^\circ\text{W}$ e as latitudes $5,5^\circ\text{S}$ e $12,0^\circ\text{N}$ (Figura 7-3). A grade numérica, denominada como ROMS-G1, foi montada considerando a batimetria contida no MDTO apresentado no item 9.2.2.1.

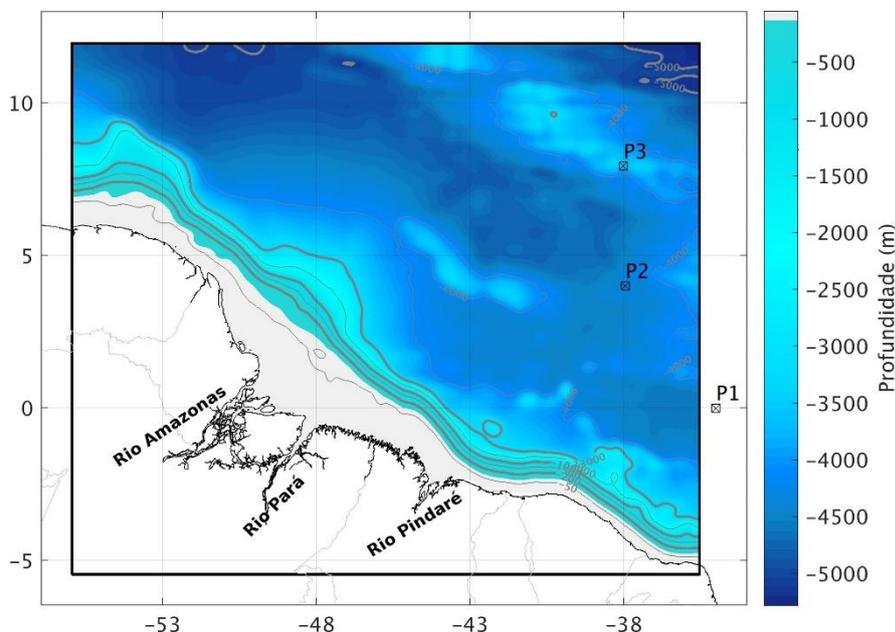


Figura 7-3: Limites geográficos da grade numérica ROMS-G1 com a batimetria em metros e localização das boias do PIRATA P1, P2 e P3 utilizadas para a avaliação das bases hidrodinâmicas apresentadas nos itens a seguir.

O modelo numérico utilizado foi o *Regional Ocean Modeling System* (ROMS, SHCHEPETKIN e MCWILLIAMS (2005)), na versão elaborada pela Universidade de Rutgers. O ROMS é um modelo de superfície livre que

resolve as equações primitivas dos oceanos em uma grade C de Arakawa, calculando a física dos oceanos a cada ponto de grade. As variáveis prognósticas do modelo incluem a elevação da superfície livre, as componentes zonal e meridional de velocidade, temperatura e salinidade (MARCHESIELLO et al., 2003).

Como condições inicial e de contorno para o modelo hidrodinâmico foram utilizados os resultados diários do sistema de previsão e análise global do CMEMS (antigo MyOcean) com resolução horizontal de $1/12^\circ$. As condições de contorno laterais, foram aplicadas aos contornos abertos oeste, norte e leste, considerando uma combinação do tipo Chapman para a superfície livre e do tipo radiacional (Shchepetkin) para as velocidades barotrópicas e condições do tipo Radiacional com *nudging* para as velocidades baroclínicas e para temperatura e salinidade.

Os rios Amazonas, Tocantins e Pindaré foram representados no modelo através da inserção da vazão climatológica nos pontos correspondentes às seções desses rios, que foi distribuída uniformemente entre as camadas verticais. As vazões climatológicas correspondem a valores médios mensais e foram calculadas a partir dos dados históricos das estações fluviométricas do HYBAM (Serviço de Observação dos Controles geodinâmico, hidrológico e biogeoquímico da erosão/alteração e dos transportes de matérias nas bacias dos rios Amazonas, Orinoco e Congo) e da ANA (Agência Nacional de Águas).

Para forçar o modelo na superfície, foram utilizados os campos de tensão de cisalhamento do vento sobre a superfície oceânica (*sustr* e *svstr*), de fluxo de radiação de onda curta (*swrad*), fluxo líquido de massa, que corresponde ao balanço entre a evaporação e a precipitação (*swflux*), e o fluxo líquido de calor (*shflux*), calculados a partir dos resultados da Reanálise 2 do NCEP (*National Centre for Environmental Predictions*, KANAMITSU et al. (2002)), com resolução espacial horizontal de aproximadamente 2° para a região e com resolução temporal de 6h. Apesar de ter sido aplicada uma máscara de terra bem próxima à linha de costa, foi ativada a opção de alagamento e secamento, provendo maior versatilidade na utilização dos valores batimétricos e permitindo eventuais variações maiores no nível de água.

O modelo foi executado para o período de 27 de dezembro de 2006 a 30 de junho de 2017. A escolha desse período foi resultado da combinação de dois fatores: primeiro, correspondeu ao período em que todas as bases utilizadas como forçantes apresentavam resultados disponíveis; e, segundo, para prover um período mínimo de resultados correspondente a 10 anos. Essa rodada foi chamada de FREE_CLM.

A simulação foi executada considerando o passo de tempo interno de 600 s e externo de 20 s, e foram considerados 30 níveis verticais, de forma que a resolução máxima se encontra próxima a superfície. A espessura máxima da camada superficial é de 4,5 m e de 680,2 m na camada junto ao fundo. Os resultados foram escritos em intervalos diários correspondendo às variáveis prognósticas: elevação da superfície livre, temperatura, salinidade e velocidades barotrópicas e baroclínicas. Também foi escrita a máscara de alagamento e secamento, que é modificada de acordo com o nível de água modelado. A tensão de cisalhamento do vento, o fluxo líquido de sal, que corresponde ao balanço entre a evaporação e a precipitação multiplicado pela salinidade, e o fluxo líquido de calor também foram escritos para os fins da assimilação de dados. Os resultados para o período anterior a janeiro de 2007 foram descartados e os demais foram validados considerando dados observados por satélite e medidos *in situ*.

7.2.1.3. Assimilação de dados

Para a obtenção de um estado oceânico mais próximo do observado, foi aplicada a assimilação de dados na grade de 9 km apresentada na Figura 7-3, para um período de aproximadamente 18 meses, iniciado em 16 de dezembro de 2016 e finalizado em 28 de junho de 2017.

Para esse mesmo período temporal, foram realizadas simulações com o modelo não linear utilizando além da Reanálise 2 do NCEP, o produto atmosférico obtido com o WRF no âmbito do projeto, e considerando diferentes abordagens para a imposição dos fluxos entre a atmosfera e o oceano. Essas simulações foram realizadas a fim de verificar quais forçantes atmosféricas disponíveis levavam a uma melhor solução hidrodinâmica, de forma que fosse obtida uma configuração confiável, sem erros sistemáticos associados a um comportamento de uma base atmosférica, onde fosse possível aplicar a assimilação de dados. Após a avaliação dos resultados obtidos, optou-se por utilizar na assimilação de dados os mesmos forçantes utilizados na base climatológica, no entanto, os fluxos de calor e massa entre o oceano e a atmosfera foram calculados internamente pelo modelo através do método de *bulk fluxes*.

A assimilação de dados combina as informações fornecidas pelo modelo com as observações, coletadas tanto direta quanto indiretamente, de forma a produzir previsões mais próximas do real estado oceânico, e para tal, considera informações acerca da covariância dos erros do background, neste caso correspondente à base climatológica apresentada em 9.2.2.2, e das observações.

Na presente aplicação foi utilizada a abordagem de assimilação de dados 4d variacional (4D-Var), já disponibilizada no código do ROMS, em sua formulação primal, conforme apresentado a seguir.

7.2.1.3.1. ROMS 4Dvar

A formulação primal incremental do 4D-Var com restrição forte (IS4D-Var) foi a escolhida para ser utilizada no projeto. Na formulação primal, a busca pela melhor solução é feita em todo o espaço considerando o vetor controle do modelo. Essa melhor estimativa corresponde à solução que maximize a probabilidade dela ocorrer, dado um conjunto de dados observados, levando em consideração o conhecimento do background sobre o espaço do modelo e os erros associados a essas duas fontes de informação (dados observados e background) (MOORE et al., 2011).

Essa abordagem é equivalente a encontrar a solução que minimize uma função custo, cujo mínimo é mais facilmente encontrado em sua forma linearizada.

O método 4dvar identifica essa solução em um intervalo de tempo finito (janela ou ciclo de assimilação) valendo-se de todas as observações disponíveis nesse intervalo e interpolando dinamicamente essa informação no tempo e no espaço.

Na restrição forte (*strong constraint*) assume-se que o modelo possui erros negligíveis e estes não compõem o vetor controle, e, por isso é necessário que o *forward model*, que se refere a um modelo livre, sem assimilação, que representa a solução do modelo não linear, resolva bem a dinâmica da área de estudo.

A assimilação de dados combina as informações dos dados observados com as informações de background do modelo oceânico, referido a um modelo sem assimilação de dados, que tem sua solução determinada por um vetor controle composto por condições iniciais e de contorno, tanto lateral quanto de superfície. As hipóteses acerca da incerteza associada ao background compõem a matriz de covariância do erro de background D e as incertezas associadas às observações na matriz de covariância do erro de observação R . A função custo, que deve ser minimizada no processo assimilativo, depende de D e R , conforme descrito em MOORE et al. (2011).

7.2.1.3.2. Matriz de covariância do erro de background D

Os desvios-padrões (DP) dos erros de background do vetor controle foram calculados para cada mês simulado. Para as condições iniciais, os DP foram calculados utilizando os resultados da base climatológica

FREE_CLM, descrita no item 9.2.2.2, para o período em questão. Cada componente bloco diagonal da matriz D é modelado usando um operador de difusão, conforme a aproximação de WEAVER e COURTIER (2001), que utiliza escalas de comprimento verticais e horizontais de decorrelação das variáveis ao longo do domínio de modelagem.

As escalas de comprimento de decorrelação (ECD) utilizadas para modelar os erros de background das condições iniciais e de contorno foram na horizontal de 250 km para temperatura e deslocamento da superfície livre (η), 200 km para salinidade e 150 km para as componentes baroclínicas e barotrópicas da velocidade. Na vertical, foi utilizada uma escala de 50 m para todas as variáveis prognósticas. Para os forçantes de superfície, as ECD foram de 800 km para a tensão de cisalhamento do vento zonal e meridional e 600 km para os fluxos de calor e sal.

7.2.1.3.3. Matriz de covariância do erro de observação R

As observações assimiladas incluem dados remotos e *in situ*, em superfície e subsuperficiais. Correspondem a dados de altura da superfície do mar, temperatura da superfície do mar (TSM) e perfis de temperatura e salinidade.

A altura da superfície do mar foi assimilada como topografia dinâmica absoluta (ADT, *absolute dynamic topography*). Foi utilizado o produto correspondente à anomalia da superfície do mar (SLA, *sea level anomaly*) L3 SLA distribuído pela AVISO (*Archiving Validation, and Interpretation of Satellite Data in Oceanography*), somado à topografia dinâmica média (MDT, *mean dynamic topography*) da área de estudo calculada com base no η da rodada FREE_CLM. Na presente análise, optou-se por utilizar os dados de *along-track* da AVISO ao invés de seus produtos gridados, seguindo a abordagem de ZAVALA-GARAY e WILKIN (2011). Essa escolha foi feita dado que a interpolação ótima feita no produto gridado não é uma boa aproximação em regiões mais próximas à costa, onde há maior interação com o fundo oceânico e a variabilidade do nível do mar tende a ser anisotrópica (WILKIN et al., 2002).

Os valores de ADT obtidos foram então replicados duas vezes no tempo, 6 horas antes e depois da hora real da medição, a fim de evitar uma dissipação muito grande do sinal trazido pelas observações (ZAVALA-GARAY e WILKIN, 2011).

A TSM foi extraída dos campos diários do *Operational Sea Surface Temperature, and Sea Ice Analysis* (OSTIA), que corresponde a um produto interpolado e gridado, com aproximadamente 0,05° de resolução espacial. Esse produto inclui dados do AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*), AATSR (*Advanced Along Track Scanning Radiometer*), SEVIRI (*Spinning Enhanced Visible and Infrared Image*), AMSRE (*Advanced Microwave Scanning Radiometer-EOS*) e TMI (*Tropical Rainfall Measuring Mission Microwave Imager*), e dados *in situ* de boias fixas e de deriva (STARK et al., 2007). Por usar interpolação ótima e ser composto por diferentes bases de dados, esse produto, produzido pelo UK Met Office, apresenta campos espacialmente completos e suavizados.

Verticalmente foram assimilados dados de temperatura e salinidade presentes do EN4 (*European Union ENSEMBLES project*), disponibilizados pelo UK Met Office (INGLEBY e HUDDLESTON, 2007; GOOD et al., 2013). Este produto inclui dados sub-superficiais de batitermógrafos (MBT e XBT), perfis hidrográficos (CTD), boias fixas e perfis ARGO, adquiridos e disponibilizados por diferentes entidades. Na Figura 7-4 são mostrados os diferentes tipos de dados disponíveis para a área de estudo no período de simulação e suas respectivas posições geográficas.

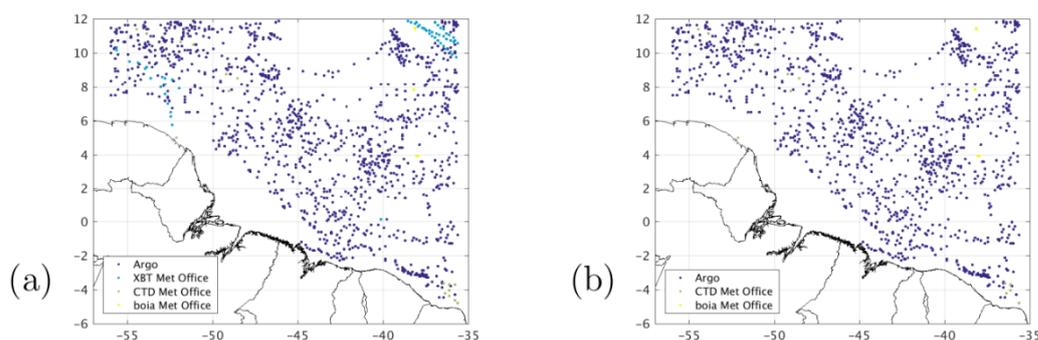


Figura 7-4: Localização dos dados de temperatura (a) e salinidade (b) do EN4 disponíveis para o período da assimilação (dezembro de 2015 a junho de 2017). As cores diferenciam as plataformas de coleta de dados.

Todos os dados obtidos foram combinados em super-observações, que reamostram os dados tanto no espaço quanto no tempo considerando a resolução da grade numérica na qual a assimilação será aplicada, no caso a grade ROMS-G1, a fim de remover as redundâncias para uma mesma variável prognóstica.

Os erros de observação que compõem o bloco diagonal da matriz R foram considerados como o maior valor entre o erro de medição e o erro de representatividade, aqui definidos como o desvio-padrão das observações em relação à super-observação.

A Tabela 7-1 apresenta os erros de medição associados a cada produto utilizado e a Figura 4 o número total de super-observações utilizadas em cada ciclo de assimilação.

Tabela 7-1: Dados observados utilizados para a assimilação na grade ROMS-G1 e os erros de medição utilizados.

Tipo de observação	Fonte	Erro de medição
ASM	AVISO SLA L3	0,008-0,014 m
TSM	OSTIA	0,4°C
Temperatura subsuperficial	Projeto EN4	0,1°C
Salinidade subsuperficial	Projeto EN4	0,01

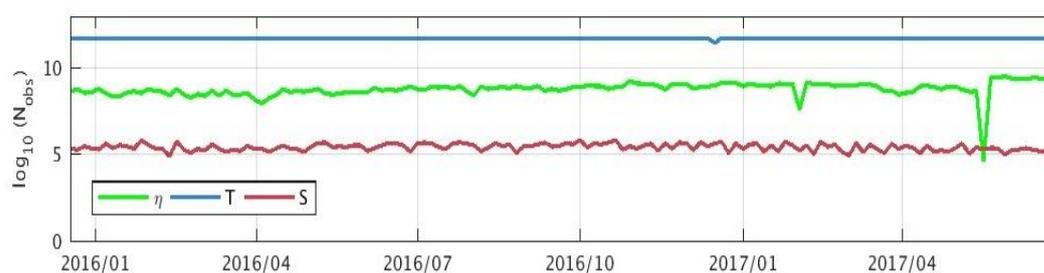


Figura 7-5: Série temporal do número total de superobservações em cada ciclo de assimilação, em base logarítmica, no domínio de modelagem ROMS-G1 ao longo do período de integração do modelo numérico. Onde η corresponde ao deslocamento da superfície, T à temperatura e S à salinidade.

7.2.1.3.4. Configuração do modelo

Para a presente aplicação, foram consideradas janelas de assimilação de 4 dias. Esse tamanho de janela foi escolhido pois a região de estudo é bastante energética sob a atuação de diferentes forçantes, de forma que a linearização aplicada a cada iteração é válida apenas em menores escalas temporais. Dessa forma, 4

dias se mostrou válido para garantir a representação adequada dos processos oceanográficos e para que em cada ciclo houvesse um número significativo de observações.

Foram utilizados 2 *outer loops* e 8 *inner loops*, escolhidos de forma empírica. Foram realizados testes com diferentes combinações e foi escolhida a que apresentou a melhor redução da função custo e a maior aproximação do valor da função custo linear ao final do ciclo do valor da função custo não linear, ou seja, uma combinação adequada ao tamanho de janela de assimilação utilizado.

O domínio de modelagem é o mesmo utilizado para a base climatológica (Item 9.2.2.2, Figura 7-2), correspondente à grade ROMS-G1. Os resultados foram validados considerando dados observados por satélite e medidos *in situ*, tanto de bases independentes quanto das utilizadas na assimilação.

7.2.2. Resultados

7.2.2.1. Base climatológica

A base climatológica foi construída com resolução diária para um período de dez anos para a região da grade ROMS-G1. Como as condições iniciais e de contorno têm a mesma resolução espacial horizontal da grade numérica, de 9 km, o modelo numérico encontra seu ajuste rapidamente já no início da simulação, como é possível observar através da série temporal de energia cinética total (Figura 7-6).

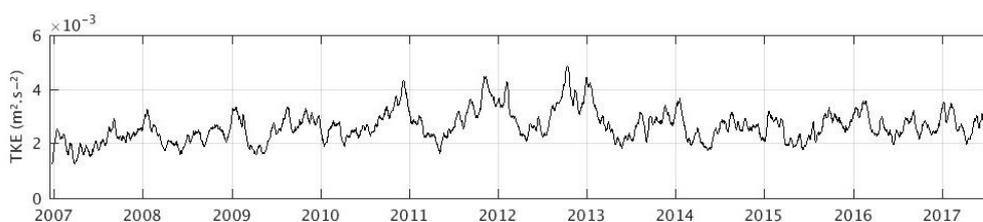


Figura 7-6: Série temporal da energia cinética total integrada para toda a grade numérica ROMS-G1 de 27 de dezembro de 2006 a 30 de junho de 2017, em $m^2.s^{-2}$.

7.2.2.1.1. Avaliação do modelo

Ao longo da margem equatorial brasileira são observados gradientes de temperatura e salinidade na superfície oceânica associados aos grandes volumes de água doce introduzidos pelos rios, principalmente o rio Amazonas, e à velocidade da Corrente Norte do Brasil (CNB). Além disso, também é possível verificar a estratificação vertical dada pela presença de diferentes massas d'água.

A fim de verificar a distribuição vertical dessas massas d'água, perfis verticais de temperatura e salinidade coletados por dois perfiladores Argo durante um ano, a partir de junho de 2016, foram combinados em um diagrama TS para as regiões mapeadas, conforme mostrado na Figura 7-7a.

É verificada uma grande similaridade entre os diagramas montados com os dados medidos e os dados modelados. A Água Intermediária Antártica (AIA) é representada abaixo dos 600 m, no entanto, como os resultados para todas as camadas verticais foram utilizados para construir o diagrama TS modelado, a AIA é representada em regiões mais profundas.

O núcleo da CNB e a Contra-corrente Norte Equatorial (CCNE) estão representadas entre a superfície e a isopicnal de $\sigma_\theta = 24.5 \text{ kg.m}^{-3}$, a aproximadamente 100 m de profundidade, onde são encontradas massas d'água com temperatura acima de 25°C e salinidade variando de 35 a 37 sendo transportadas para noroeste (Figura 7-7).

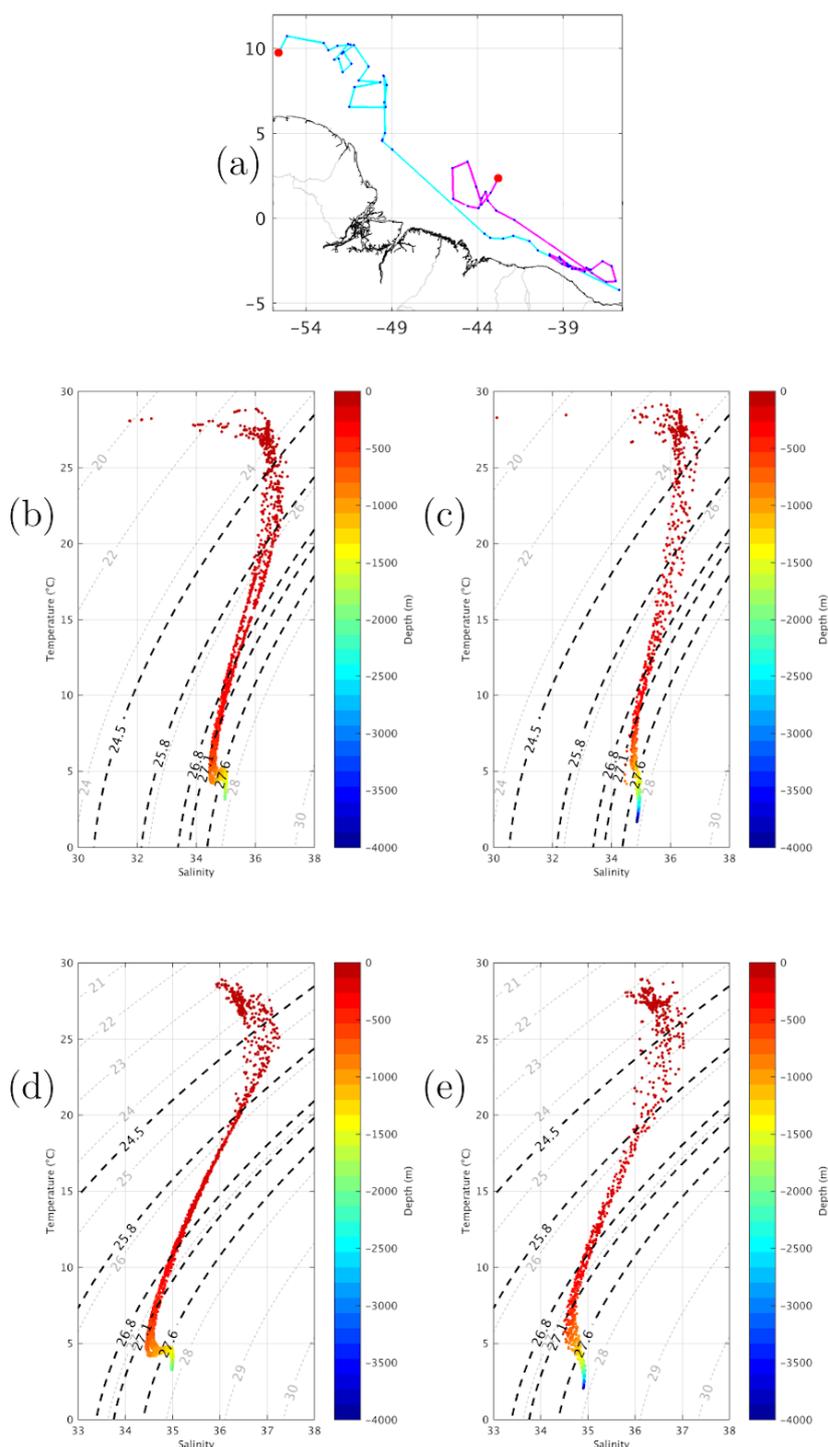


Figura 7-7: Diagramas T-S calculados ao longo das trajetórias de dois perfiladores Argo de julho de 2016 a junho de 2017, como mostrado em (a), para os dados medidos (b,d) e modelados (c,e) nos pontos mais próximos no espaço e no tempo. Em (a), a linha azul ciano corresponde à trajetória do perfilador 1 (id=b5903132; (b,c)) e a linha rosa ao perfilador 2 (id=b5903133; (d,e)). Os pontos azuis indicam a posição em que os perfiladores realizaram as medições os pontos vermelhos a última posição no período e domínio de modelagem. Em (b-e), os contornos cinzas e pretos correspondem às isopicnais em kg.m^{-3} e as cores às profundidades de amostragem.

Em todas as profundidades é observada uma alta correlação entre os perfis de T e S nesses pontos analisados. Para o primeiro perfilador (trajetória em ciano na Figura 7-7a), o RMSE para toda a coluna d'água foi de $1,26^{\circ}\text{C}$ ($R = 0,99$) para temperatura e $0,33$ ($R = 0,88$) para salinidade. Para o segundo

perfilador (trajetória em rosa na Figura 7-7a), os erros são menores para T e S (RMSE = 0,89°C e R = 0,99 para temperatura) e a correlação dos perfis de salinidade é maior (RMSE = 0,17; R = 0,98).

De forma geral observa-se que há uma superestimação dos valores de temperatura nos locais analisados, com bias de -0,19 e -0,03°C, e uma subestimação da salinidade, no entanto, as diferenças são muito pequenas correspondendo a um bias de 0,003 e 0,03 para os perfiladores 1 e 2, respectivamente (Figura 7-8).

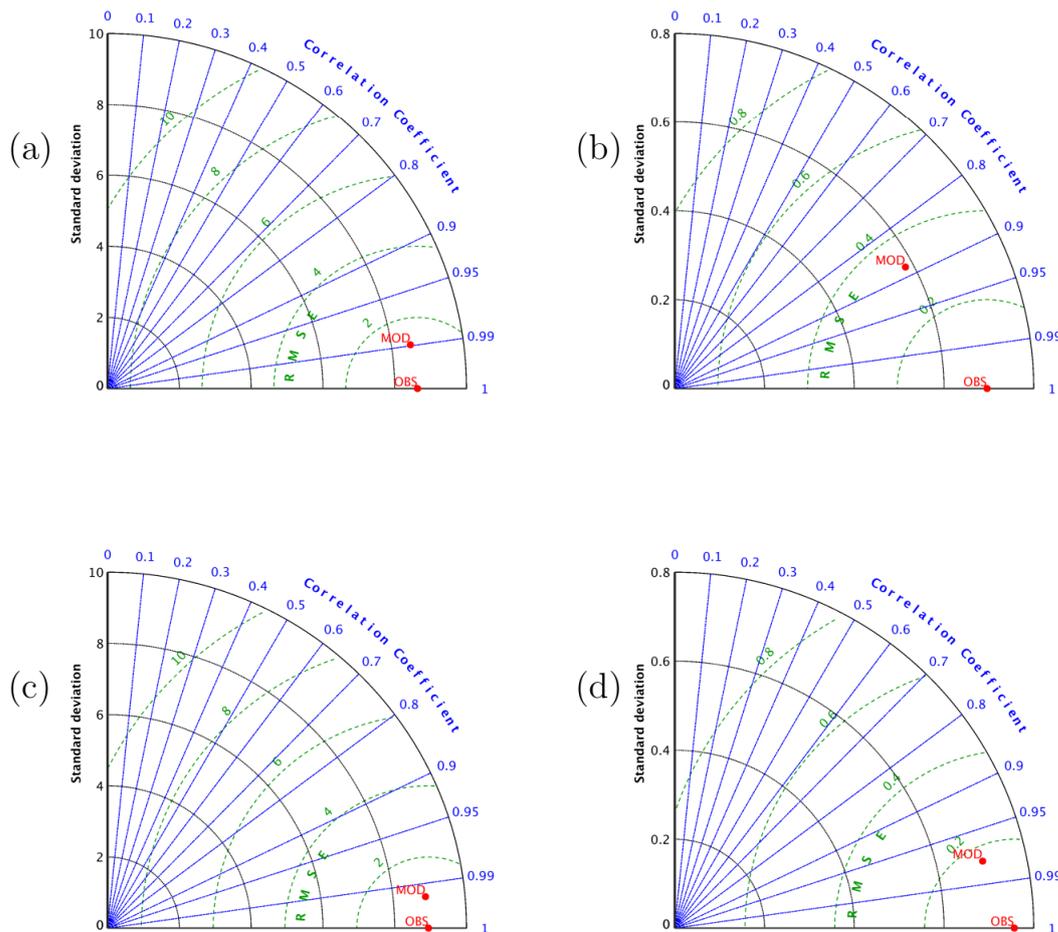


Figura 7-8: Diagrama de Taylor para os perfis do Perfilador 1 (a,b) e 2 (c,d) para temperatura (a,c), em graus Celsius, e salinidade (b,d).

Na superfície, o modelo representou de forma acurada a distribuição de temperatura em relação ao produto OSTIA. Através dos campos médios para os dez anos simulados no *hindcast*, observa-se que as maiores temperaturas são encontradas próximo à foz do rio Amazonas e os menores valores na porção nordeste da grade (Figura 7-9). O ajuste da TSM entre o modelo e as observações é bastante significativo, principalmente porque na maior parte da área estudada os erros são inferiores aos erros associados às observações, da ordem de 0,4°C (STARK et al., 2007), correspondendo a um RMSE de 0,24°C.

No geral, o modelo superestima a TSM nas regiões mais rasas sobre a plataforma continental, principalmente nas proximidades da foz do rio Pindaré. Esse comportamento pode resultar da estimativa inadequada da temperatura fluvial utilizada como forçante do modelo numérico ou das incertezas associadas às observações remotas por satélite em regiões costeiras, como já mencionado por LEE e GENTEMANN (2018).

Esse mesmo comportamento é observado nas médias para as estações secas, perto de novembro, e cheias do rio Amazonas, esta última ocorrendo perto de maio e junho (Figura 7-9). As maiores TSM médias são observadas na estação seca, com valores médios de 27,80 e 27,93°C, enquanto que para a estação chuvosa estes valores passam para 28,14 e 28,12°C, correspondendo, respectivamente, às médias da base climatológica do ROMS e do OSTIA para toda a grade numérica.

As maiores anomalias foram observadas durante a estação seca, o que aparentemente afeta a distribuição de erro total, podendo ser visualizado na média de todo o período (Figure 8). No entanto, o RMSE para a TSM é maior durante o período chuvoso, 0,30°C, em comparação ao período seco (0,25°C).

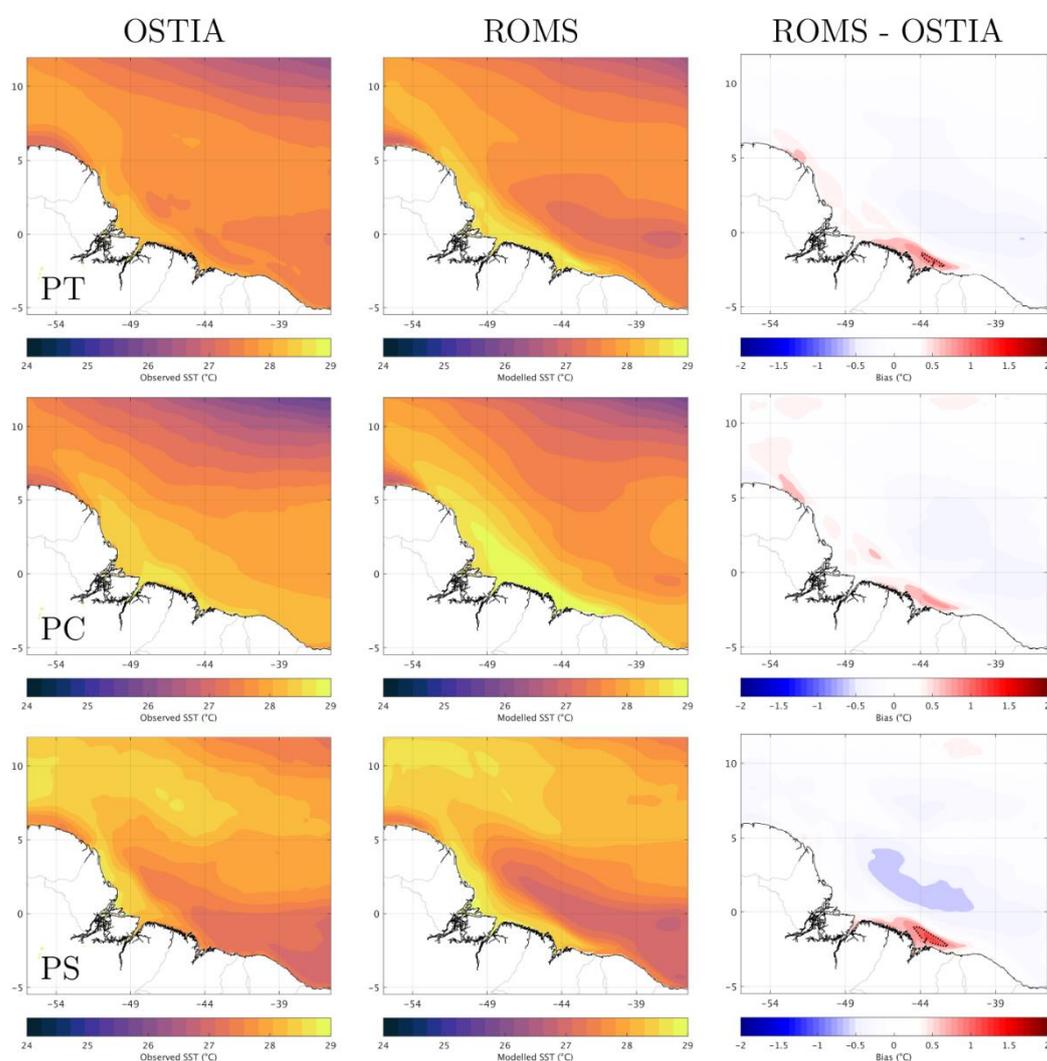


Figura 7-9: Temperatura da superfície do mar média para o período total simulado (PT) e para as estações seca (PS) e cheia (PC) do rio Amazonas com base no OSTIA e nos resultados modelados com o ROMS e o bias entre eles, de 2007 a 2017, em graus Celsius.

As diferenças entre a TSM do OSTIA e as calculadas pelo ROMS também foram avaliadas separadamente para cada estação do ano (Figura 7-10). No verão, considerando como referência o hemisfério norte, o modelo superestima a temperatura em grande parte da plataforma continental, enquanto que nas outras

estações, essa anomalia é encontrada principalmente na região próxima à foz do rio Pindaré. No inverno, é observada a intrusão de água mais frias através do contorno aberto leste do domínio numérico, entre 37 e 45°W, no entanto, isso não é observado no OSTIA. Apesar disso, a base climatológica representa a maior parte das feições capturadas no produto do OSTIA e o RMSE variou de 0,22°C no verão a 0,33°C na primavera boreal.

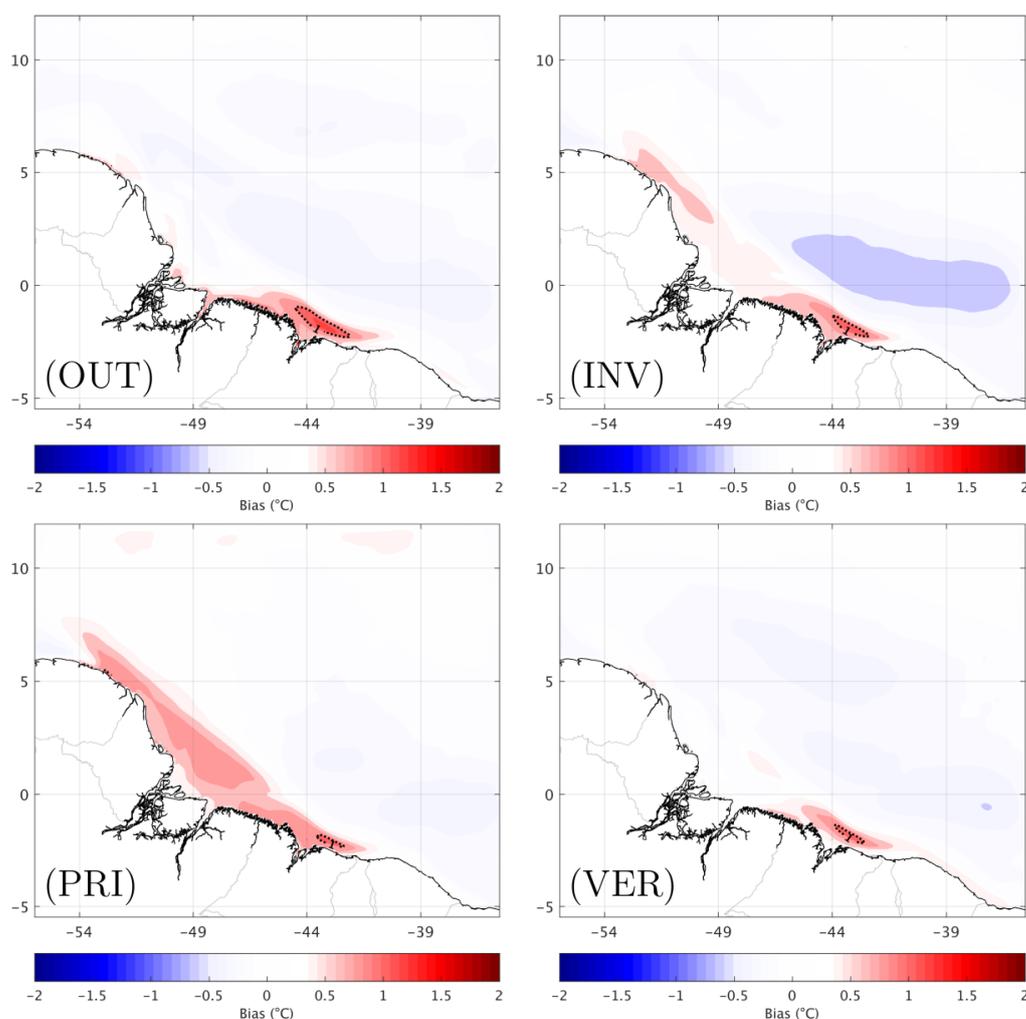


Figura 7-10: Bias entre a temperatura da superfície do mar média do OSTIA e do ROMS para o outono (OUT), inverno (INV), primavera (PRI) e verão (VER), calculados para o período entre 2007 e 2017, em graus Celsius. Os tons em (azul) vermelho indicam que o ROMS está (sub-) superestimando os valores do OSTIA.

O ajuste do modelo em relação às estimativas do OSTIA para a TSM também foi avaliado temporalmente, a fim de verificar se algum evento extremo ocasionou alguma alteração no desempenho do modelo. Na Figura 7-11 são apresentadas as séries de TSM do OSTIA e do modelo promediadas para todo o domínio de modelagem ROMS-G1. De forma geral, os mínimos da série de temperatura que são verificados no primeiro semestre dos anos analisados foram subestimados pelo ROMS, principalmente a partir de 2012. Apesar disso, o modelo tem um bom desempenho na representação da TSM apresentando erros pequenos (RMSE = 0,16°C) e o mesmo comportamento sazonal e interanual ($R = 0,97$).

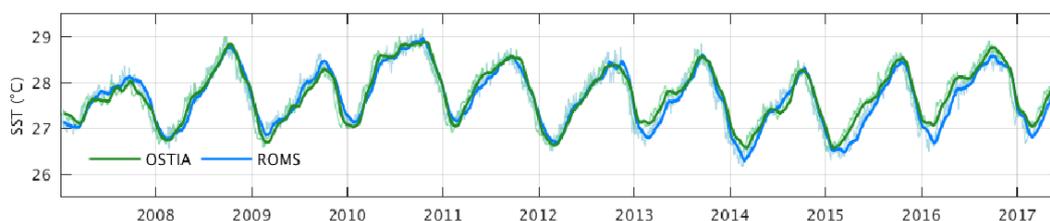


Figura 7-11: Série temporal da temperatura superficial, em graus Celsius, média para todo o domínio de modelagem calculado a partir da base do OSTIA (linhas verdes) e dos resultados do ROMS (linhas azuis). As linhas mais finas correspondem aos dados diários e as linhas mais grossas a médias móveis de 30 dias.

O desempenho do modelo na representação dos campos superficiais também é verificado nas séries temporais de temperatura e salinidade na posição de três boias do PIRATA (*Prediction and Research Moored Array in the Tropical Atlantic*). O projeto PIRATA é uma cooperação internacional entre Brasil, França e EUA responsável por manter uma rede de boias meteoceanográficas no Oceano Atlântico (SERVAIN et al., 1998). Os resultados do ROMS foram extraídos nos pontos de grade mais próximos nos mesmos instantes de aquisição dos dados do PIRATA. A localização dos pontos do PIRATA utilizados nesta avaliação é apresentada na Figura 7-3.

Apesar das séries dos dados não serem contínuas, é possível verificar a concordância entre os resultados do modelo e as observações ao longo de todo o período avaliado (Figura 7-12). Em todos os três pontos analisados o modelo foi capaz de representar o mesmo sinal sazonal representado pelos dados observados. No entanto, o melhor ajuste ocorre na localização da boia P1 e o pior da P3. O RMSE para a temperatura foi de 0,22, 0,34 e 0,37°C, e para a salinidade de 0,17, 0,37 e 0,82 ‰, respectivamente para as boias P1, P2 e P3. O maior erro observado em P3 ocorre devido aos picos de mínima salinidade observados principalmente em setembro (Figura 7-12).

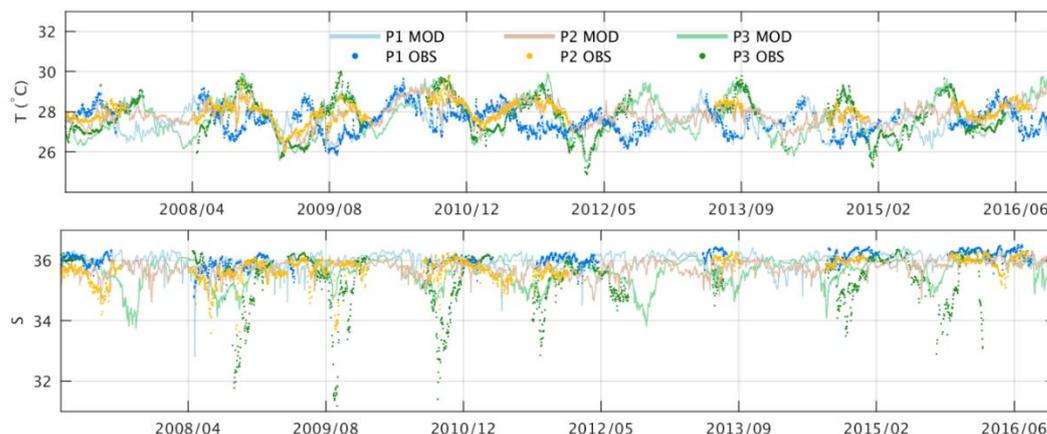


Figura 7-12: Séries temporais de temperatura, em graus Celsius, e salinidade na superfície do mar observados (pontos) e modelados (linhas contínuas) na posição das boias do PIRATA mostradas na Figura 7-3.

Desta forma, o modelo hidrodinâmico desenvolvido se mostrou capaz de representar de forma adequada o estado oceânico na região de estudo e o *hindcast* obtido pode ser utilizado em diversas aplicações futuras que visem compreender melhor as feições de mesoescala atuantes na região, como a CNB e seus vórtices, assim como o comportamento e o impacto da pluma dos rios Amazonas e Pará na dinâmica adjacente.

Nas Figuras 12 e 13 são apresentados os campos superficiais médios e os desvios-padrões obtidos com a base climatológica. De forma geral, observa-se no campo médio de salinidade a presença da pluma do rio

Amazonas, nas proximidades de sua foz e deslocado ao longo da plataforma continental no sentido noroeste, o que acompanha a direção da CNB. A região com maior variação da salinidade se localiza na região sob influência da pluma, principalmente próximo a foz do rio Pará, o que reflete as variações decorrentes das estações chuvosas e cheias dos rios. Já no campo de temperatura, nota-se a presença de águas mais quentes junto à costa e a maior variabilidade na porção Norte da grade numérica, o que possivelmente responde às migrações latitudinais da Zona de Convergência Intertropical (Figura 7-13).

No campo médio da elevação da superfície livre, as maiores elevações são observadas nos canais fluviais, em resposta ao grande volume d'água injetado pelos rios, e no restante do domínio a distribuição geral responde ao sistema de correntes oceânicas dominante na região. Da mesma forma, as maiores variabilidades são observadas nos canais fluviais e na região de ocorrência da retroflexão da CNB. O comportamento da elevação da superfície está de acordo com as velocidades médias calculadas para o período, onde é possível verificar a posição climatológica da CNB, fluindo para norte ao longo da quebra da plataforma, e a maior variabilidade nas regiões onde ocorre a retroflexão da corrente e o desprendimento de vórtices (Figura 7-14).

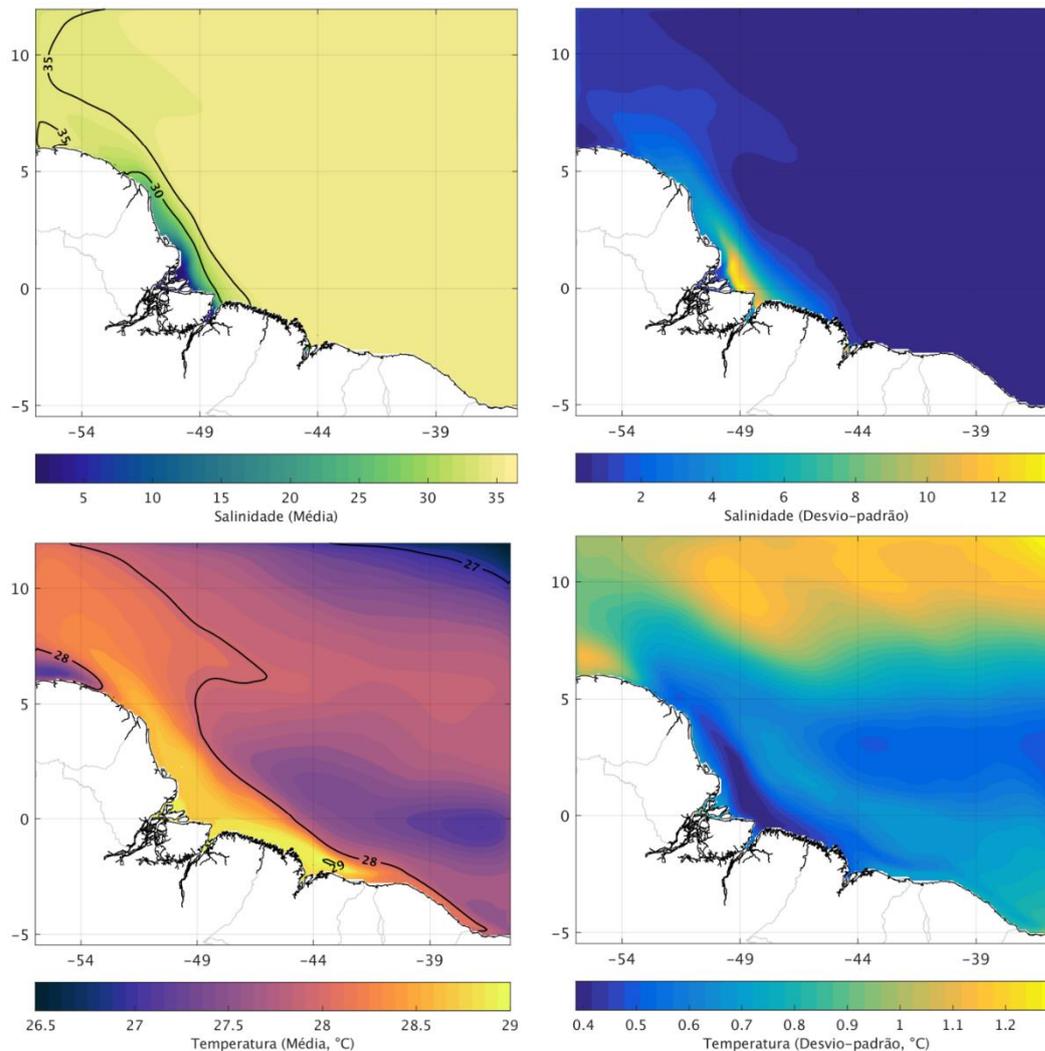


Figura 7-13: Campos superficiais de salinidade e temperatura, em graus Celsius, médios (painéis a esquerda) para os dez anos da base climatológica, a partir de 2007, e os respectivos campos de desvio-padrão (painéis a direita).

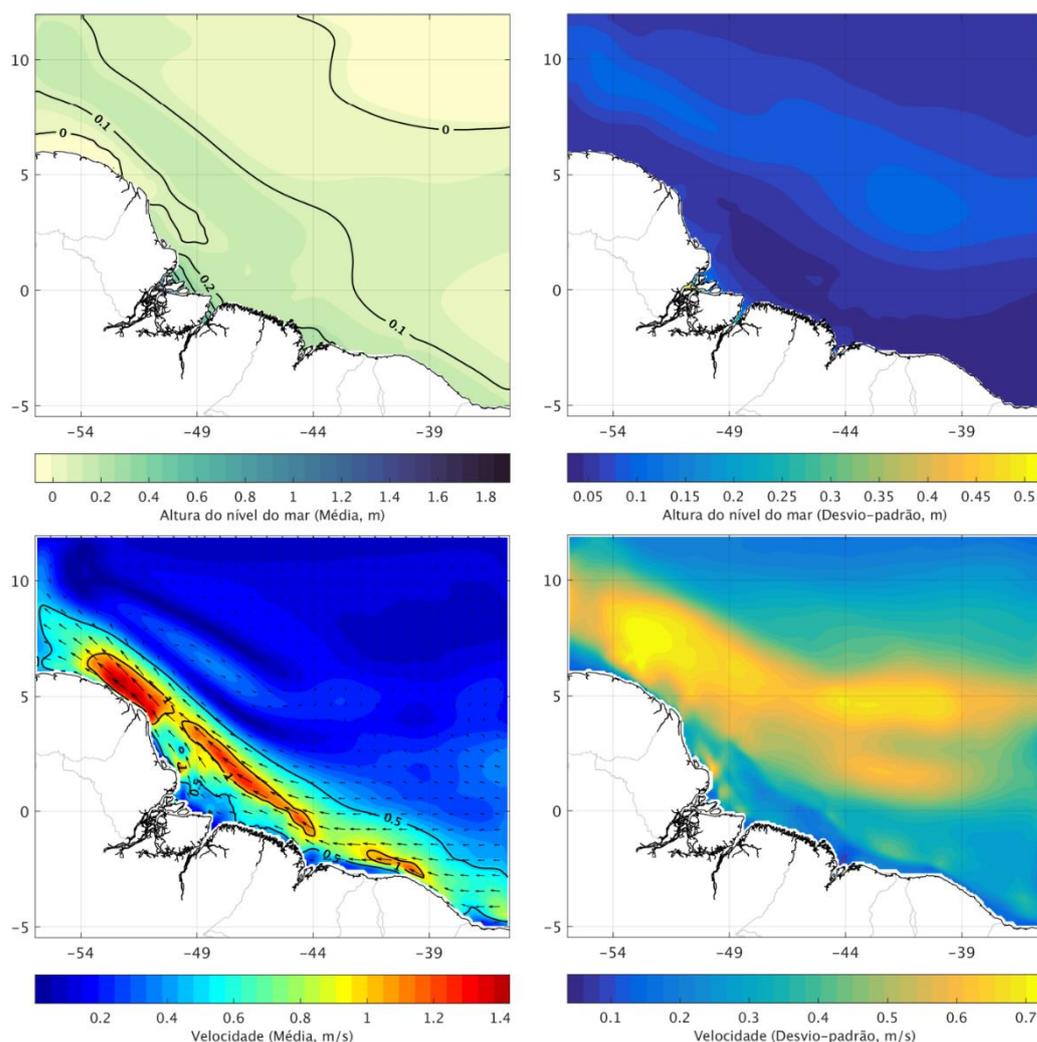


Figura 7-14: Campos elevação da superfície livre, em metros, e velocidade superficial, em metros por segundo, médios (painéis a esquerda) para os dez anos da base climatológica, a partir de 2007, e os respectivos campos de desvio-padrão (painéis a direita).

7.2.2.2. Assimilação de dados

A assimilação de dados foi aplicada para a grade ROMS-G1 e foi obtida uma base de dados com 18 meses de extensão e resolução temporal diária. Como esperado, através desse método foi possível reduzir as diferenças entre os campos modelados e as observações assimiladas.

Na Figura 7-15 é possível verificar os valores médios para cada ciclo de assimilação para cada variável assimilada, a saber: elevação da superfície livre, temperatura e salinidade. Observa-se que há um distanciamento maior nos valores médios da elevação da superfície do mar, enquanto que para a temperatura e a salinidade os valores médios estão muito próximos.

A partir dessas séries, destaca-se a maior temperatura média entre agosto e setembro e as menores de janeiro a março, o que, de certa forma, acompanha a variação sazonal no hemisfério norte, onde a maior porção da área de estudo está inserida. Na média de salinidade são observadas oscilações com períodos menores, que são corretamente capturadas pelo modelo (Figura 7-15).

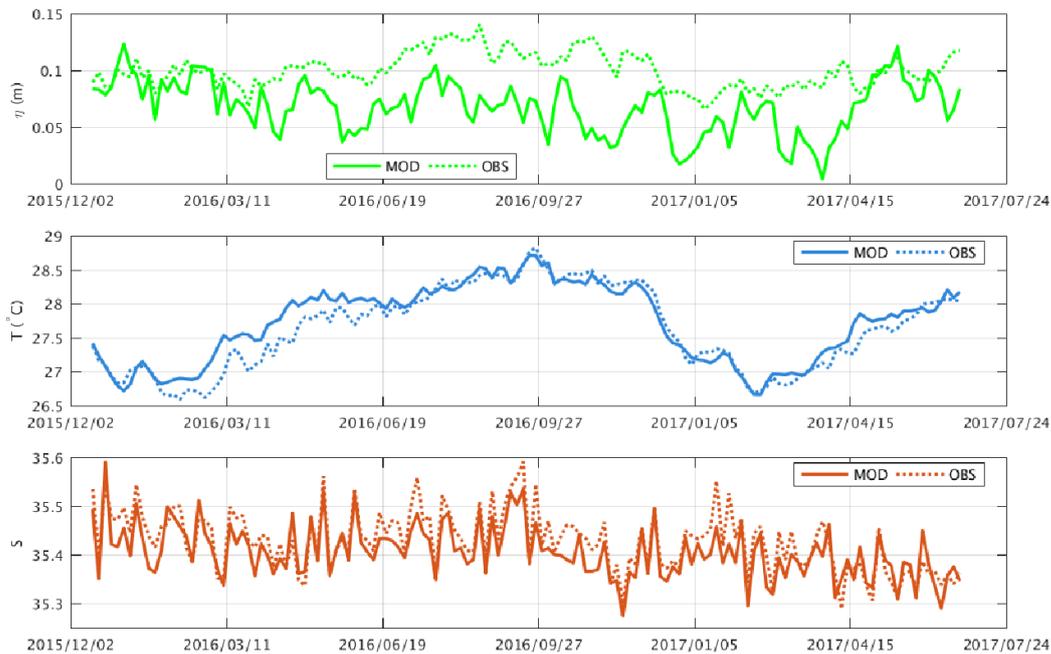


Figura 7-15: Valores médios de elevação da superfície livre (η), temperatura (T) e salinidade (S) em cada ciclo de assimilação para as observações (OBS) e os valores calculados pelo modelo extraídos nos pontos de observação (MOD).

As diferenças entre as observações assimiladas e os resultados da análise são mostradas na Figura 7-16. Nela é possível verificar o maior bias na elevação em novembro de 2016 e março de 2017. Na temperatura, os maiores bias ocorrem de março a abril, aproximadamente, período este correspondente à época de cheias do rio Pará. Já para a salinidade, as diferenças são mínimas ao longo de toda a série (Figura 7-16).

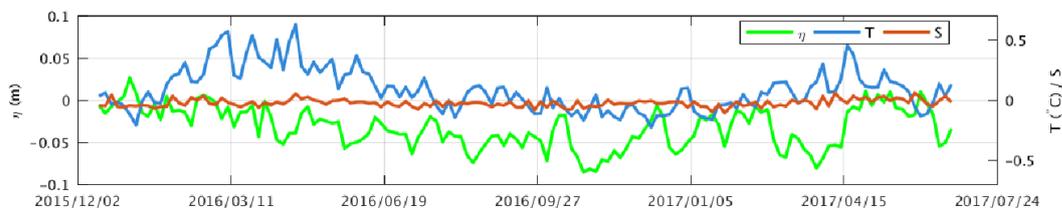


Figura 7-16: Valores do bias para a elevação da superfície livre (η), temperatura (T) e salinidade (S) em cada ciclo de assimilação entre as observações e os valores calculados pelo modelo extraídos nos pontos de observação.

A diferença entre a solução de background e as observações assimiladas tende a diminuir ao longo dos ciclos de assimilação, visto que, a princípio, a condição inicial do primeiro ciclo é a que se encontra mais distante do estado real oceânico. Como as condições iniciais para os ciclos subsequentes consideram a solução com assimilação do ciclo anterior, estas são muito mais ajustadas ao estado oceânico esperado, de forma que os incrementos às variáveis prognósticas do modelo tendem a ser menores. De fato, é possível observar que ao longo dos ciclos há uma redução nos incrementos que compõem a solução posterior.

Na Figura 7-17 são mostrados os incrementos às condições iniciais de temperatura, salinidade e velocidade na camada superficial, assim como da elevação da superfície livre, no primeiro ciclo de assimilação. Observa-se, através da Figura 7-18, que já no ciclo seguinte há uma redução significativa nos incrementos das condições iniciais para as mesmas variáveis.

O mesmo é observado para as condições iniciais associadas aos fluxos de momento, calor e massa entre a atmosfera e o oceano (Figura 7-19 e Figura 7-20).

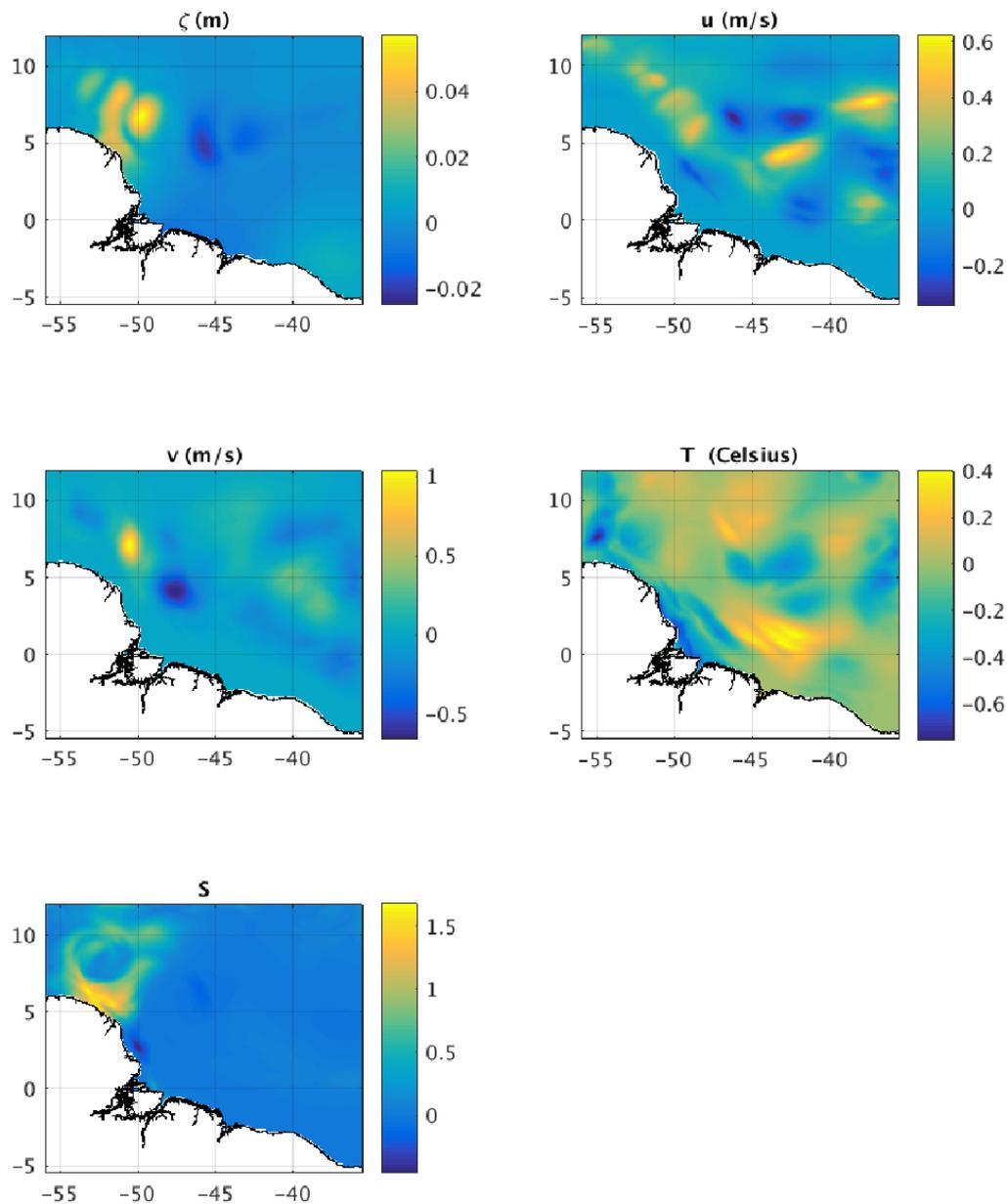


Figura 7-17: Campos dos incrementos às condições iniciais da superfície livre (ζ) e das componentes de velocidade (u e v), temperatura (T) e salinidade (S) na camada superficial no primeiro ciclo de assimilação na grade ROMS-G1.

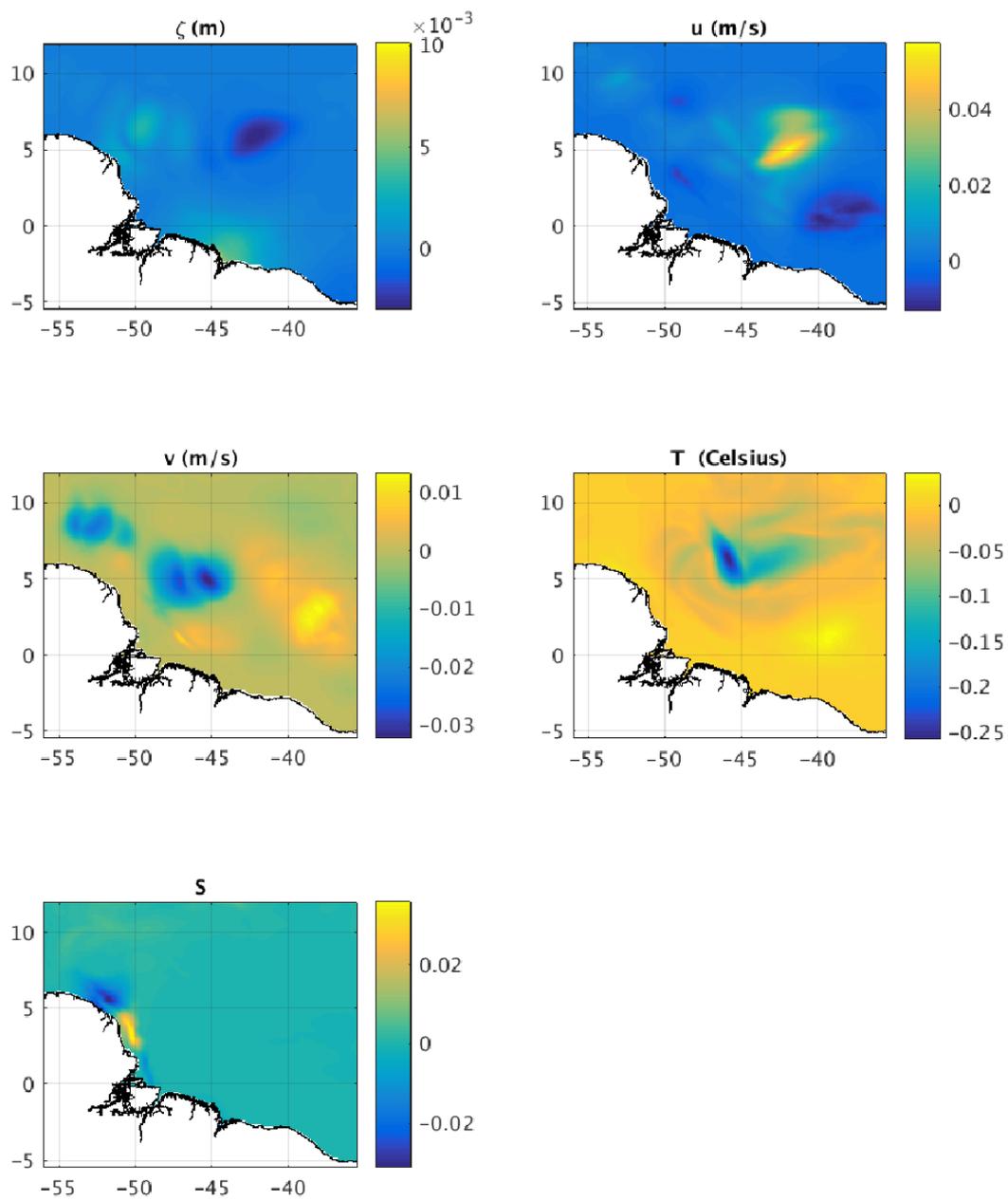


Figura 7-18: Campos dos incrementos às condições iniciais da superfície livre (ζ) e das componentes de velocidade (u e v), temperatura (T) e salinidade (S) na camada superficial no segundo ciclo de assimilação na grade ROMS-G1.

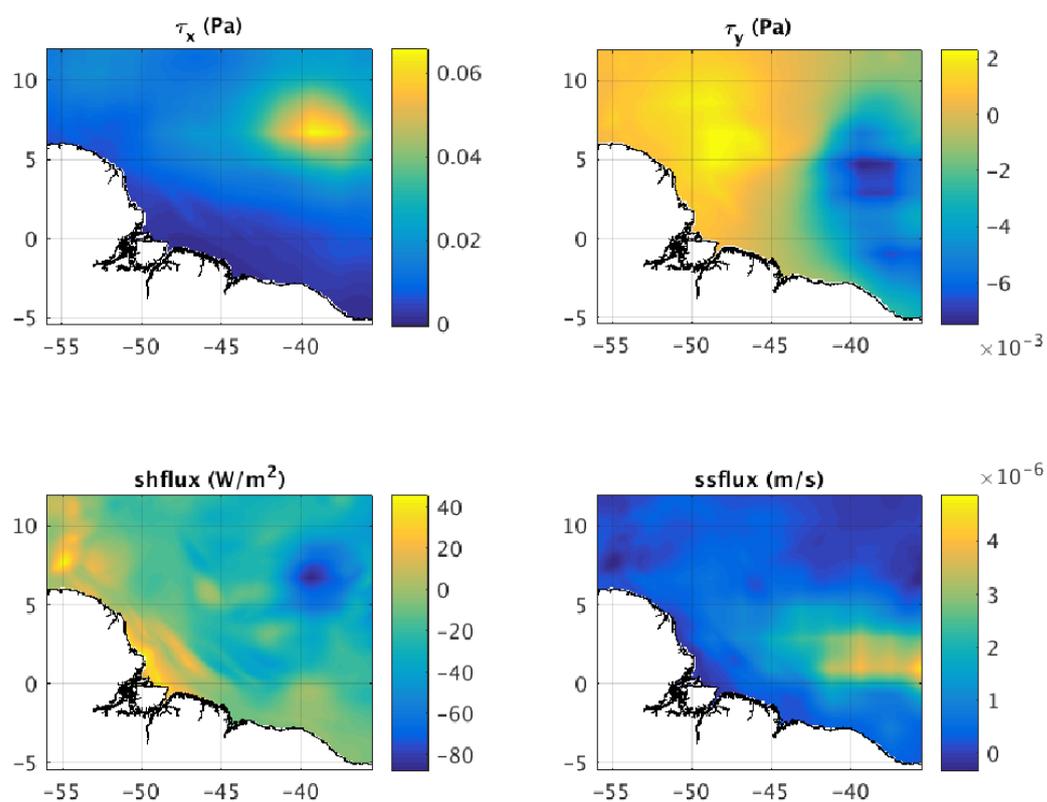


Figura 7-19: Campos dos incrementos às condições iniciais das componentes da tensão de cisalhamento do vento sobre a superfície oceânica (τ_x e τ_y) e dos fluxos de calor (shflux) e sal (ssflux) no primeiro ciclo de assimilação na grade ROMS-G1.

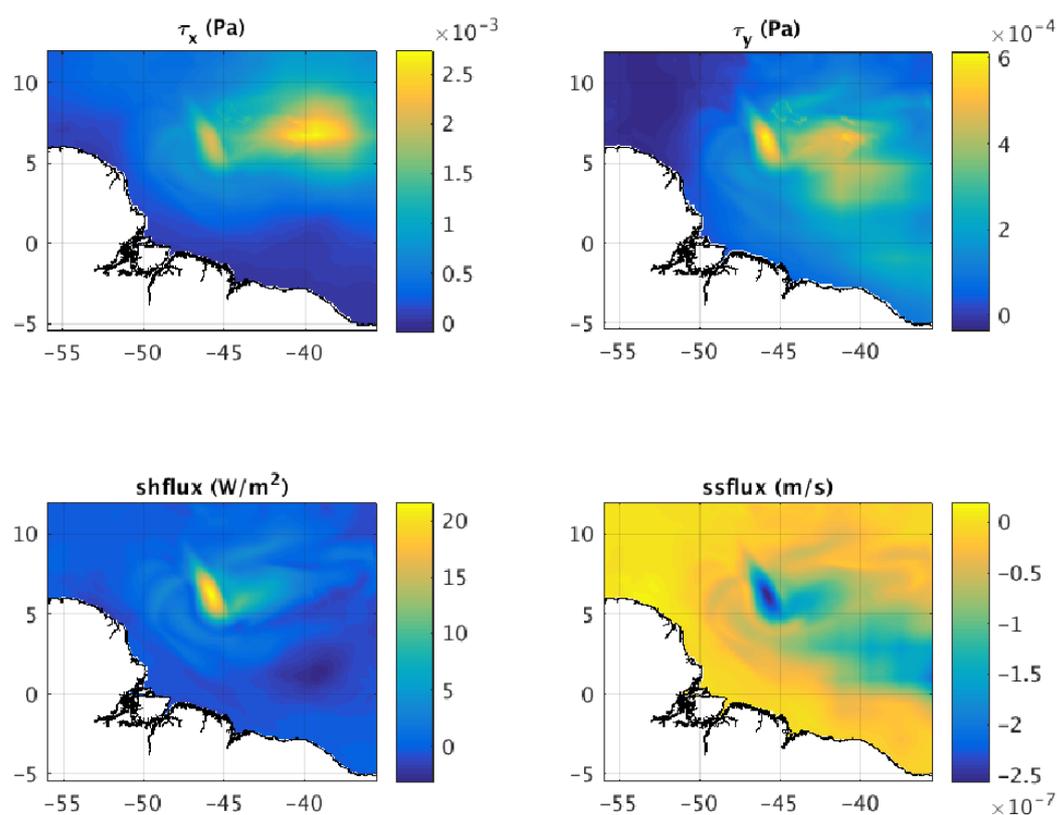


Figura 7-20: Campos dos incrementos às condições iniciais das componentes da tensão de cisalhamento do vento sobre a superfície oceânica (τ_x e τ_y) e dos fluxos de calor (shflux) e sal (ssflux) no segundo ciclo de assimilação na grade ROMS-G1.

Avaliando os erros globais computados em cada ciclo de assimilação, com duração de quatro dias, é observado que o RMSE para cada variável prognóstica do modelo é, em geral, menor do que o erro associado a cada instrumento ou plataforma de dados utilizado (Figura 7-21 e Tabela 7-1).

O RMSE para a elevação da superfície livre é menor que 1,0 cm na maior parte dos ciclos, com os valores chegando a 2,0 cm de fevereiro a abril de 2017. Esse comportamento está associado ao menor número de observações utilizadas na assimilação nesse período (Figura 7-5), que aumenta o peso de informações individuais no valor do erro global.

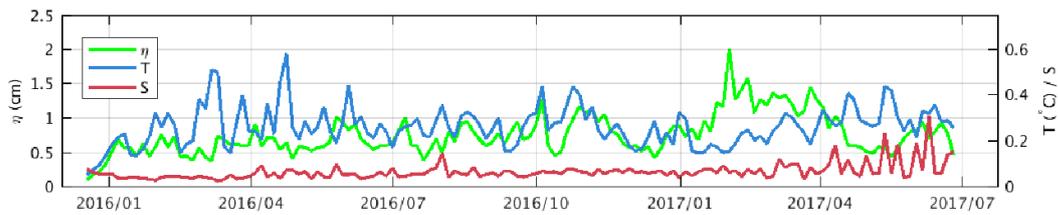


Figura 7-21: Série temporal do RMSE entre os resultados da análise e as observações assimiladas para cada ciclo de assimilação ao longo de todo o período de integração do modelo numérico. Onde η corresponde ao deslocamento da superfície livre em centímetros, T à temperatura em graus Celsius e S à salinidade.

Para salinidade, na maioria dos ciclos os RMSE são menores que 0,1, no entanto, esses valores aumentam ao final da simulação, chegando a 0,3 em junho de 2017 (Figura 7-21). O RMSE para a temperatura, considerando tanto a TSM quanto os perfis verticais assimilados do EN4, é, em geral, menor que 0,4 $^{\circ}\text{C}$. No entanto, são observados picos que excedem esse valor em março e maio de 2016 (Figura 7-21).

Em uma análise espacial, considerando apenas a TSM e a média para os 18 meses de experimento, os maiores bias são observados nas áreas próximas à costa (Figura 7-22), onde as observações de satélite são menos precisas (LEE e GENTEMANN, 2018). Apesar das maiores anomalias se restringirem à zona costeira, é observada uma tendência de subestimação na região da quebra da plataforma continental e uma superestimação da temperatura na porção próxima ao contorno norte da grade numérica.

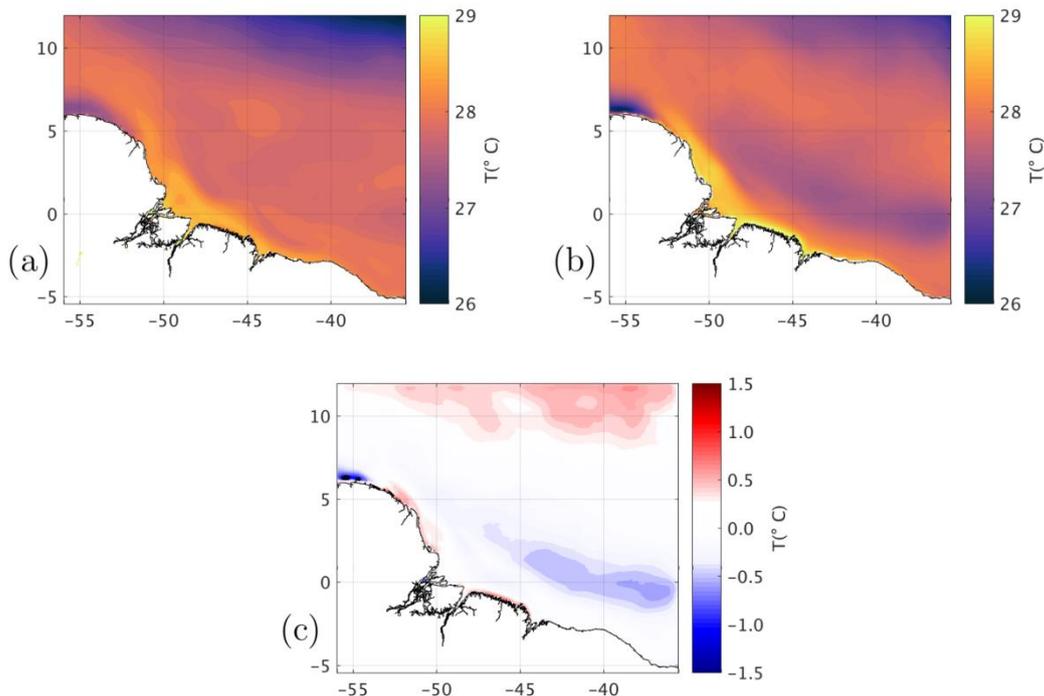


Figura 7-22: Campos de temperatura da superfície do mar médios para o período de 01 de janeiro de 2016 a 28 de junho de 2017 a partir dos campos do produto OSTIA (a) e da análise do modelo (b) e o bias entre eles (c), em graus Celsius.

Avaliando as séries médias de TSM para toda a região da grade numérica, observa-se que para o período avaliado, a partir de 2016, as diferenças entre os resultados com assimilação se tornam mais próximos daqueles do OSTIA (Figura 7-23). Assim como na série com dados superficiais e subsuperficiais utilizados na assimilação (Figura 7-16), são observados dois momentos com um marcado bias positivo, ou seja, com uma superestimação da TSM pelo modelo, em março e abril (período de cheias do rio Pará). Também é possível

verificar nos resultados que utilizaram assimilação, um bias negativo de outubro a novembro de 2016, que corresponde aproximadamente ao período seco dos rios Pará e Amazonas. Dessa forma, observa-se que apesar da assimilação, a vazão fluvial tem papel preponderante na TSM calculada pelo modelo e aparentemente, suas oscilações são responsáveis pelas maiores anomalias nas séries. Apesar disso, observa-se que a assimilação dos dados do OSTIA se mostrou efetiva em aproximar os resultados do modelo dos dados observados, com uma diminuição do erro obtido com a rodada climatológica FREE_CLM (ver item 9.2.3.1) no resultado da análise final (FWD2).

O RMSE para o período analisado calculado a partir da rodada FREE_CLM foi de $0,22^{\circ}\text{C}$. Com a assimilação, no início do ciclo, onde se considera apenas o conhecimento das observações obtido com o ciclo anterior, o RMSE diminuiu para $0,18^{\circ}\text{C}$. Já no final do ciclo de assimilação, onde se considera o conhecimento das observações do próprio ciclo, o RMSE diminuiu para $0,17^{\circ}\text{C}$.

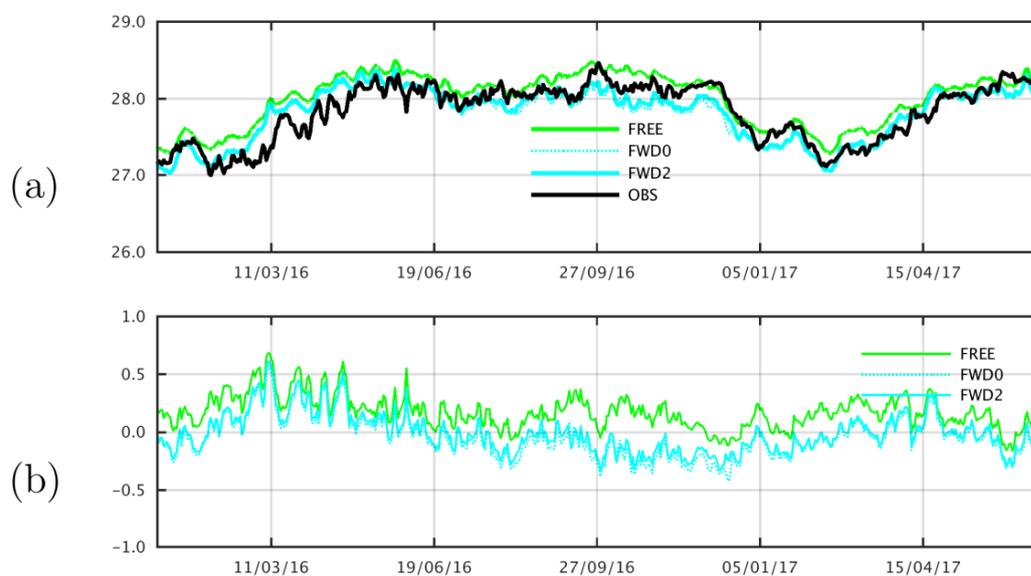


Figura 7-23: Séries de temperatura da superfície do mar observadas, a partir dos campos do OSTIA, e calculadas pela rodada climatológica livre (FREE) e pelo modelo não linear ao início (FWD0) e ao final (FWD2) do ciclo de assimilação, em graus Celsius, médias para a área da grade (a) e as anomalias entre as séries médias observadas e calculadas (b).

A avaliação dos resultados do modelo também foi feita utilizando bases de dados independentes, ou seja, aquelas não utilizadas no processo de assimilação de dados. A primeira análise foi feita em relação aos dados de temperatura e salinidade extraídos nas três boias do PIRATA cujas posições são mostradas na Figura 7-3. A partir das séries temporais, observou-se que os resultados apresentam uma boa concordância para as duas variáveis analisadas (Figura 7-24). Apesar de não possuírem dados para todo o período simulado, é possível verificar que ambos os dados modelados e observados apresentam a mesma variação sazonal de temperatura, com RMSE de $0,19$, $0,37$ e $0,17^{\circ}\text{C}$ para os pontos P1, P2 e P3, respectivamente.

Para salinidade, somente as estações P1 e P2 foram possíveis de serem avaliadas devido à escassez de dados para essa variável na boia P3. Para essas duas posições, apesar das diferenças principalmente ocorrendo em abril e maio de 2016 na posição da boia P2, os RMSEs foram de $0,14$ e $0,29$ para P1 e P2, respectivamente.

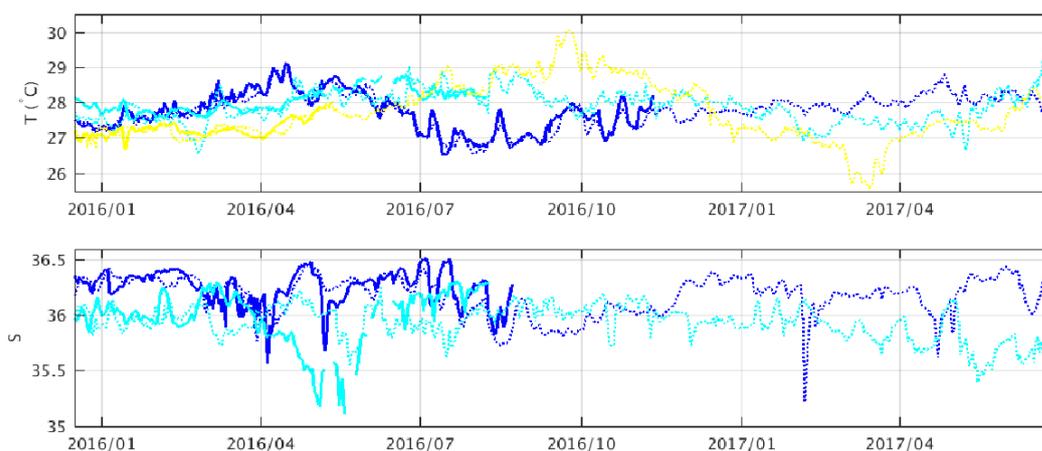


Figura 7-24: Séries temporais de temperatura (T), em graus Celsius, e salinidade (S) na superfície do mar observados (linhas contínuas) e modelados (linhas pontilhadas) na posição das boias do PIRATA mostradas na Figura 7-3, para o período de integração da modelagem com assimilação de dados. As séries em azul escuro correspondem às séries extraídas na boia P1 (em 0°N), as em azul ciano na boia P2 (em 4°N) e as em amarelo na boia P3 (em 8°N).

Apesar de não corresponder ao mesmo período modelado, foram utilizados dados dos fundeios do WOCE (*World Ocean Circulation Experiment*), que faz parte do *World Climate Research Programme* (WCRP). Esses fundeios foram realizados com o intuito de medir o fluxo noroeste de águas quentes nas camadas superficiais e sudeste da Água Profunda do Atlântico Norte. Da superfície aos 300 m foram utilizados ADCPs e abaixo correntômetros anderaa. A localização dos fundeios é apresentada na Figura 7-25. Para as análises foram considerados os dados de sete fundeios, que diferem ou em posição geográfica ou em período de amostragem, para a profundidade aproximada de medição de 50 m. Na Tabela 7-2 são apresentadas maiores informações acerca dos fundeios.

Tabela 7-2: Localização geográfica, profundidade e período de amostragem de dados nos fundeios do WOCE utilizados nas análises do presente relatório.

Fundeiio	ID Woce	Lon	Lat	Prof. local (m)	Prof. camada (m)	Período inicial	Período final
RCM01588	K327	-44.39	0.09	545	50.0	07/09/1989	10/10/1990
RCM01604	K339	-44.39	0.09	545	50.0	13/10/1990	08/09/1991
RCM01610	K340	-44.25	0.42	3340	50.0	14/10/1990	08/09/1991
RCM01623	K341	-44.01	1.55	4108	50.0	14/10/1990	09/09/1991
RCM01635	K359	-44.31	0.24	2880	49.6	28/10/1992	09/02/1993
RCM01646	K360	-44.17	0.62	3660	49.4	28/10/1992	04/03/1994
RCM01658	K361	-44.04	1.19	4110	49.8	29/10/1992	04/03/1994

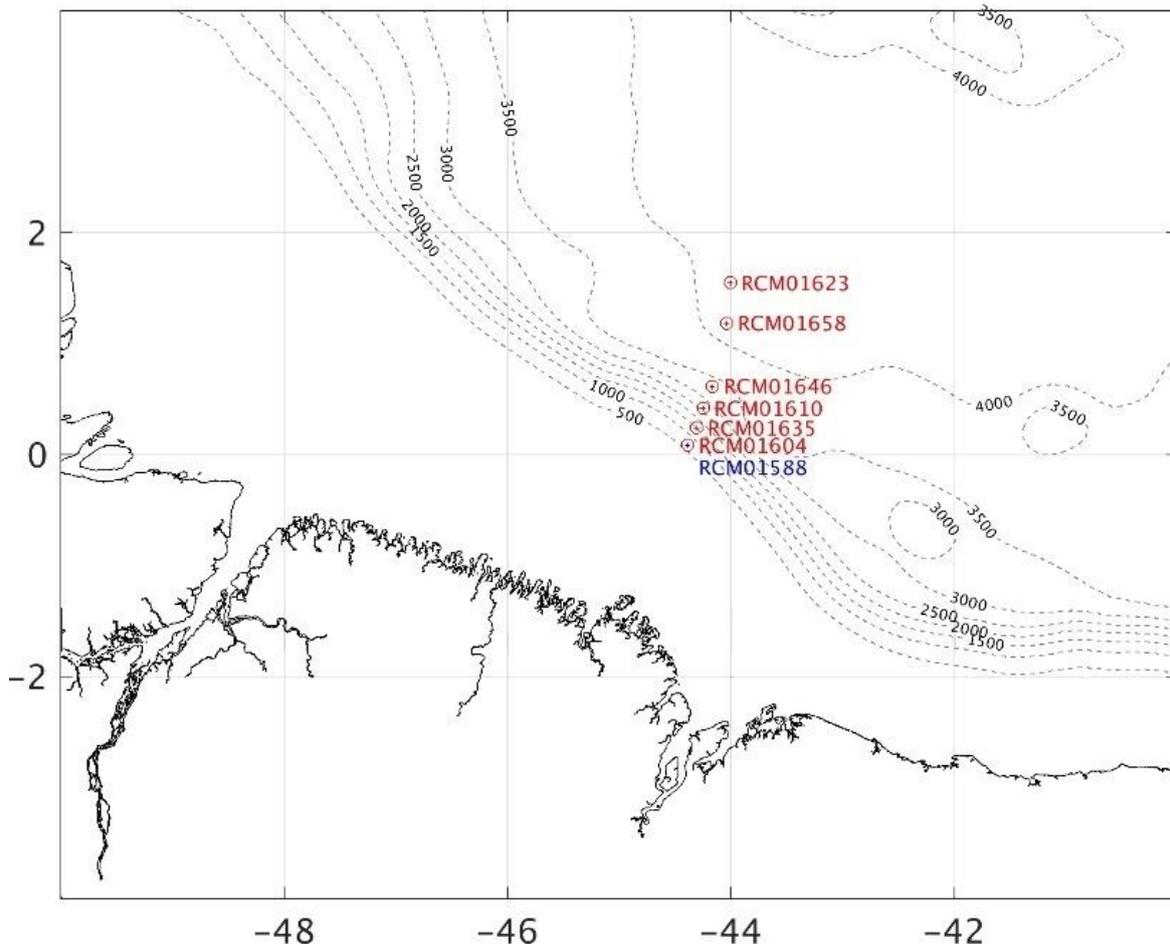


Figura 7-25: Localização geográfica dos fundeios do WOCE (círculos) plotados sobre a batimetria da região, em metros. O período de amostragem em cada fundeio é apresentado na Tabela 7-2. Ressalta-se que os fundeios RCM01588 (em azul) e RCM01604 (em vermelho) correspondem à mesma localização geográfica, porém com períodos de amostragem distintos.

Através das rosas de correntes calculadas para os dados extraídos do fundeio em 50 m de profundidade e para os resultados da análise com assimilação para o ano de 2016 e o primeiro semestre de 2017, é possível verificar que a climatologia de correntes em cada ponto analisado foi capturada adequadamente pelo modelo. Próximo à isóbata de 500 m, observa-se a predominância do fluxo para Noroeste (Figura 7-26), assim como próximo à isóbata de 3000 m (Figura 7-27) e de 3500 m (Figura 7-28). Nestes locais, o fluxo predominante está associado à CNB que flui junto à quebra de plataforma. Já próximo à isóbata de 4000 m, observa-se uma maior variação na direção do sentido das correntes, em todo o quadrante noroeste, no entanto, o modelo capturou uma componente significativa para leste na posição do fundeio RCM01623 não observado nos dados coletados (Figura 7-29).

Essa análise assegura que os resultados obtidos com o ROMS estão representando de forma aceitável o sentido das correntes comparado aos fundeios, considerando as diferenças tanto nos períodos de análise, quanto nas profundidades, já que há uma diferença entre a batimetria representada pelo modelo e a batimetria efetiva local. Essa diferença batimétrica entre o modelo digital do modelo e a profundidade registrada no fundeio chega a ser superior a 1000 m na localização do fundeio RM01635 e isso decorre da resolução horizontal da grade e do alisamento utilizado para o ajuste numérico, que pode ocasionar a representação deslocada da quebra de plataforma.

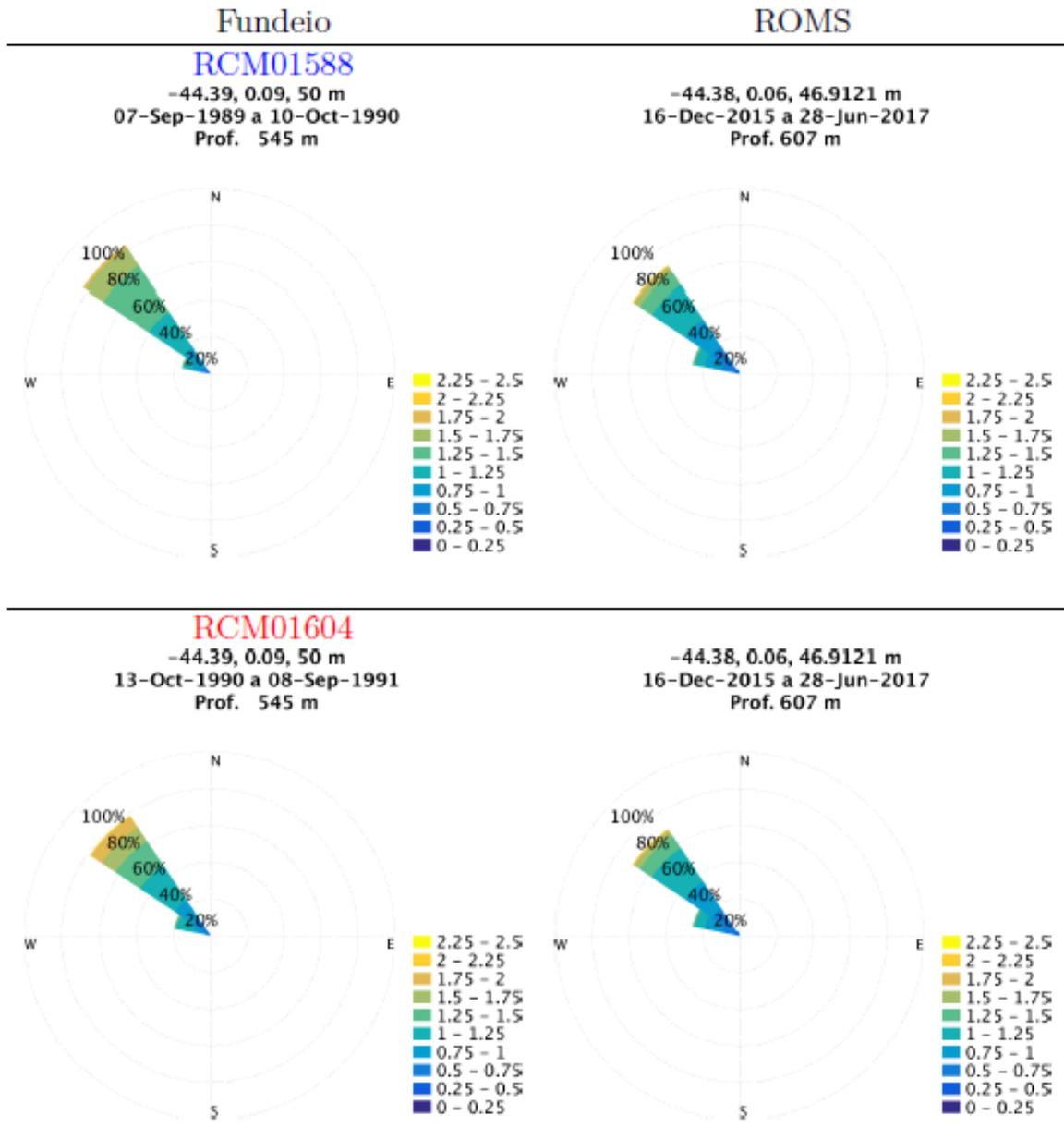


Figura 7-26: Diagrama de correntes para a profundidade aproximada de 50 m obtidos através dos dados dos fundeios WOCE RCM01588 e RCM01604 (ver localização na Figura 7-25) e os resultados da assimilação para o ponto de grade mais próximo.

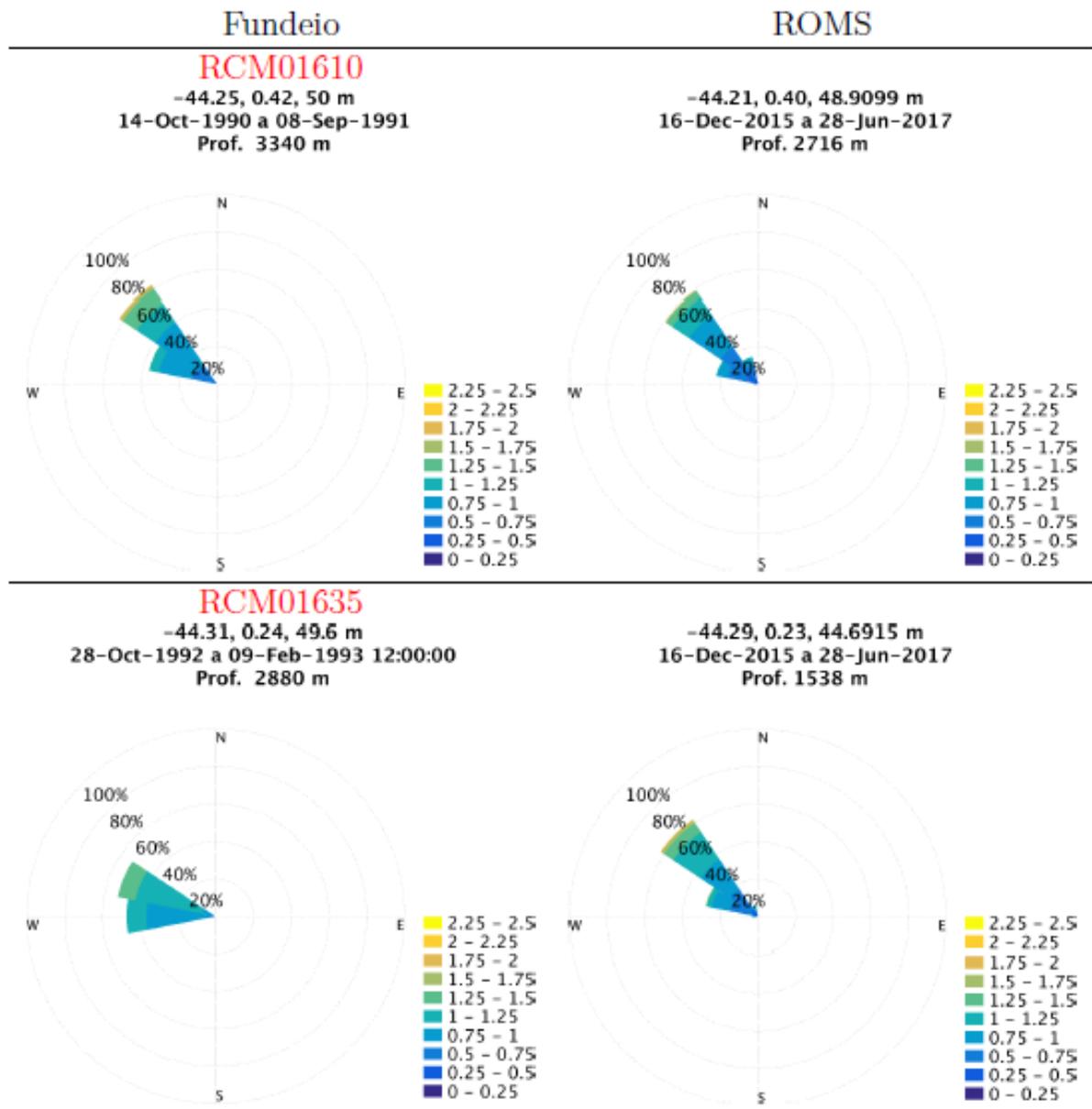


Figura 7-27: Diagrama de correntes para a profundidade aproximada de 50 m obtidos através dos dados dos fundeios WOCE RCM01610 e RCM01635 (ver localização na Figura 7-25) e os resultados da assimilação para o ponto de grade mais próximo.

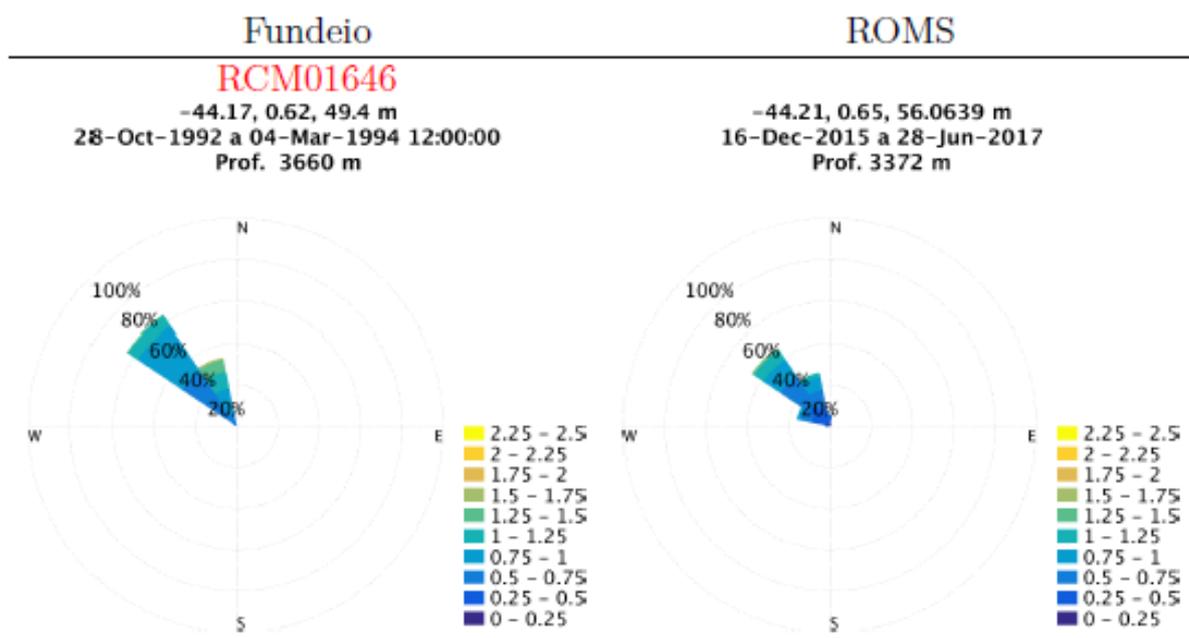


Figura 7-28: Diagrama de correntes para a profundidade aproximada de 50 m obtidos através dos dados do fundeio WOCE RCM01646 (ver localização na Figura 7-25) e os resultados da assimilação para o ponto de grade mais próximo.

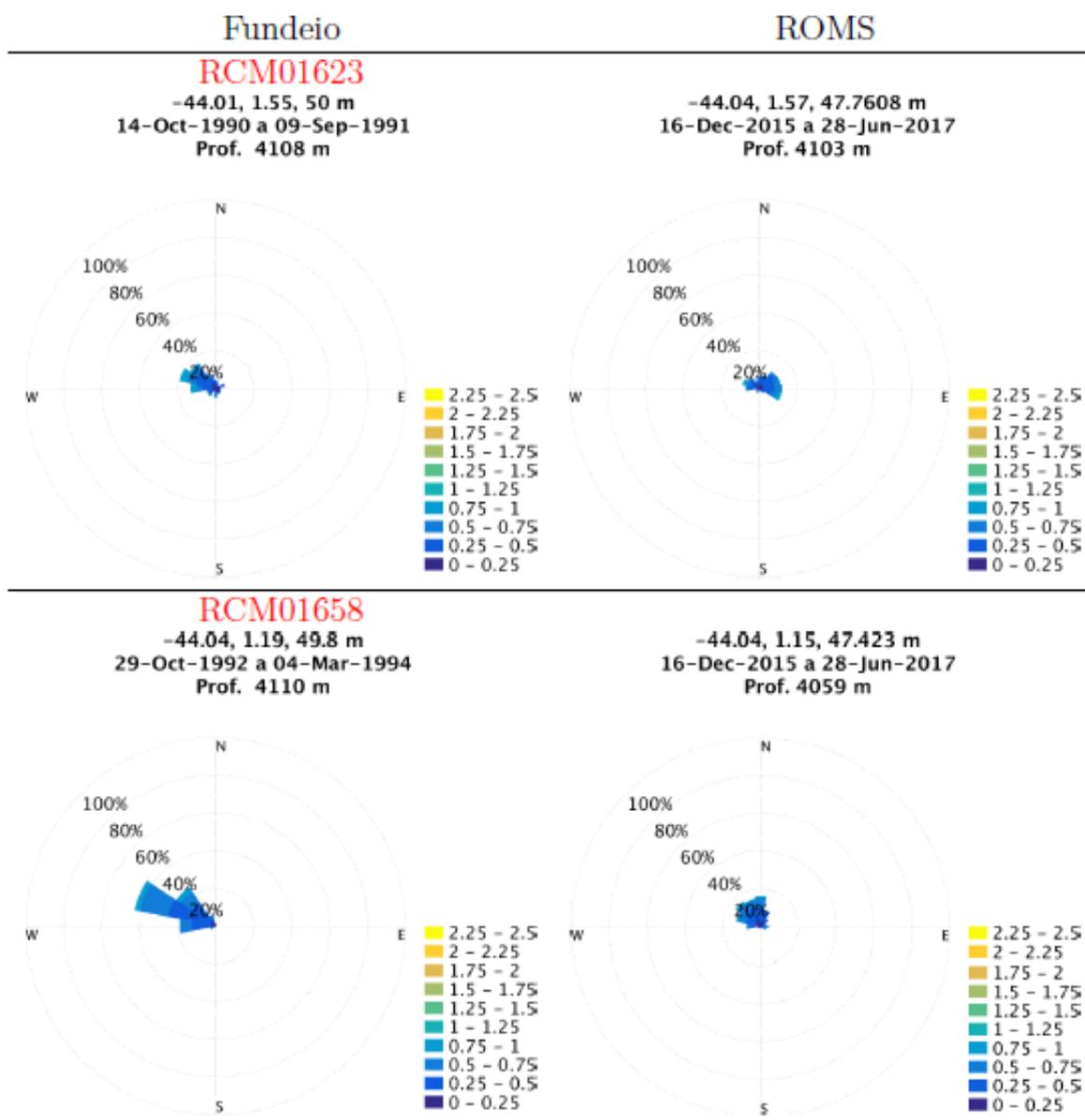


Figura 7-29: Diagrama de correntes para a profundidade aproximada de 50 m obtidos através dos dados dos fundeios WOCE RCM01623 e RCM01658 (ver localização na Figura 7-25) e os resultados da assimilação para o ponto de grade mais próximo.

A análise dos resultados de velocidades também foi feita em relação aos derivadores de superfície lançados no Projeto Costa Norte. Para tal, foram utilizados dados provenientes de medições realizadas por três tipos de derivadores: *offshore Nomad*, *Surface Velocity Programme (SVP)* e *Self-Locating Datum Marker Buoy (SLDMB)* (Figura 7-30), de fevereiro de 2018 até abril de 2019, cujos dados se referem às componentes zonal e meridional da velocidade da corrente, em superfície.

O objetivo desta análise foi avaliar os dados de velocidade de correntes superficiais obtidos a partir dos derivadores com os resultados da assimilação de dados para o período compreendido entre 16/12/2015 e 28/16/2017 para área da grade numérica ROMS-G1.

Cabe ressaltar que em função das características de cada um dos modelos de derivadores utilizados nas análises, diferentes tipos de dinâmicas são capturadas. Por exemplo, o derivador SVP é composto por um

flutuador de superfície ligado à uma vela submersa centrada em 15 metros de profundidade. O SLDMB possui um formato para minimizar a influência do vento e de ondas superficiais e capturar a deriva de correntes a 1 metro de profundidade. Já o formato do Nomad é ideal para capturar a contribuição do vento. Portanto, diferenças obtidas nos resultados das análises realizadas podem também ser atribuídas aos diferentes forçantes que são “percebidos” por cada modelo de derivador.

Para a eliminação de dados de derivadores espúrios foram adotados dois critérios. O primeiro considerou como espúrios aqueles dados cujos valores excederam a média do conjunto de dados em mais ou menos seis vezes o desvio padrão. O segundo critério foi obtido através da análise do histograma das componentes de velocidade, considerando classes de 0,1 m/s. Neste caso, os valores espúrios foram aqueles cuja classe apresentou número de ocorrência inferior a 10. Os dados removidos foram aqueles que atenderam aos dois critérios estabelecidos.

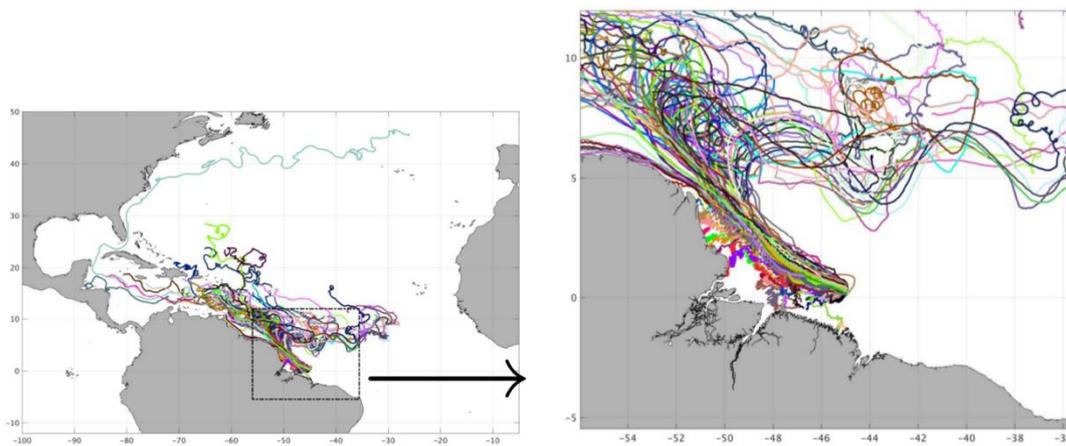


Figura 7-30: Trajetórias percorridas por todos os derivadores. A área pontilhada representa o domínio da grade numérica ROMS-G1. Cada derivador é representado por uma única cor.

O domínio da grade numérica foi subdividido em 100 pequenas áreas de aproximadamente $2 \times 2^\circ$. Para cada uma das regiões foi calculado o número total de registros (ou medições) de derivadores contidos em sua área. Foram selecionadas para análise áreas com um número significativo de medições e uma boa cobertura, ou seja, um maior espalhamento dos pontos dos derivadores, e que fossem representativas da dinâmica da CNB, sua retroflexão e vórtices da CNB. Ao final, foram selecionadas três áreas que atenderam os critérios anteriores e que não estivessem sob influência significativa do forçante de maré, visto que este não foi considerado no processo de modelagem com assimilação de dados (Figura 7-31).

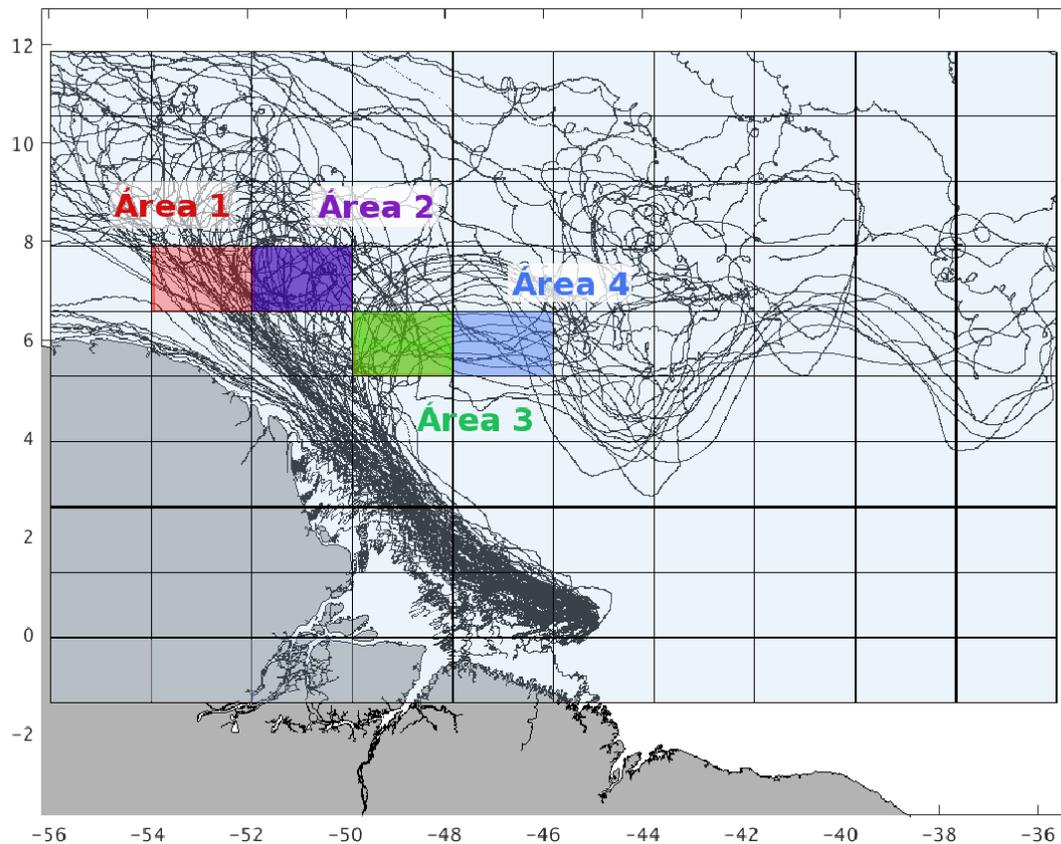


Figura 7-31: Subdivisão da área da grade numérica ROMS-G1 utilizada para a contagem do número de medições realizadas pelos derivadores e localização das três áreas escolhidas para as análises.

Na Área 1, representada em vermelho na Figura 7-31, foram obtidas 8.470 posições dos derivadores. Nesta área observa-se a predominância do fluxo para noroeste tanto a partir das trajetórias dos derivadores, quanto pela velocidade superficial calculada pelo modelo (Figura 7-32), com o fluxo sendo verificado por todo o quadrante. Nesta área fica clara a representação predominante do fluxo do CNB ao longo da quebra de plataforma. As velocidades superficiais calculadas nesta área pelo modelo são superiores às estimadas a partir dos derivadores, no entanto, ambos registram um fluxo predominante de 1,0 a 2,5 m.s⁻¹.

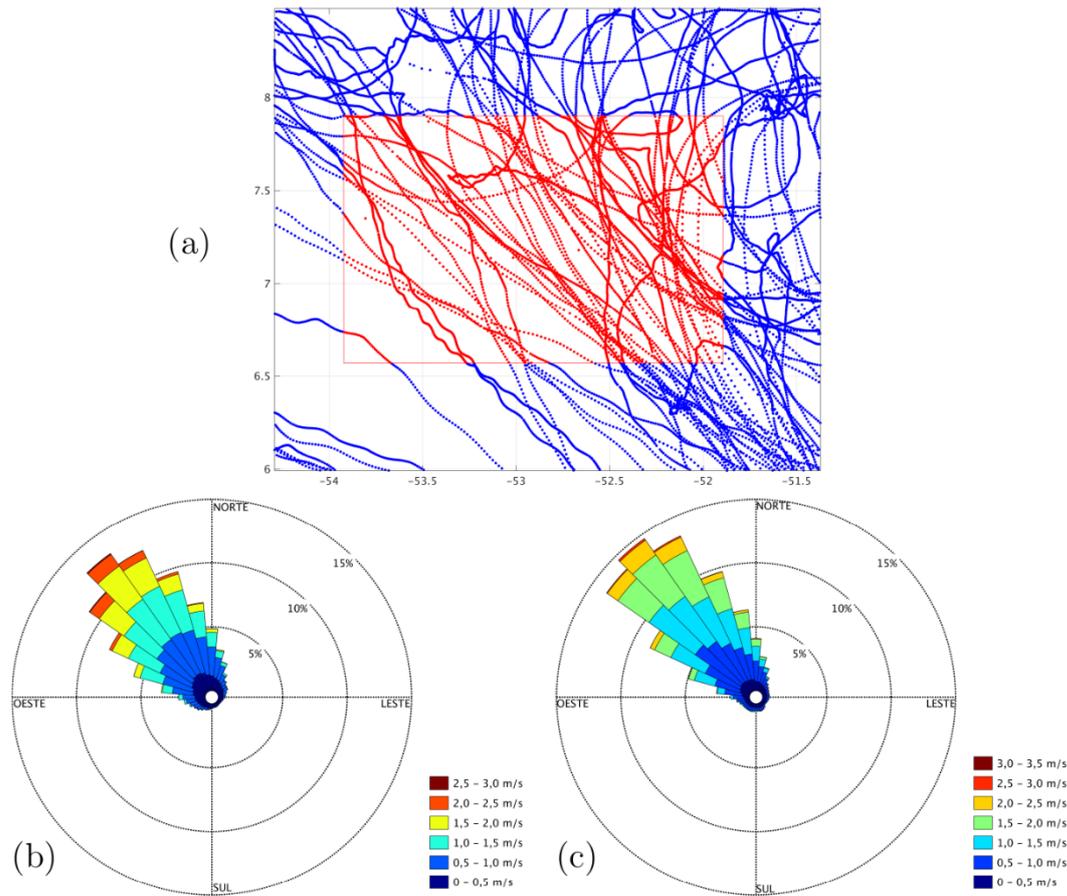


Figura 7-32: Localização dos pontos dos derivadores posicionados dentro (pontos vermelhos) e fora (pontos azuis) da Área 1 (a) e os histogramas direcionais das correntes estimadas pelos derivadores (b) e pelo modelo com assimilação de dados (c). A intensidade das correntes é indicada pelas cores (em m/s), a direção das correntes pelos eixos vertical e horizontal e os círculos concêntricos indicam o percentual de ocorrência conjunta de determinada intensidade e direção.

Na Área 2, representada em roxo na Figura 7-31, foram obtidas 7.589 posições dos derivadores. Nesta região, é observada a grande variação direcional do fluxo, sendo observadas correntes em todas as direções e predominâncias inferiores a 5% do período analisado (Figura 7-33). Essa grande variação é coerente com a posição analisada onde ocorre a retroflexão da CNB e a formação e passagem dos vórtices anticiclônicos que se despreendem da CNB e fluem para norte por essa área. Esse comportamento pode ser observado pela trajetória dos derivadores (Figuras 30 e 32) e mostram que o modelo foi capaz de representar de forma adequada esta feição na região.

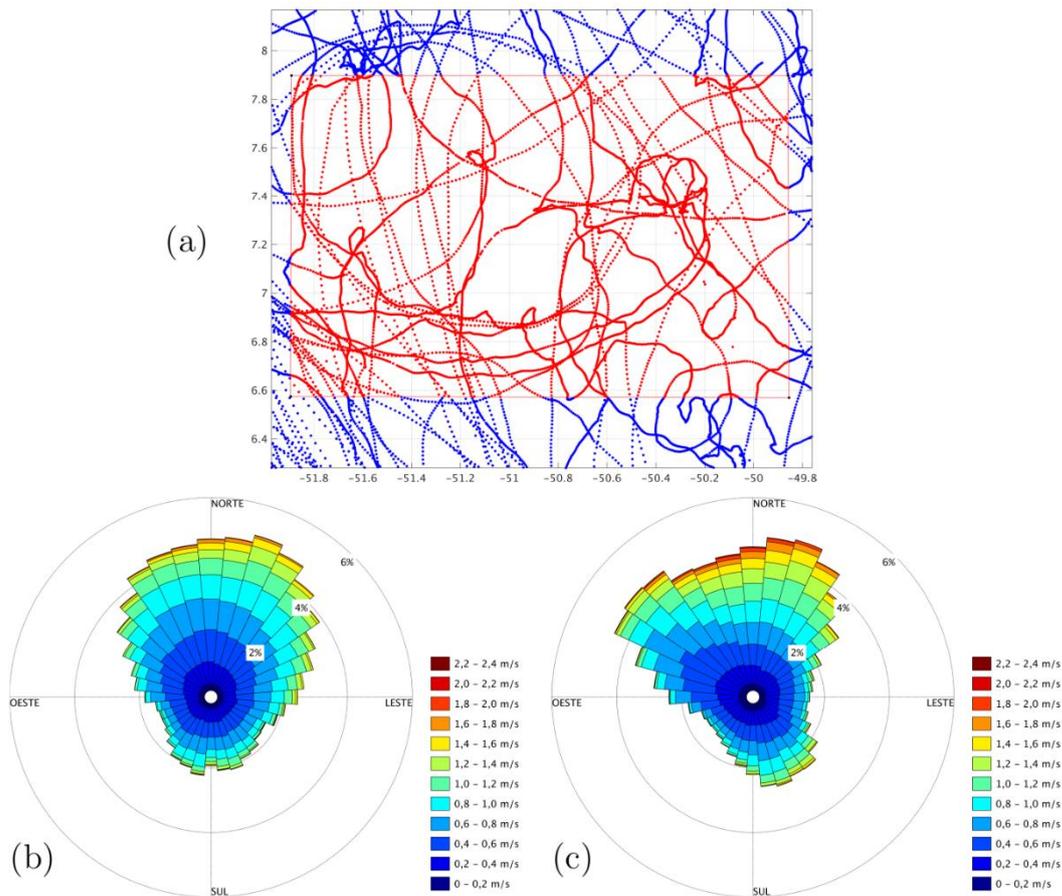


Figura 7-33: Localização dos pontos dos derivadores posicionados dentro (pontos vermelhos) e fora (pontos azuis) da Área 2 (a) e os histogramas direcionais das correntes estimadas pelos derivadores (b) e pelo modelo com assimilação de dados (c). A intensidade das correntes é indicada pelas cores (em m/s), a direção das correntes pelos eixos vertical e horizontal e os círculos concêntricos indicam o percentual de ocorrência conjunta de determinada intensidade e direção.

Na Área 3, representada em verde na Figura 7-31, foram obtidas 4.393 posições dos derivadores. Através da rosa de correntes é possível verificar que há uma predominância do fluxo para oeste-noroeste, com a direção preferencial extraída a partir dos derivadores sendo mais para noroeste em comparação aos resultados do modelo (Figura 7-34). As maiores velocidades, no entanto, ocorrem do quadrante nordeste a su-sudoeste. Este comportamento está associado ao fluxo climatológico da CNB para oeste/noroeste e aos eventos de retroflexão do fluxo formando a CCNB, para leste, que aumentam a variabilidade direcional.

Na Área 4, localizada imediatamente a leste da Área 3 e representada em azul na Figura 7-31, já é observado através dos derivadores a predominância do fluxo da CCNB para leste (Figura 7-35). A partir dos resultados da modelagem, é possível verificar a presença marcada da CCNB, com velocidades superiores a $1,0 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, no entanto, como foi considerado o período total de simulação para a elaboração do diagrama direcional, observa-se a predominância climatológica do fluxo para oeste em menor intensidade (Figura 7-35).

Considerando as diferenças relativas ao número de pontos analisados, visto que as informações do modelo são contínuas no tempo e no espaço das áreas analisadas, o modelo representou de forma satisfatória os fenômenos capturados pelos derivadores, que correspondem a informações esparsas e que se referem a um período diferente do modelado.

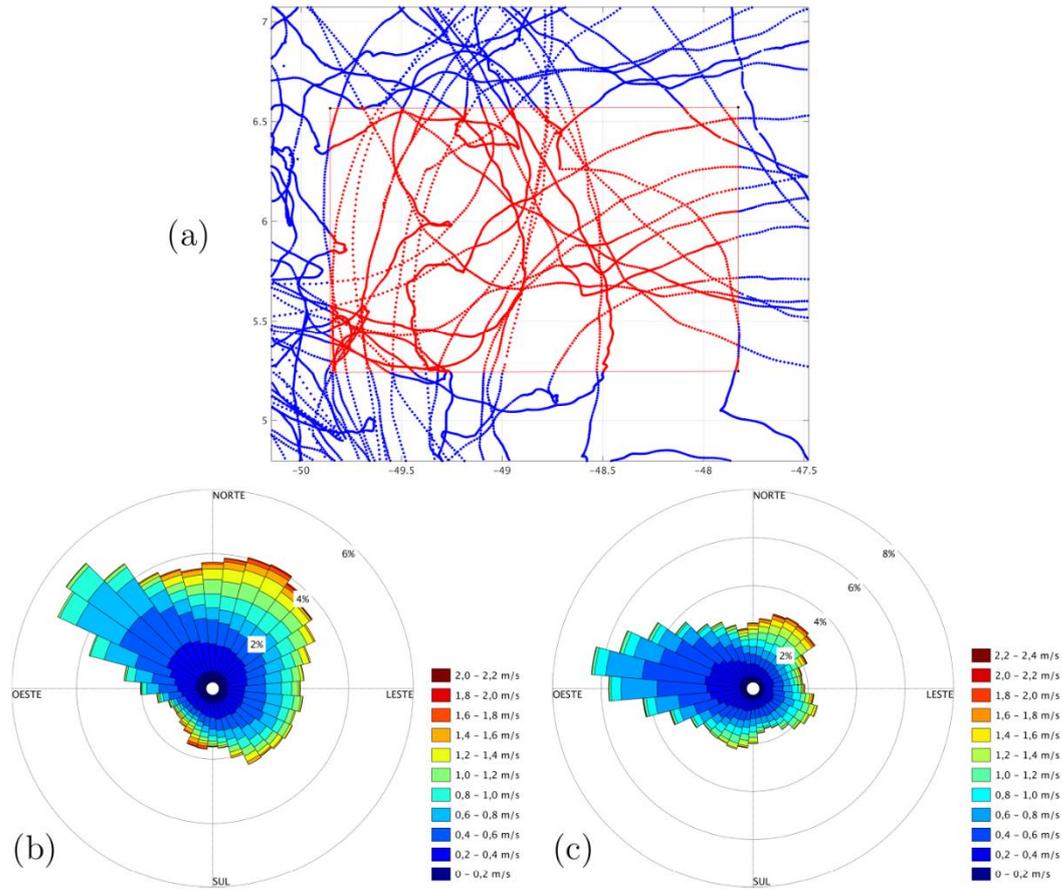


Figura 7-34: Localização dos pontos dos derivadores posicionados dentro (pontos vermelhos) e fora (pontos azuis) da Área 3 (a) e os histogramas direcionais das correntes estimadas pelos derivadores (b) e pelo modelo com assimilação de dados (c). A intensidade das correntes é indicada pelas cores (em m/s), a direção das correntes pelos eixos vertical e horizontal e os círculos concêntricos indicam o percentual de ocorrência conjunta de determinada intensidade e direção.

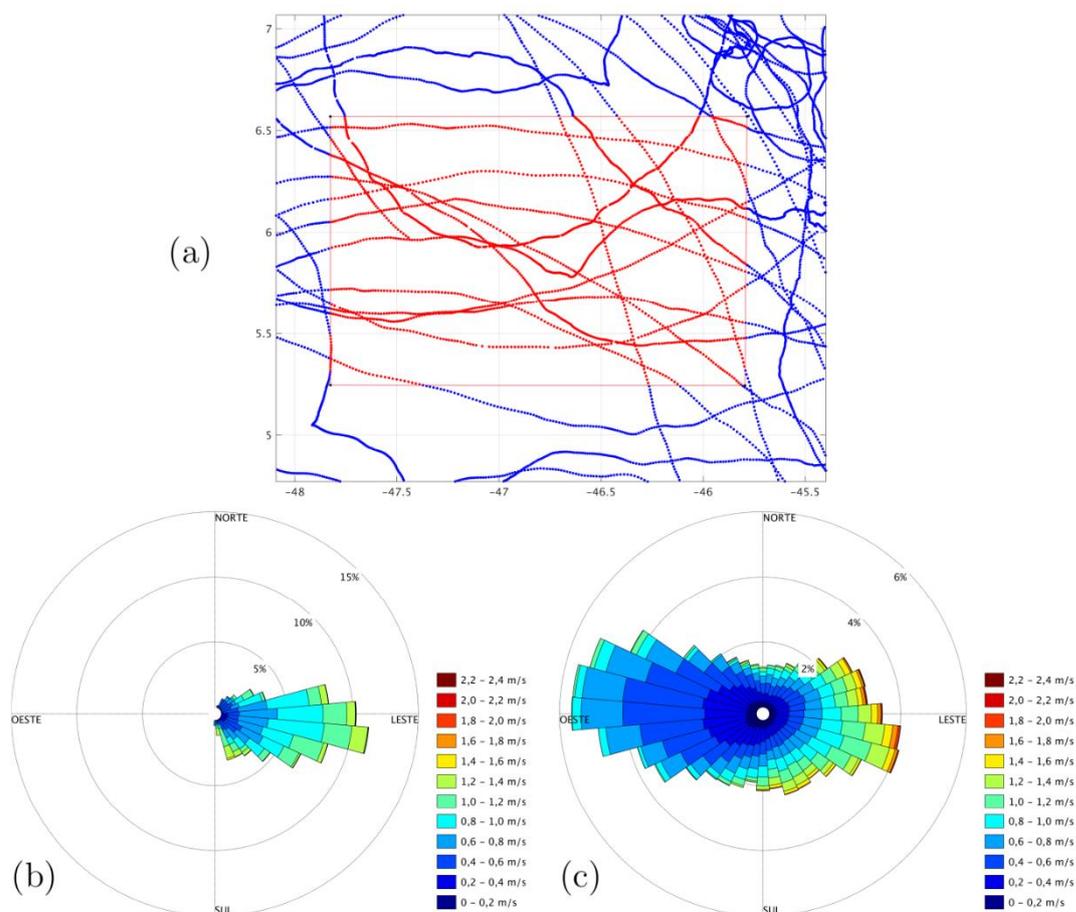


Figura 7-35: Localização dos pontos dos derivadores posicionados dentro (pontos vermelhos) e fora (pontos azuis) da Área 4 (a) e os histogramas direcionais das correntes estimadas pelos derivadores (b) e pelo modelo com assimilação de dados (c). A intensidade das correntes é indicada pelas cores (em m/s), a direção das correntes pelos eixos vertical e horizontal e os círculos concêntricos indicam o percentual de ocorrência conjunta de determinada intensidade e direção.

Além dessas análises comparativas realizadas com dados *in situ* e remotos, a energia cinética foi avaliada a fim de entender a variabilidade espacial e temporal das feições oceânicas. Para tal foi utilizado a topografia dinâmica absoluta do ROMS (η) e do produto L4 da AVISO, com $0,25^\circ$ de resolução espacial. A energia cinética total (TKE, *total kinetic energy*) foi calculada como a soma da energia cinética média (MKE, *mean kinetic energy*) e turbulenta (EKE, *eddy kinetic energy*), que correspondem respectivamente a $0,5(\bar{u}^2 + \bar{v}^2)$ e $0,5(u'^2 + v'^2)$, onde \bar{u} e \bar{v} correspondem às médias e u' e v' às anomalias do fluxo geostrófico.

As componentes zonal (u) e meridional (v) do fluxo geostrófico foram obtidas através da primeira derivada de η e para a região equatorial a partir da segunda derivada no plano β de acordo com PICAUT et al. (1989). Para desconsiderar o efeito das descargas fluviais no cálculo das velocidades geostróficas, somente foi considerado η para a região oceânica a partir da isóbata de 200 m.

A partir dos resultados obtidos para o período a partir de 2016, observa-se que os maiores valores de MKE tanto a partir da elevação do ROMS quanto do AVISO são encontradas ao longo do trajeto percorrido pela CNB, principalmente ao norte da latitude 5°N , com valores chegando a $30 \text{ cm}^2\text{s}^{-2}$ (Figura 7-36).

O maior valor associado à energia cinética turbulenta também ocorre ao norte de 5°N , aproximadamente. Esse maior valor está associado à formação e à liberação dos vórtices da CNB que ocorrem em torno desta localização, assim como o meandramento da Contra-Corrente Norte do Brasil. Este resultado está de

acordo com o esperado, visto que os valores de EKE são tipicamente associados às atividades de mesoescala.

Apesar disso, a EKE média calculada a partir dos resultados do ROMS é superior à EKE calculada a partir dos dados do AVISO, o que reflete no campo de energia total. No entanto, essa superestimação da energia é um fator comum em aplicações de modelagem numérica (DELMAN et al., 2015; DONG et al., 2019; JOUANNO et al., 2012) e indica que o modelo, que possui uma resolução espacial no geral superior ao dado estimado a partir de satélites, é capaz de resolver mais feições de mesoescala o que o produto gridado e alisado do AVISO está representando. Apesar disso, a distribuição espacial da energia cinética total, média e turbulenta está em concordância com o representado pelas observações (Figura 7-36).

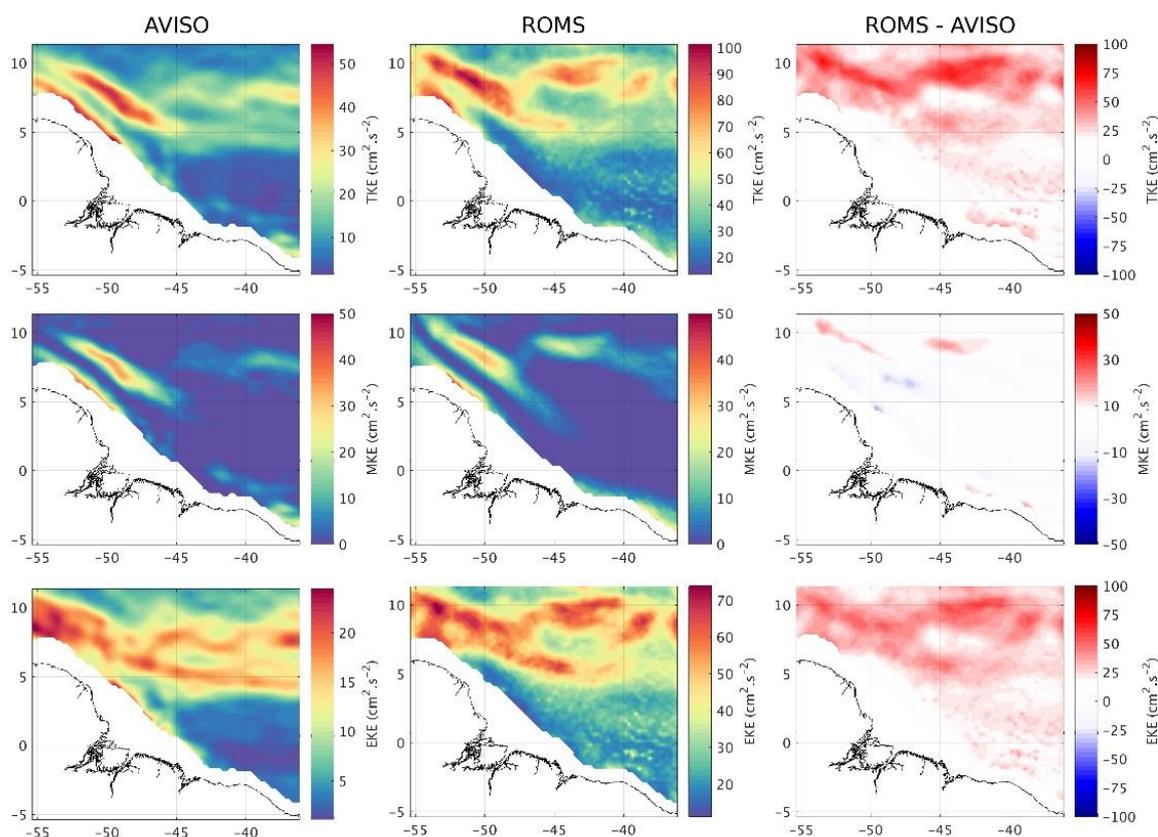


Figura 7-36: Energia cinética total (TKE, painel superior), média (MKE, painel intermediário) e turbulenta (EKE, painel inferior), de 01 de janeiro de 2016 a 28 de junho de 2017, para as correntes geostróficas do AVISO e da modelagem com assimilação do ROMS, e o bias entre eles. Os tons em (azul) vermelho representam a (sub-) superestimação da energia cinética pelo ROMS.

Após todas as análises realizadas, é possível concluir que a base hidrodinâmica obtida com a assimilação de dados está representando adequadamente as feições oceanográficas locais e que esta corresponde a um ponto de partida importante para futuros desenvolvimentos em modelagem na região.

7.3. Plataforma Continental

Além do efeito dos sistemas atmosféricos atuantes na região, a dinâmica sobre a plataforma continental é bastante influenciada pelas marés, que apresentam grandes amplitudes na região de estudo, pelas vazões fluviais e pelo fluxo da CNB ao longo da quebra de plataforma. Dessa forma, para a compreensão dos processos nesta região através da modelagem hidrodinâmica, se faz necessário o uso de grades numéricas

com maior resolução espacial, permitindo a captura de fenômenos de menor escala, assim como a mais acurada representação da complexa linha de costa e da morfologia de fundo.

A hidrodinâmica na região da plataforma continental foi estudada com uso de diferentes abordagens metodológicas, conforme descrito no item “Introdução” do presente documento. Ambas as metodologias e resultados obtidos serão apresentados e detalhados nos tópicos subsequentes.

7.3.1. Metodologia

Foram realizadas simulações para dois modelos numéricos costeiros, o primeiro com resolução de aproximadamente 3 km para a região entre as longitudes 52°W e 42°W e as latitudes 3°S e 4°N, denominada grade ROMS-G2, e o segundo com resolução de aproximadamente 1 km, com foco na região costeira do Salgado Paraense e as Reentrâncias Maranhenses, denominada grade ROMS-G3. Estes modelos correspondem a um aninhamento de grades offline, no qual a grade de menor resolução ROMS-G2 recebe como condições de contorno os resultados do modelo regional com assimilação de dados apresentados no item 9.2.3.2, e, que, por sua vez, fornece seus resultados para a grade de maior resolução (ROMS-G3).

A grade ROMS-G2 teve como propósito ser uma grade intermediária entre a grade regional com resolução de 9 km, na qual foi aplicada a assimilação de dados (ROMS-G1), e a grade local, de maior resolução, que tem como foco a análise da inundação costeira (ROMS-G3) (Figura 7-37). Assim como ocorreu com a ROMS-G1, as demais fazem uso do ROMS (SHCHEPETKIN e MCWILLIAMS, 2005) na versão mantida pela Universidade de Rutgers.

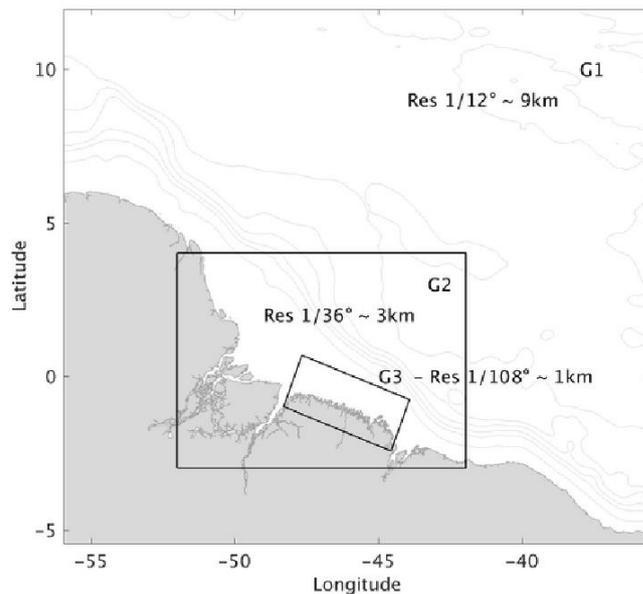


Figura 7-37: Delimitação geográfica das grades numéricas ROMS-G1, ROMS-G2 e ROMS-G3, com resolução espacial horizontal de aproximadamente 9, 3 e 1 km, respectivamente.

7.3.1.1. Grade Costeira - ROMS-G2

A simulação hidrodinâmica para a grade ROMS-G2 foi realizada para o período de 01 de abril de 2016 a 28 de junho de 2017, últimos quinze meses de resultados da ROMS-G1, de forma que, ao excluir os três meses iniciais devido ao ajustamento numérico, fosse obtido um produto com doze meses de extensão, de julho de 2016 a junho de 2017. Os resultados produzidos têm resolução horária.

A batimetria da grade ROMS-G2, apresentada na Figura 7-38, foi confeccionada utilizando o MDTO apresentado no item 9.2.2.1 e para a simulação foram considerados 30 níveis verticais. A condição inicial

utilizada para esta grade foi a do produto de análise do CMEMS, com resolução espacial de $1/12^\circ$ e resolução temporal diária. Já as condições de contorno oceânicas foram provenientes da rodada com assimilação de dados da ROMS-G1 (ver item 9.2.3.2) e foram aplicadas aos contornos abertos norte e leste considerando uma combinação de condições do tipo Chapman para a superfície livre, do tipo *Flather* para as velocidades barotrópicas e condições do tipo Radiacional com *nudging* para as velocidades baroclínicas, temperatura e salinidade.

Como forçantes atmosféricas foram aplicados os campos de tensão de cisalhamento do vento sobre a superfície oceânica (sustr e svstr), de fluxo de radiação de onda curta (swrad), fluxo líquido de massa, que corresponde ao balanço entre a evaporação e precipitação (swflux) e o fluxo líquido de calor (shflux). Esses parâmetros foram obtidos junto à Reanálise 2 do NCEP (KANAMITSU et al., 2002).

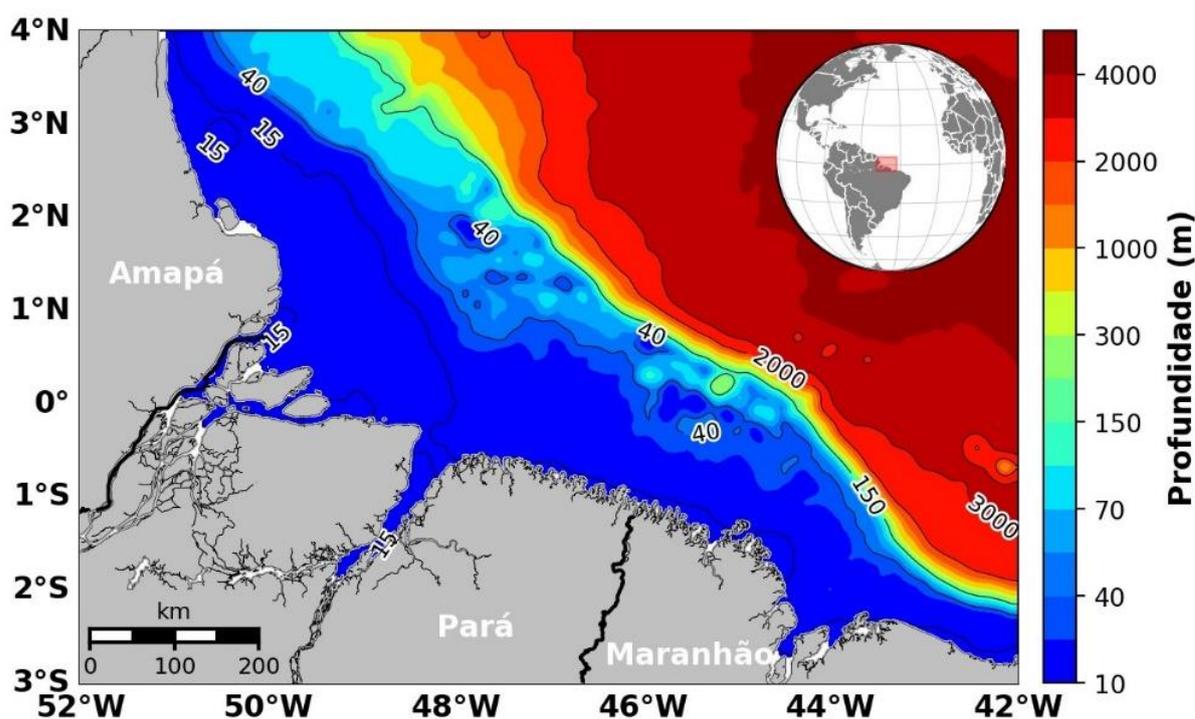


Figura 7-38: Batimetria para a região da grade ROMS-G2, com aproximadamente 3 km de resolução espacial, em metros.

Na grade ROMS-G2 também foi considerado o forçante de maré, obtido através do modelo global TPXO (*Oregon State University TOPEX/Poseidon Global Inverse Solution*), em sua versão 7.2, do qual foram utilizadas as constituintes M2, S2, N2, K2, K1, O1, P1, Q1, MF, MM, M4, MS4 e MN4 (EGBERT et al., 1994).

Os fluxos dos rios Amazonas, Pará e Pindaré foram representados no modelo através de *point sources* nos quais as vazões fluviais foram distribuídas uniformemente entre as camadas verticais e entre as células de grade que compõem as seções transversais de cada rio. As vazões dos rios Amazonas e Pará utilizadas foram provenientes dos resultados de modelagem realizada pelo Laboratório de Pesquisa em Monitoramento Ambiental Marinho (LAPMAR/UFGA) para que os efeitos da maré na vazão efetiva nas seções destes rios fossem considerados. As seções dos rios Amazonas e Pará nas quais as vazões foram obtidas são mostradas na Figura 7-39.

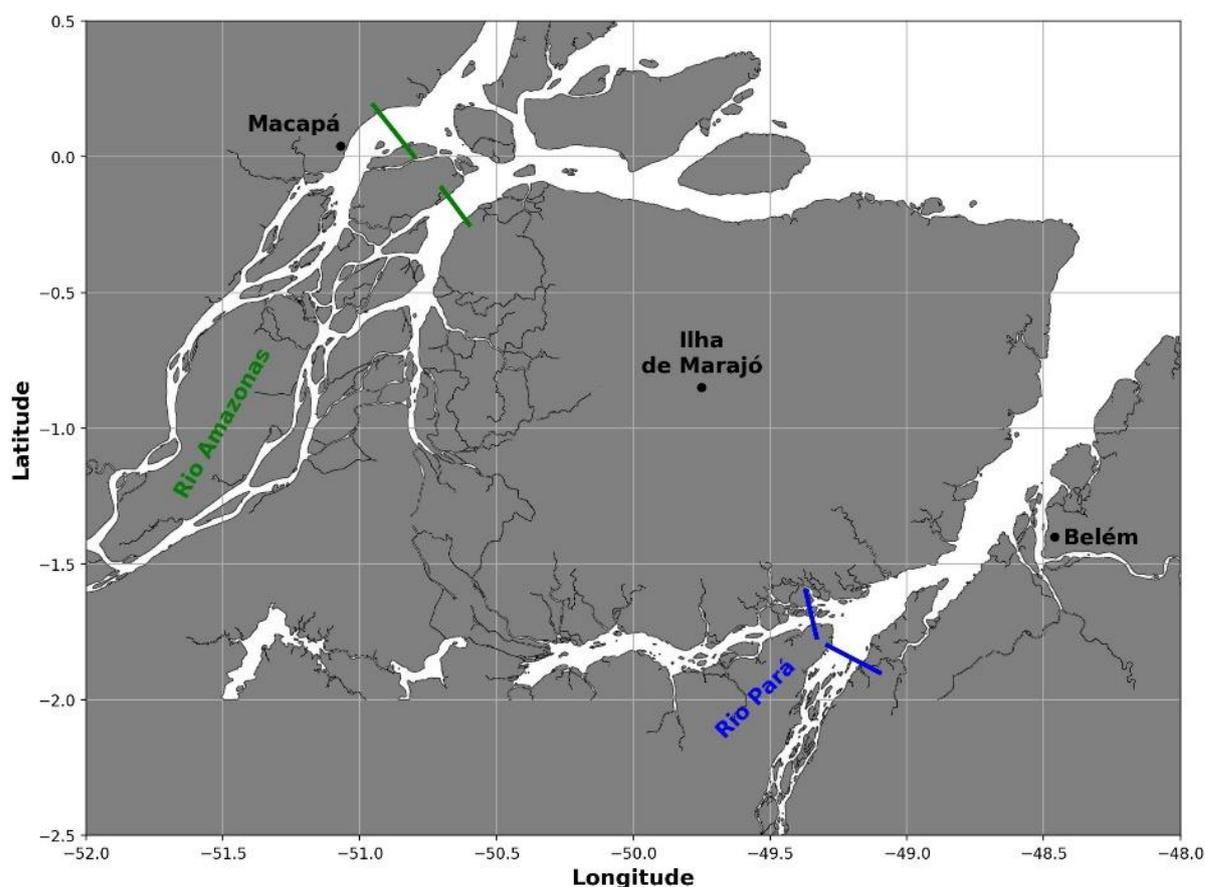


Figura 7-39: Localização das seções dos rios Amazonas e Pará utilizadas para o cálculo da vazão a partir dos resultados da modelagem do LAPMAR e utilizados como forçante fluvial na modelagem para a grade ROMS-G2 do LAMCE.

Para o rio Pindaré, assim como na obtenção dos resultados para a grade ROMS-G1 (itens 9.2.3.1 e 9.2.3.2), a vazão utilizada correspondeu a uma vazão climatológica mensal calculada a partir dos dados históricos das estações fluviométricas do HYBAM e da ANA.

7.3.1.2. Grade Local - ROMS-G3

A grade numérica ROMS-G3 compreende a região costeira entre São Caetano de Odivelas, na foz do rio Pará, e a baía de São Marcos (Figura 7-37) e possui resolução horizontal de aproximadamente 1 km e 10 níveis verticais. Tal configuração permite a representação da dinâmica de inundação costeira da região pertencente aos estados do Pará e Maranhão e dentre as grades do ROMS utilizadas no Projeto Costa Norte, a ROMS-G3 compreende a menor área, porém possui a maior resolução espacial vertical e horizontal (Figura 7-37).

A batimetria da grade numérica é de extrema importância para a representação adequada do alagamento e secamento e para isso foi elaborado um modelo digital topo-batimétrico (MPT) de alta resolução. O MPT (Figura 7-40) foi obtido considerando os dados batimétricos do MDTO apresentado no item 7.2.1.1 e dados de geoprocessamento de imagens de satélite, confeccionados pelo LabSAR (Laboratório de Sensoriamento Remoto por Radar Aplicado à Indústria do Petróleo), de onde foram extraídas as representações de bancos de areia, áreas de manguezais e áreas urbanas. A essas regiões foram atribuídas cotas, no caso das áreas de manguezais foram atribuídos gradientes de inundação conforme altura médias das marés reportadas nas cartas náuticas da DHN e as áreas urbanas foram consideradas como não sujeitas à inundação, ou seja, foram consideradas como máscara de terra.

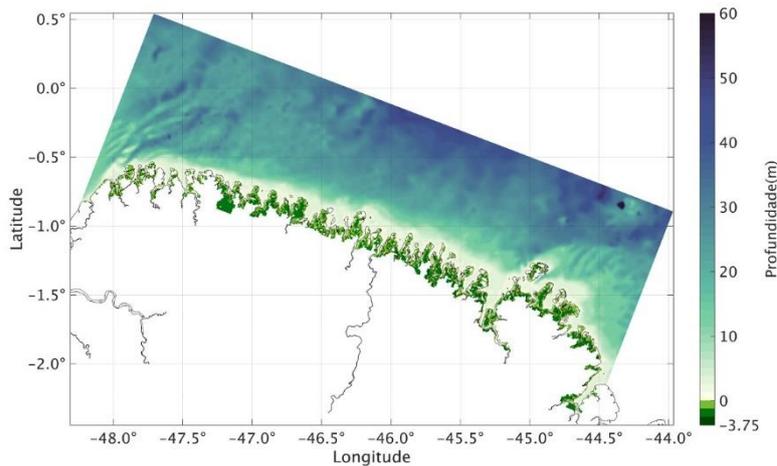


Figura 7-40: Modelo digital topo-batimétrico para a área da grade numérica ROMS-G3, em metros. Os valores negativos (positivos) indicam as regiões acima (abaixo) do nível do mar médio.

Essa abordagem visa suprir a ausência de dados topográficos com alta resolução, principalmente em áreas de manguezais. No geral, as informações disponíveis correspondem a produtos altimétricos, como o SRTM que fornece representações topográficas com cotas mínimas de 0 e 10 m e não fazem distinção entre a altura do solo e da copa das árvores, enviesando a topografia em áreas de florestas. Através da metodologia aplicada aqui e proposta primeiramente em TOSTE (2017), foi possível obter uma representação da microtopografia do mangue de forma mais acurada que o SRTM, como pode ser observado em duas áreas nas quais foi realizado o levantamento topográfico do LiDAR (ver Capítulo 5).

Apesar das diferenças de resolução, visto que a grade ROMS-G3 possui aproximadamente 1 km de resolução horizontal, é possível observar que nos pontos considerados alagáveis pelo modelo onde há informação levantada pelo LiDAR, a diferença média observada é de -2,2 m (RMSE = 2,4 m, Figura 7-41), enquanto que em relação ao SRTM, as diferenças são maiores que 15,0 m na maior parte da extensão avaliada em São Caetano de Odivelas, como mostrado mais adiante na Figura 200.

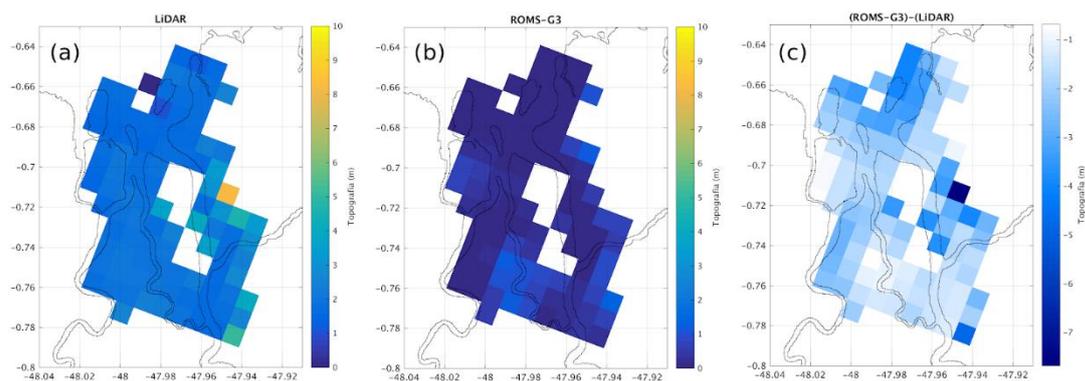


Figura 7-41: Topografia, em metros, estimada a partir dos dados do LiDAR (a), utilizada na grade ROMS-G3 (b) e a diferença entre as duas (c) para a região de São Caetano de Odivelas. Os dados do LiDAR foram mediados para a mesma resolução da grade ROMS-G3.

O mesmo é observado em Turiaçu. Neste caso, como a área mapeada pelo LiDAR é maior, é possível avaliar quais regiões têm a topografia melhor representada através da aproximação utilizada. Assim como verificado para São Caetano de Odivelas, as diferenças da topografia estimada e o dado do LiDAR são menores que as observadas entre a base SRTM e o LiDAR. A diferença média calculada para essa região é

de -1,7 m (RMSE = 2,1 m, Figura 7-42), enquanto que o SRTM tem um desvio superior a 5,0 m na maior parte da área avaliada (ver Figura 205). Observa-se que os maiores erros são observados nas regiões mais próximas às margens dos rios (Figura 7-42).

Para as duas regiões avaliadas, pode-se entender que a abordagem utilizada representou de forma mais satisfatória a topografia regional, visto que as diferenças em relação às observações são em sua maioria inferiores a 2,0 m, correspondendo a 58,8% e 63,4% do total de pontos analisados em São Caetano de Odivelas e Turiaçu, respectivamente. Além disso, as maiores diferenças em relação ao LiDAR ocorrem em áreas onde a sinuosidade dos canais não pode ser representada adequadamente devido à resolução da grade ROMS-G3. Dessa forma, a metodologia aplicada se apresenta como uma boa solução para representação de grandes extensões de áreas inundáveis, onde os dados observacionais são escassos ou pouco acurados, e para a utilização em aplicações de modelagem da inundação costeira, como a descrita a seguir.

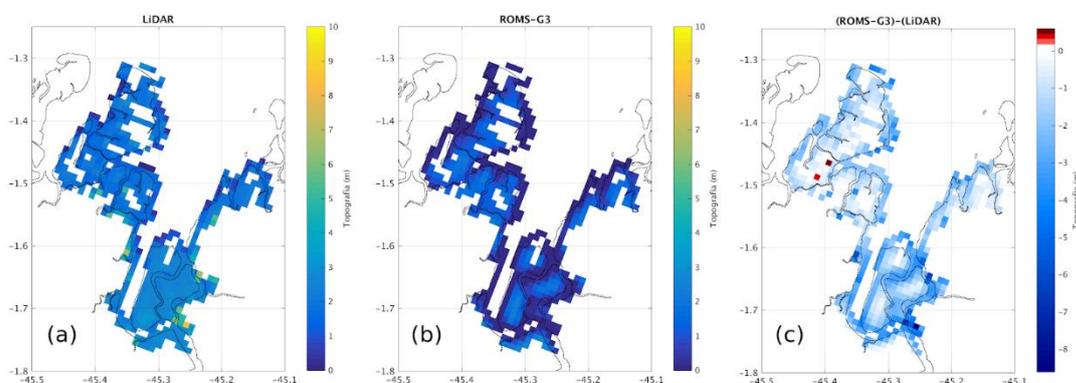


Figura 7-42: Topografia, em metros, estimada a partir dos dados do LiDAR (a), utilizada na grade ROMS-G3 (b) e a diferença entre as duas (c) para a região de Turiaçu. Os dados do LiDAR foram mediados para a mesma resolução da grade ROMS-G3.

A simulação da grade ROMS-G3 foi realizada para o período de julho de 2016 a junho de 2017, utilizando como condições iniciais e de contorno os resultados horários provenientes da grade ROMS-G2, conforme o sistema de grades aninhadas mostrado na Figura 7-37. Todas as grades numéricas do sistema utilizaram os mesmos forçantes atmosféricos provenientes da Reanálise 2 do NCEP (KANAMITSU et al., 2002). O forçante de maré, que tem papel fundamental na dinâmica costeira da região, está representado nas condições de contorno, já que para a simulação da grade ROMS-G2 foram utilizadas as constantes harmônicas do TPX07.2 (EGBERT et al., 1994).

Nesta grade, além das variáveis prognósticas tradicionais referentes à temperatura, salinidade, elevação da superfície livre e as velocidades baroclínicas e barotrópicas, foram obtidas informações acerca da inundação costeira. Para tal foi ativado o módulo de alagamento e secamento do ROMS, que permite que uma célula de grade seja considerada submersa ou emersa de acordo com a variação do nível d'água computada a cada passo de tempo do modelo. Essa metodologia foi desenvolvida por WARNER et al. (2013) e se baseia na comparação da profundidade total, compreendida como a soma da batimetria e a elevação da superfície livre, com uma profundidade crítica, definida pelo usuário e geralmente da ordem de centímetros, a depender da resolução espacial da aplicação.

Na aplicação atual foi utilizada a profundidade crítica de 0,10 m, de forma que todas as células que possuíssem profundidade total inferior a 10 cm fossem consideradas como células secas e então compusessem a máscara de terra naquele determinado passo de tempo.

Essa abordagem permitiu simular a inundação costeira na região e a avaliação do percentual do tempo de alagamento das planícies de inundação, assim como a extensão das áreas afetadas.

7.3.2. Resultados

Os resultados das simulações com a grade ROMS-G2 foram comparados com dados observados por satélite e medidos *in situ*, considerando a TSM e elevação da superfície do mar (ESM). Essas comparações foram realizadas a fim de validar os resultados e permitir a sua utilização como condição de contorno na grade local ROMS-G3.

A TSM calculada na grade ROMS-G2 foi comparada com os resultados para o mesmo período extraído do OSTIA através da análise dos campos médios, das séries temporais de TSM média para toda grade e de séries temporais extraídas em quatro pontos da área de estudo, conforme mostrado na Figura 7-43. Esses pontos foram escolhidos de forma a obter uma análise representativa das diferentes áreas na grade e essa avaliação é importante a fim de observar os padrões temporais de variação da temperatura.

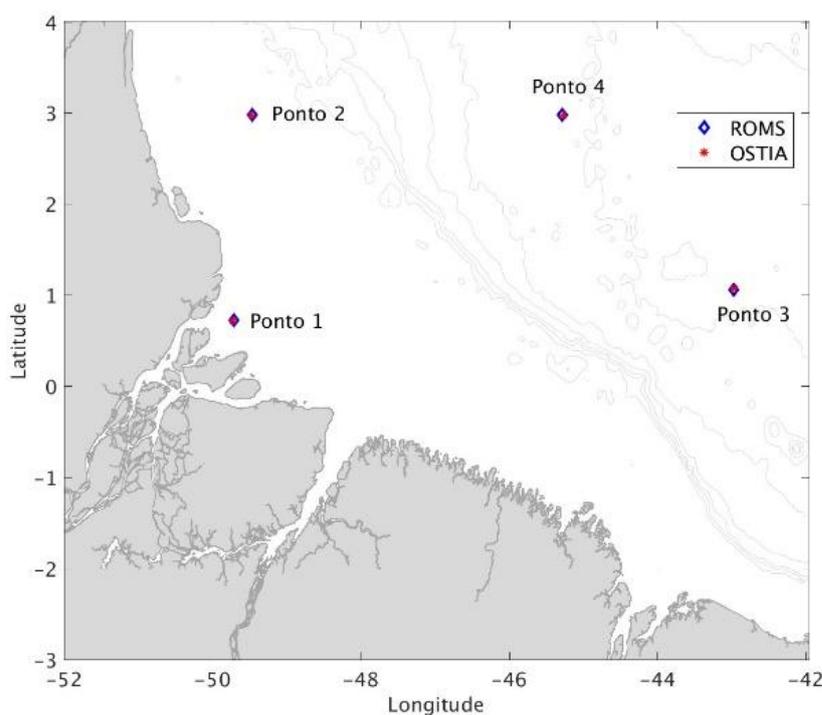


Figura 7-43: Localização dos pontos utilizados para extração das séries temporais de temperatura da superfície do mar do OSTIA e dos resultados da ROMS-G2.

Na Figura 7-44 são apresentados os campos de TSM para o produto do OSTIA e modelados com o ROMS médios para o período entre 01 de julho de 2016 a 28 de junho de 2017.

A partir dos campos médios observou-se que os resultados do modelo apresentam uma distribuição espacial de TSM similar ao capturado pelo OSTIA, apesar da região costeira ser ligeiramente mais quente (Figura 7-44b). Entretanto, através do cálculo do bias entre os produtos (Figura 7-45) notou-se que a área de maior diferença absoluta de TSM foi a região externa à foz dos rios Amazonas e Pará, aproximadamente, entre as latitudes de 0° e 4°N e as longitudes de 48°W e 49°W, onde o ROMS subestimou a temperatura em até 1,2°C.

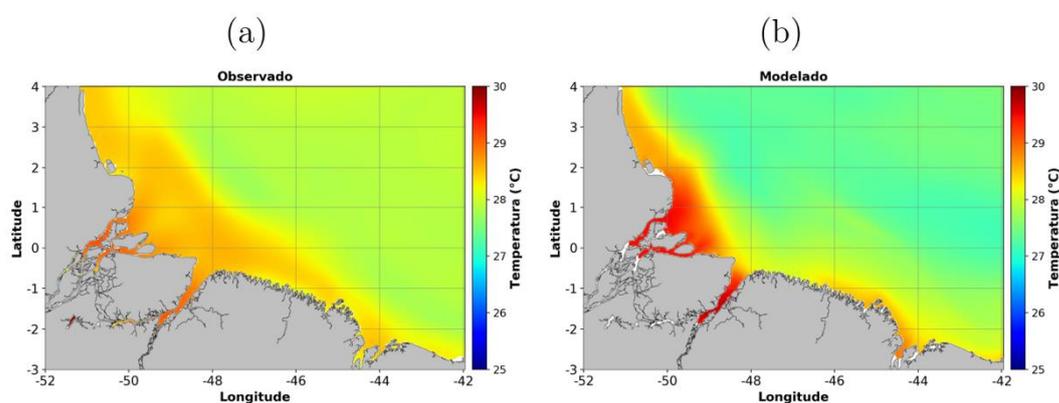


Figura 7-44: Campos médios de temperatura da superfície do mar do OSTIA (a) e modelado com o ROMS para a grade ROMS-G2 (b) para o período entre 01/07/2016 e 28/06/2017, em graus Celsius.

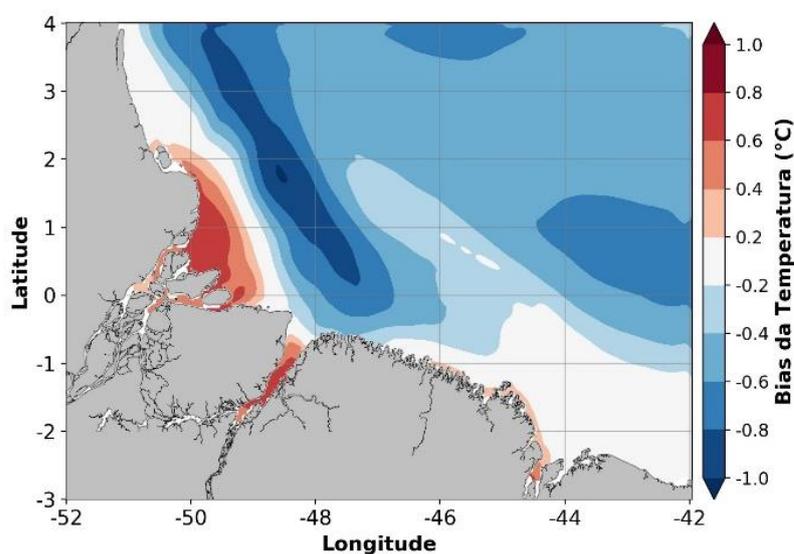


Figura 7-45: Campo de bias da TSM entre a modelagem e observação apresentada na Figura 7-44, em graus Celsius. Os tons em (azul) vermelho indicam uma (sub-) superestimação da TSM pelo ROMS.

Com relação às séries temporais da TSM média para toda a área de estudo (Figura 7-46a), a simulação apresentou resultados bastante ajustados aos dados do OSTIA durante todo o período avaliado. Destaca-se que os pontos de maior diferença correspondem a uma subestimação da TSM pelo modelo, porém o *bias* não ultrapassou $-1,0^{\circ}\text{C}$ (b).

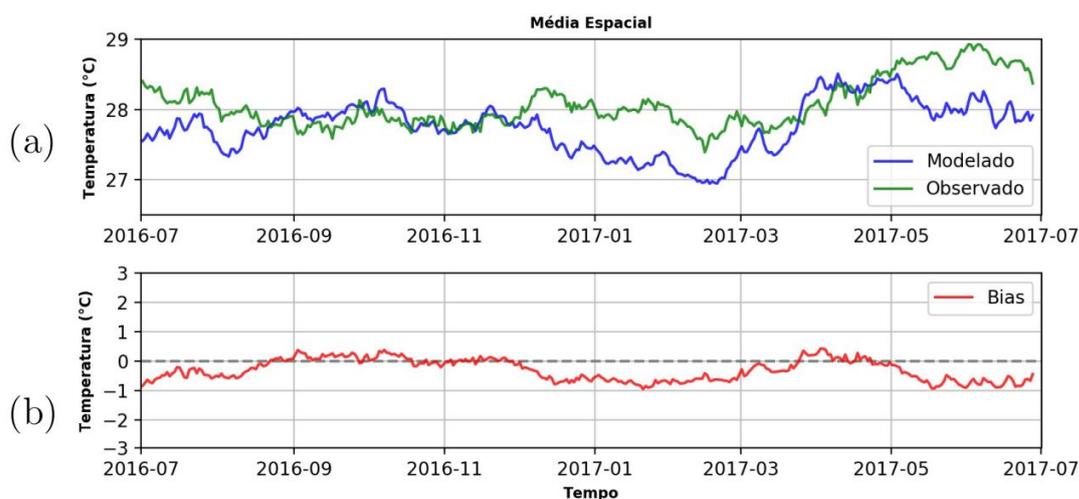


Figura 7-46: Séries de (a) TSM média observada, referente aos dados do OSTIA, e modelada para a grade ROMS-G2 e (b) o *bias* entre as duas séries, em graus Celsius.

Já nas séries temporais extraídas nos pontos apresentados na Figura 7-43, observa-se que todos os quatro pontos selecionados apresentaram TSM modelada com, no máximo, 3,0°C absolutos de diferença, dentre as quais, os pontos 3 e 4 apresentaram *bias* absolutos inferiores a 2,0°C durante toda a simulação (Figura 7-47). O ponto 1 apresentou um aumento de temperatura acima do esperado entre o final de agosto de 2016 e o início de dezembro do mesmo ano, entretanto durante o restante dos doze meses seus valores foram os mais próximos do OSTIA.

O domínio de *bias* positivo nas comparações realizadas para o ponto 1 em contraponto ao observado para os pontos 2, 3 e 4 explica-se pela localização do primeiro, único que se encontra na região de *bias* positivo, como observado na Figura 7-45.

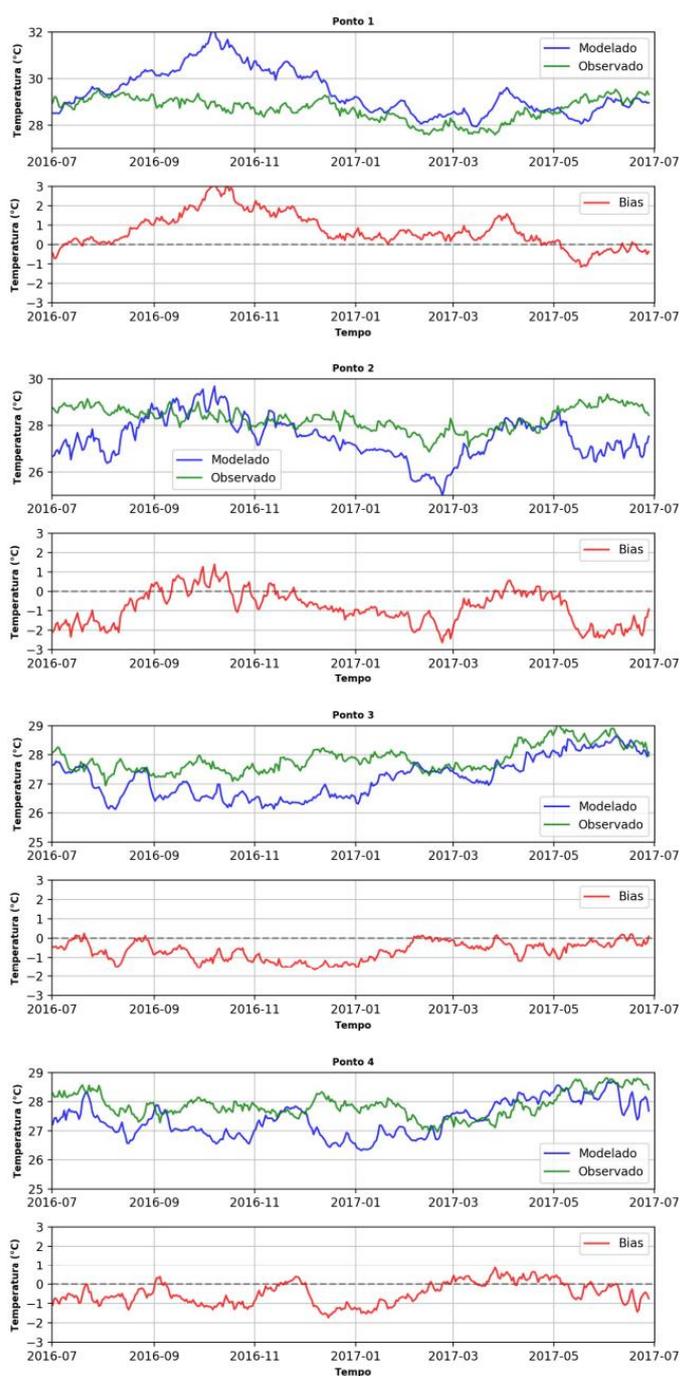


Figura 7-47: Séries de TSM observada, referente aos dados do OSTIA, e modelada para a grade ROMS-G2 e o *bias* entre elas, em graus Celsius, para os pontos apresentados na Figura 7-43.

A elevação da superfície livre do modelo foi avaliada em relação à anomalia da superfície do mar deduzida a partir da altura da superfície do mar com resolução de $0,25^\circ$ da AVISO, disponibilizados pelo CMEMS.

Os dados do AVISO possuem resolução de $0,25^\circ$ e foram interpolados para a mesma grade dos resultados do modelo. A Figura 7-48 apresenta os campos médios de variância observados e modelados para o período em questão. Observa-se que as maiores variâncias em ambos os casos ocorrem na foz e ao norte do Rio Amazonas, indicando alta variabilidade da superfície livre nessa região. Além disso, os dados do AVISO apresentam maior variância que os simulados, exceto na região interna da foz, como observado no

campo de diferença (Figura 7-49). Estes altos valores de variância simulados que não ocorrem na observado no produto do AVISO surgem por questões puramente numéricas, visto que a vazão do rio Amazonas é adicionada em uma região de pequena profundidade, fazendo com que as oscilações naturais sejam amplificadas, entretanto sem afetar o restante da área simulada. Fora dessa região, a variabilidade da ESM observada e modelada são similares, com a diferença entre os campos se aproximando de zero.

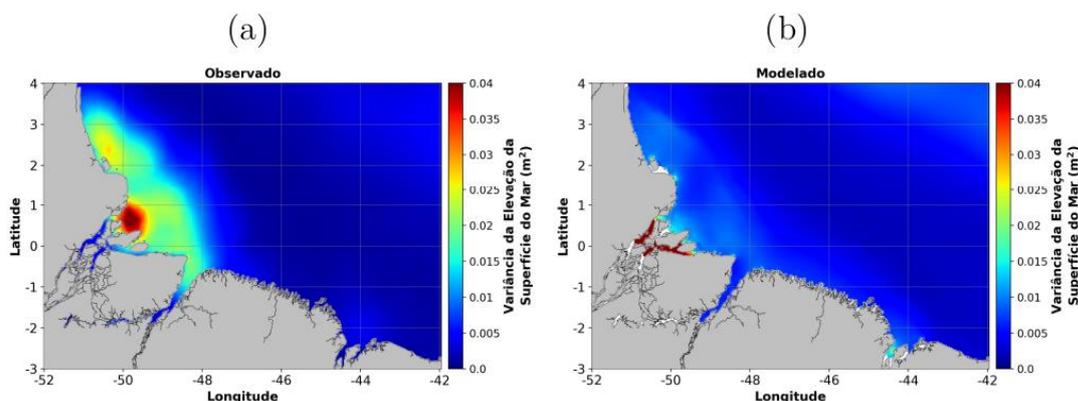


Figura 7-48: Campos de variância da elevação da superfície do mar do produto do AVISO (a) e modelado pelo ROMS para a grade ROMS-G2 (b) para o período entre 01/07/2016 e 28/06/2017, em metros ao quadrado.

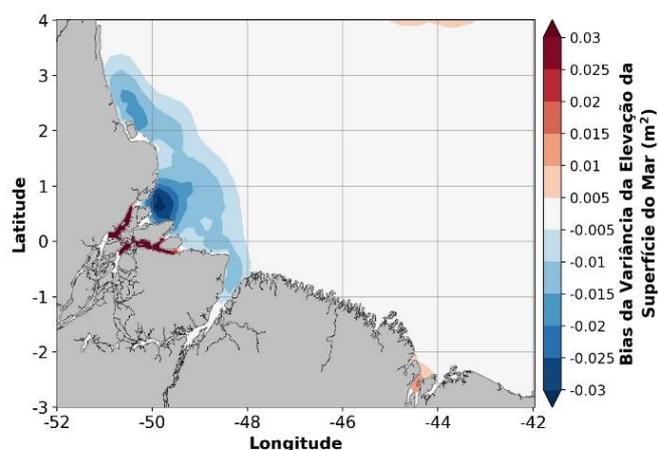


Figura 7-49: Campo de bias da variância da elevação da superfície do mar entre a modelagem e observação apresentada na Figura 7-48, em metros ao quadrado. Os tons em (azul) vermelho indicam uma (sub-) superestimação da ESM pelo ROMS.

Os resultados das simulações também foram comparados aos dados do AVISO através de séries temporais para 4 pontos na região da grade (Figura 7-50). De forma a obter uma avaliação consistente dos resultados modelados, esses foram filtrados para que as oscilações com períodos menores que 48 horas fossem retiradas, tendo em vista que os resultados do AVISO são diários. As séries estão representadas na Figura 7-51.

De maneira geral, os resultados da modelagem com o ROMS apresentaram mais ruídos do que o capturado pelo produto do satélite e o *bias* entre eles foi mais expressivo nos pontos onde a profundidade local era menor, explicitamente os Pontos 1 e 2, onde tal diferença chegou a atingir, respectivamente, 1,0 e 0,3 m. Já nos Pontos 3 e 4, o *bias* não foi maior que 0,15 m, demonstrando o melhor ajustamento entre a

simulação e as observações, já que nestas posições os dados do satélite sofrem menos interferência das massas de terra e são, conseqüentemente, mais confiáveis.

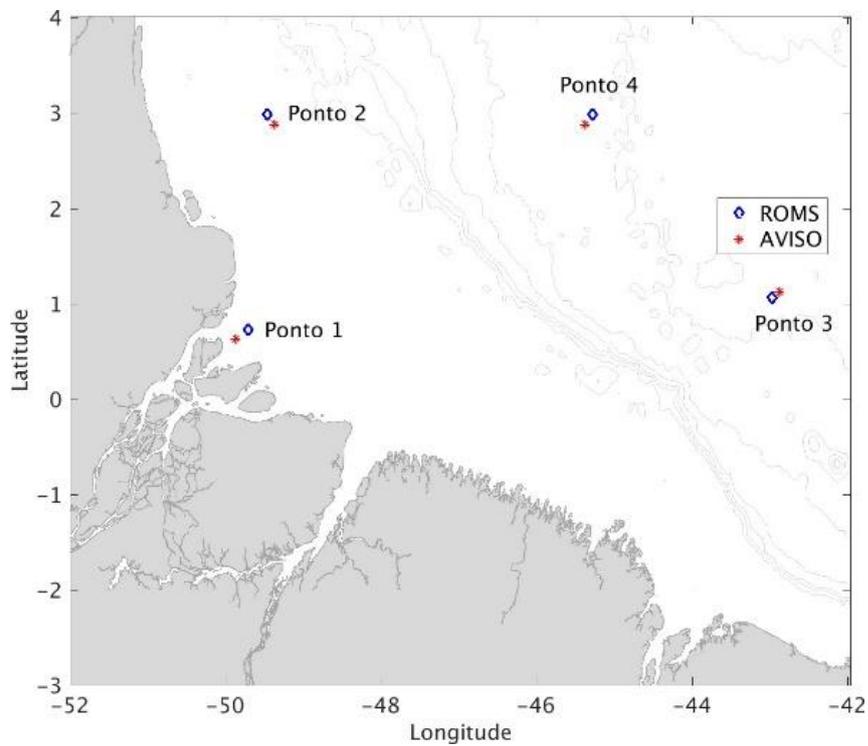


Figura 7-50: Localização dos pontos utilizados para extração das séries temporais de altura da superfície do mar do AVISO e dos resultados da ROMS-G2.

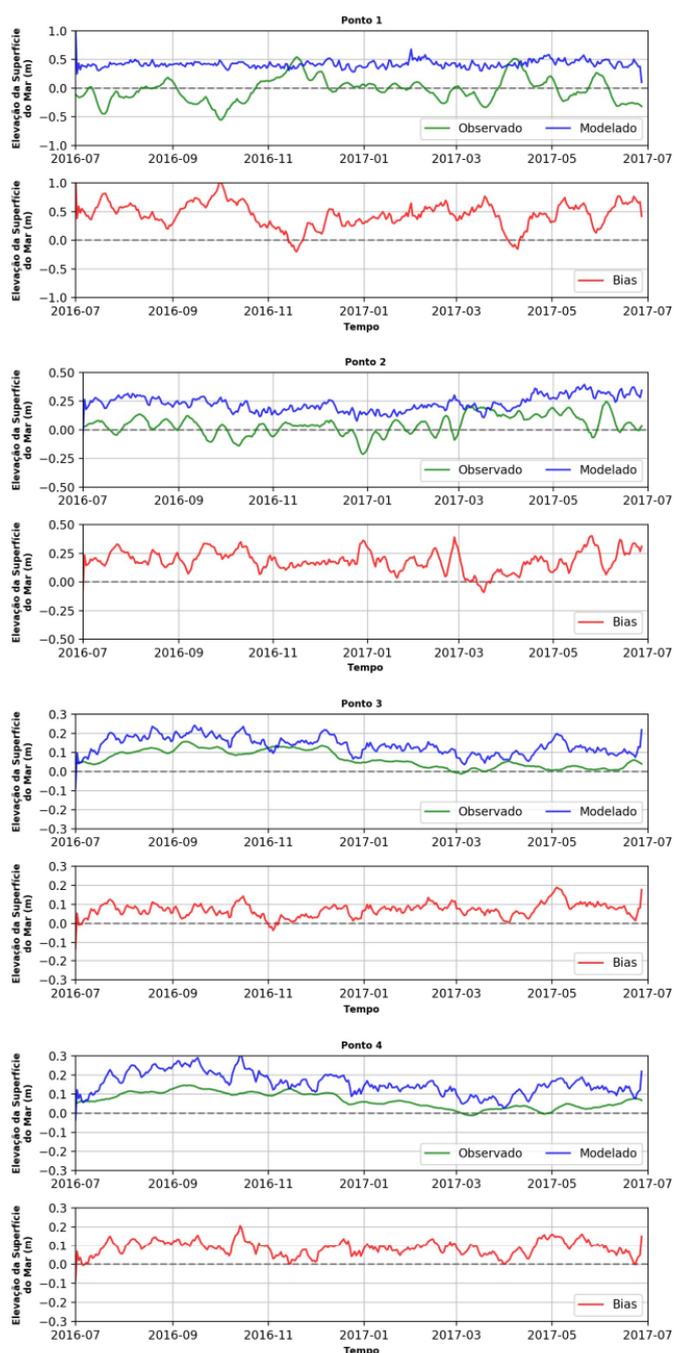


Figura 7-51: Séries de elevação da superfície do mar observada, referente aos dados do AVISO, e modelada para a grade ROMS-G2 e a *bias* entre elas para os pontos apresentados na Figura 47.

Os resultados de altura do nível do mar obtidos com o ROMS para a grade ROMS-G2 também foram comparados aos dados da estação maregráfica de Santana, localizada na foz do Rio Amazonas, como ilustra a Figura 7-52. As informações do marégrafo foram obtidas da base de dados *Global Sea Level Observing System* (GLOSS). O GLOSS é um programa estabelecido por uma comissão da UNESCO em 1985 com o objetivo de prover observações de nível do mar de qualidade para suprir uma vasta demanda de usuários nas áreas de pesquisa e operação.

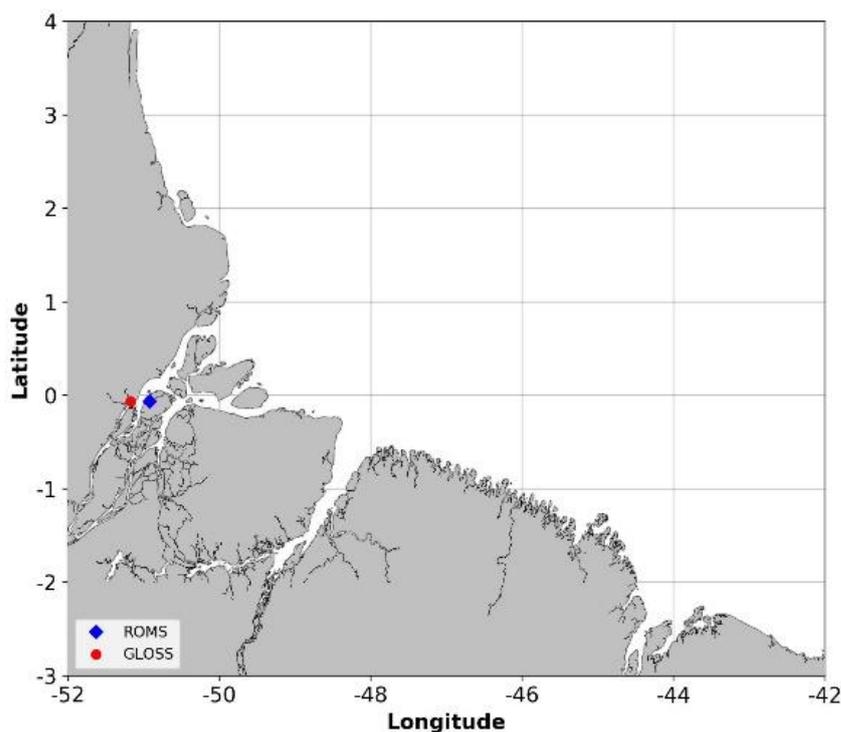


Figura 7-52: Localização da estação maregráfica Santana e do ponto utilizado para extração da série temporal de elevação da superfície livre da grade ROMS-G2.

A variável de elevação da superfície do mar do modelo foi corrigida para o nível médio do dado mareográfico para que as comparações fossem consistentes. As séries temporais da altura do nível do mar (Figura 7-53a) evidenciam a boa correlação entre o dado medido e a informação simulada, o que pode ser corroborado em mais detalhe no mês de abril de 2017, por exemplo (Figura 7-53b).

Apesar das séries apresentarem diferenças de amplitude, com o dado variando de aproximadamente 0 a 3,0 m e os resultados do modelo entre -2,0 e 6,0 m, as oscilações ocorrem em fase. As diferenças observadas entre a série modelada e a série de elevação registrada pelo marégrafo são compreensíveis visto que o ponto de grade no qual a série modelada foi extraída está a 28 km de distância do ponto real de medição, que por sua vez se localiza no Porto de Santana, abrigado pela Ilha de Santana no Canal de Santana, na margem oposta do rio Amazonas. Além disso, somado ao efeito da maré astronômica, que na região tem amplitude de aproximadamente 5 m de acordo com as previsões da DHN, a proximidade do ponto analisado à seção onde o fluxo fluvial é imposto, juntamente com a presença de bancos lamosos, justificam a maior amplitude observada no modelo.

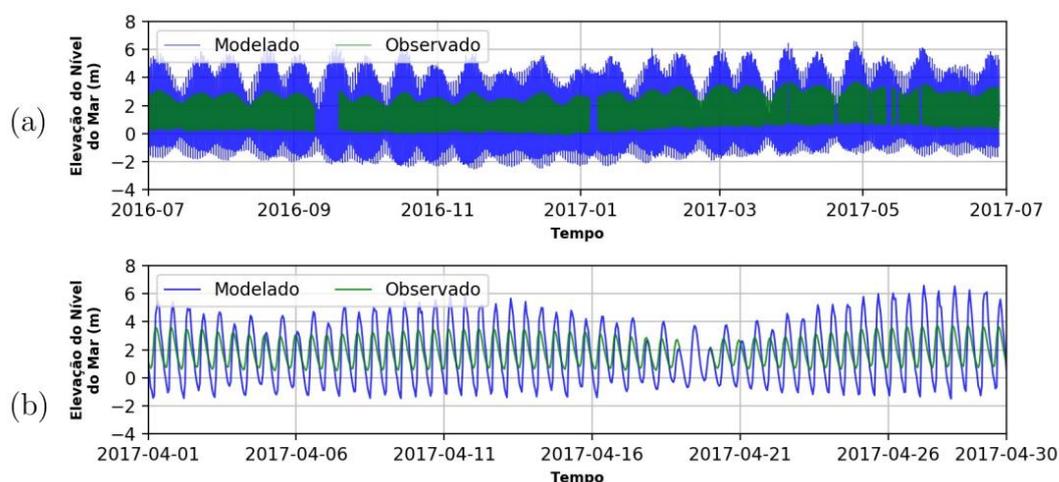


Figura 7-53: Séries temporais de altura do nível do mar para (a) todo o período analisado e (b) para o mês de abril de 2017.

A representação das correntes superficiais na grade ROMS-G2 foi avaliada em relação aos dados dos derivadores, cujas trajetórias são apresentadas na Figura 7-30. Os dados, tratados para a remoção de valores espúrios conforme método apresentado no item 9.2.3.2, correspondem a trajetórias de fevereiro de 2018 até abril de 2019. Para a comparação com os resultados do modelo, o domínio da grade numérica ROMS-G2 foi dividido em áreas de 45 × 38 km. Foram selecionadas as regiões com um número significativo de pontos dos derivadores para serem realizadas as análises conforme mostrado na Figura 7-54.

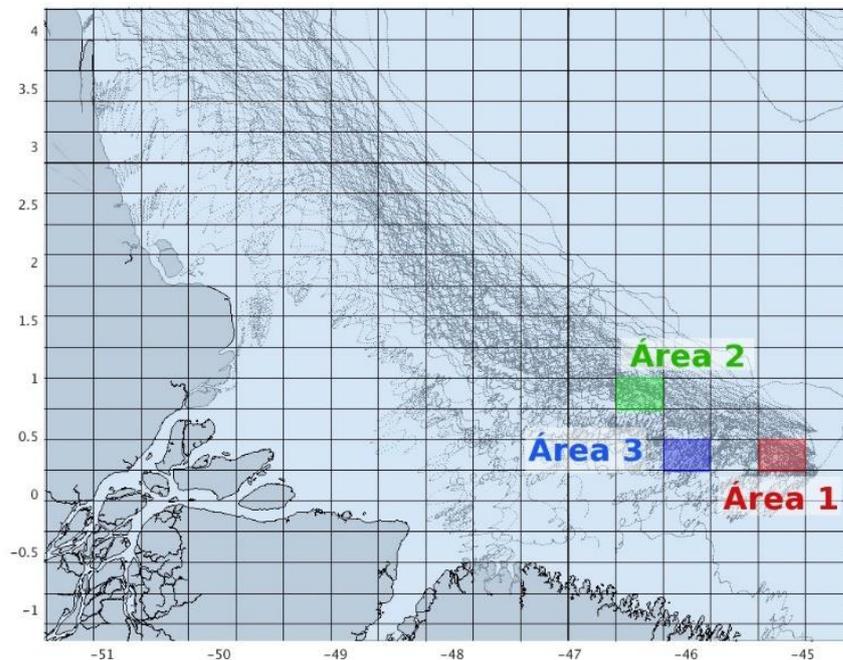


Figura 7-54: Subdivisão da área da grade numérica ROMS-G2 utilizada para a contagem do número de medições realizadas pelos derivadores e localização das três áreas escolhidas para as análises.

Na Área 1, representada em vermelho na Figura 7-54, foram obtidas 3013 posições dos derivadores. Nesta área é caracterizado o fluxo da CNB para oeste-noroeste e noroeste, com intensidades predominantes de 0,6 a 1,0 m.s⁻¹. (Figura 7-55). No entanto, nas trajetórias analisadas as oscilações nos quadrantes nordeste

e sudoeste, associadas à dinâmica das marés, são mais representativas, enquanto no modelo a dinâmica da CNB é dominante.

Na Área 2, representada em verde na Figura 7-54, foram utilizadas 2057 posições dos derivadores. Nesta área também é observada a dominância da CNB no diagrama direcional, contudo as oscilações no sentido transversal à quebra da plataforma são mais perceptíveis que na Área 1. O mesmo padrão é observado através das trajetórias dos derivadores, no entanto, o padrão oscilatório associado a variação das marés é mais marcado (Figura 7-56).

Na Área 3, representada em azul na Figura 7-54, foram utilizados 2020 pontos das trajetórias dos derivadores. Nesta posição observa-se de forma mais efetiva o padrão ondulatório nas trajetórias dos derivadores. Pelas trajetórias também é possível observar o transporte residual dos derivadores para oeste, apesar das oscilações (Figura 7-57a). A dominância das marés na dinâmica desta área é claramente verificada no diagrama direcional, onde observa-se o domínio do fluxo no eixo nordeste-sudoeste (Figura 7-57b). Já no diagrama direcional elaborado com os resultados do modelo, além das oscilações associadas à maré, o padrão de deslocamento para oeste é mais perceptível (Figura 7-57c). Esse comportamento se mostra adequado, visto que está área encontra-se mais próxima à costa, mas ainda está sob a influência do fluxo da CNB.

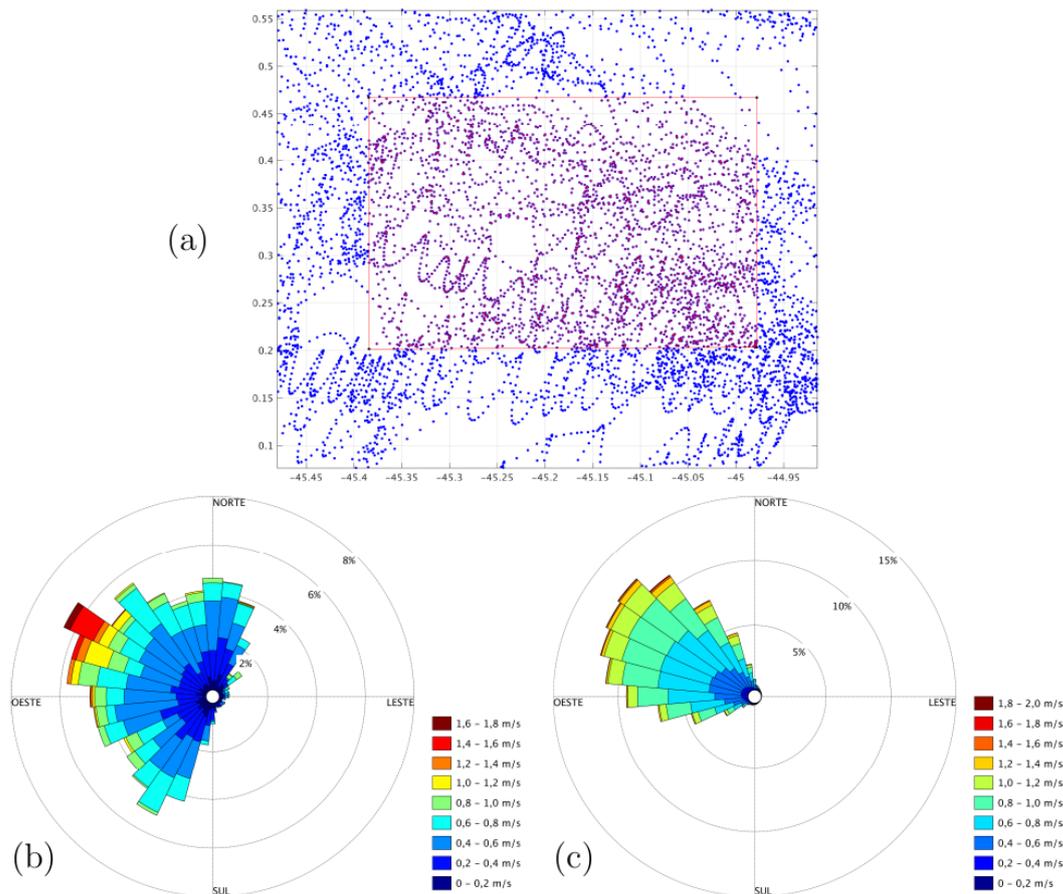


Figura 7-55: Localização dos pontos dos derivadores posicionados dentro (pontos vermelhos) e fora (pontos azuis) da Área 1 (a) e os histogramas direcionais das correntes estimadas pelos derivadores (b) e pelo modelo na grade ROMS-G2 (c). A intensidade das correntes é indicada pelas cores (em m/s), a direção das correntes pelos eixos vertical e horizontal e os círculos concêntricos indicam o percentual de ocorrência conjunta de determinada intensidade e direção.

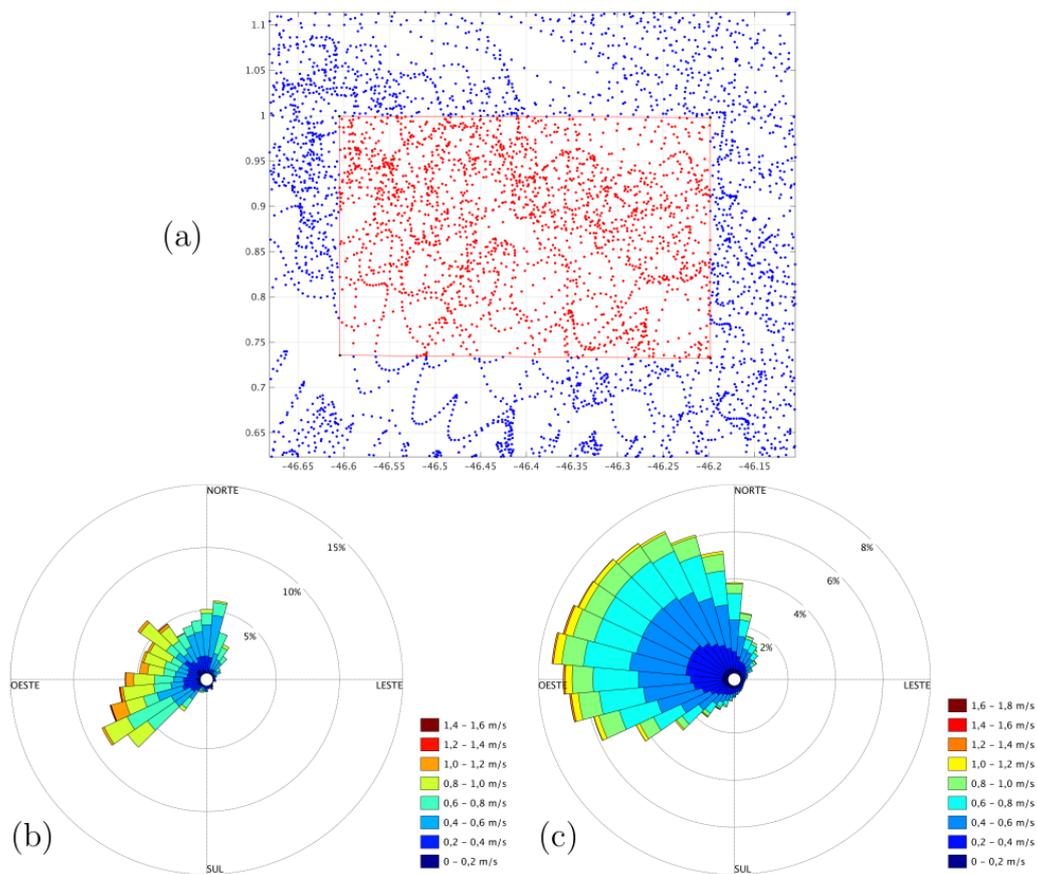


Figura 7-56: Localização dos pontos dos derivadores posicionados dentro (pontos vermelhos) e fora (pontos azuis) da Área 2 (a) e os histogramas direcionais das correntes estimadas pelos derivadores (b) e pelo modelo na grade ROMS-G2 (c). A intensidade das correntes é indicada pelas cores (em m/s), a direção das correntes pelos eixos vertical e horizontal e os círculos concêntricos indicam o percentual de ocorrência conjunta de determinada intensidade e direção.

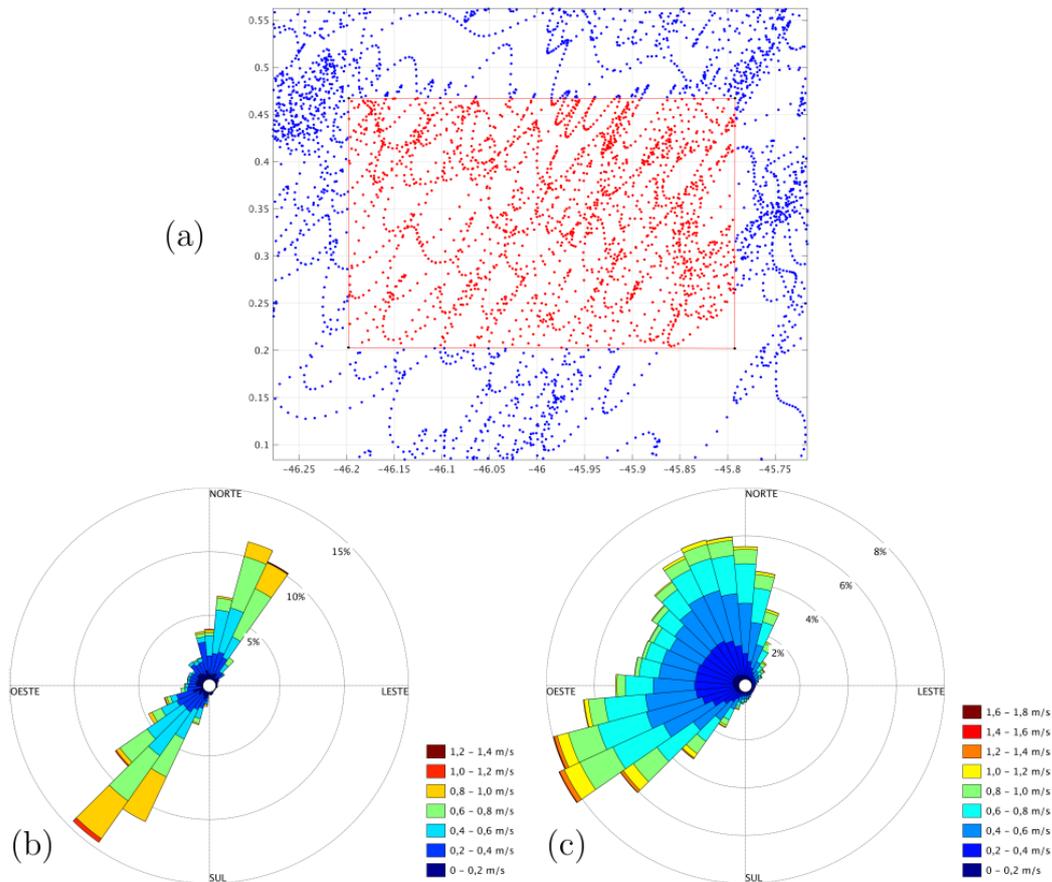


Figura 7-57: Localização dos pontos dos derivadores posicionados dentro (pontos vermelhos) e fora (pontos azuis) da Área 3 (a) e os histogramas direcionais das correntes estimadas pelos derivadores (b) e pelo modelo na grade ROMS-G2 (c). A intensidade das correntes é indicada pelas cores (em m/s), a direção das correntes pelos eixos vertical e horizontal e os círculos concêntricos indicam o percentual de ocorrência conjunta de determinada intensidade e direção.

Dessa forma, os resultados obtidos com a grade ROMS-G2 se mostraram satisfatórios tanto na representação dos campos de temperatura quanto na representação da variação na altura da superfície do mar e das correntes superficiais, podendo então ter seus resultados aplicados como condição de contorno para a grade ROMS-G3, com maior resolução espacial.

Os campos médios superficiais obtidos com a simulação na grade de 3 km e o aninhamento na grade de 1 km são apresentados nas Figura 7-58 a Figura 7-61. Na Figura 7-58, é possível observar as temperaturas mais altas associadas aos fluxos fluviais e a maior variabilidade na região costeira da grade ROMS-G3 e ao longo da costa do Amapá. Na Figura 7-59, é possível observar a região de influência da pluma do rio Amazonas, assim como a maior variabilidade associada à região do limite da pluma, visto que sua extensão varia em função do regime hidrológico dos rios.

Na Figura 7-60, observam-se os maiores valores médios de elevação da superfície do mar na proximidade do rio Amazonas e na porção mais rasa, sujeita ao alagamento contemplada na grade ROMS-G3. Nessas regiões costeiras, com menor profundidade, também são observados os maiores desvios-padrões associados às variações das marés e as variações nas vazões fluviais. Através do campo médio de velocidade, é possível observar uma feição persistente fluindo para noroeste ao longo da quebra de plataforma, representando o fluxo da CNB (Figura 7-61). Também é possível notar velocidades mais

intensas nos canais fluviais e, nos limites da grade ROMS-G3, com maior resolução, a maior intensidade associada ao fluxo que adentra a grade numérica por leste.

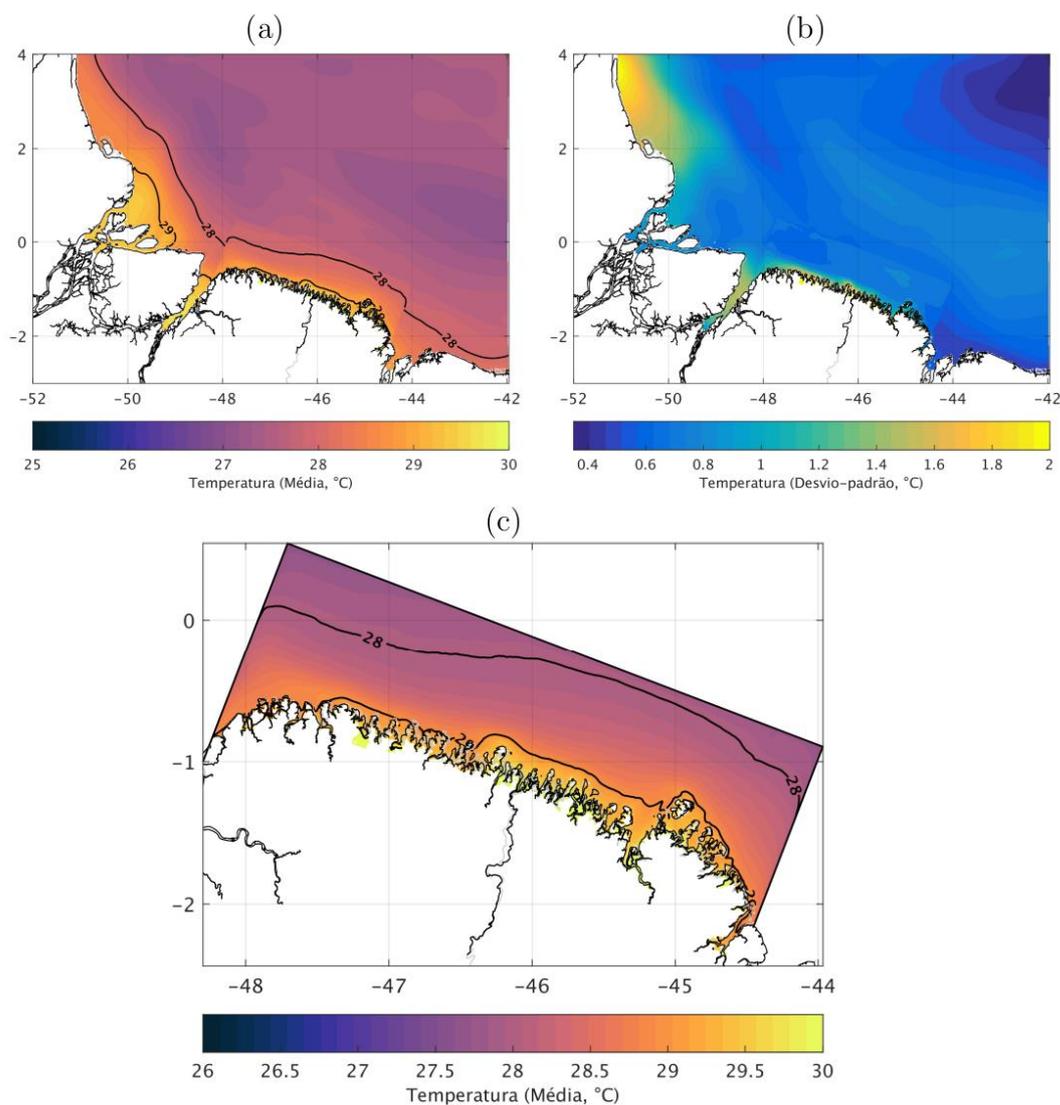


Figura 7-58: Temperatura superficial, em graus Celsius, média (a) para o período entre 01/07/2016 e 28/06/2017 e o campo de desvio-padrão (b), calculados com base nos resultados da grade ROMS-G2 sobrepostos pelos resultados da ROMS-G3. Em (c) o campo de TSM médio para a grade ROMS-G3 para o mesmo período é apresentado com maiores detalhes.

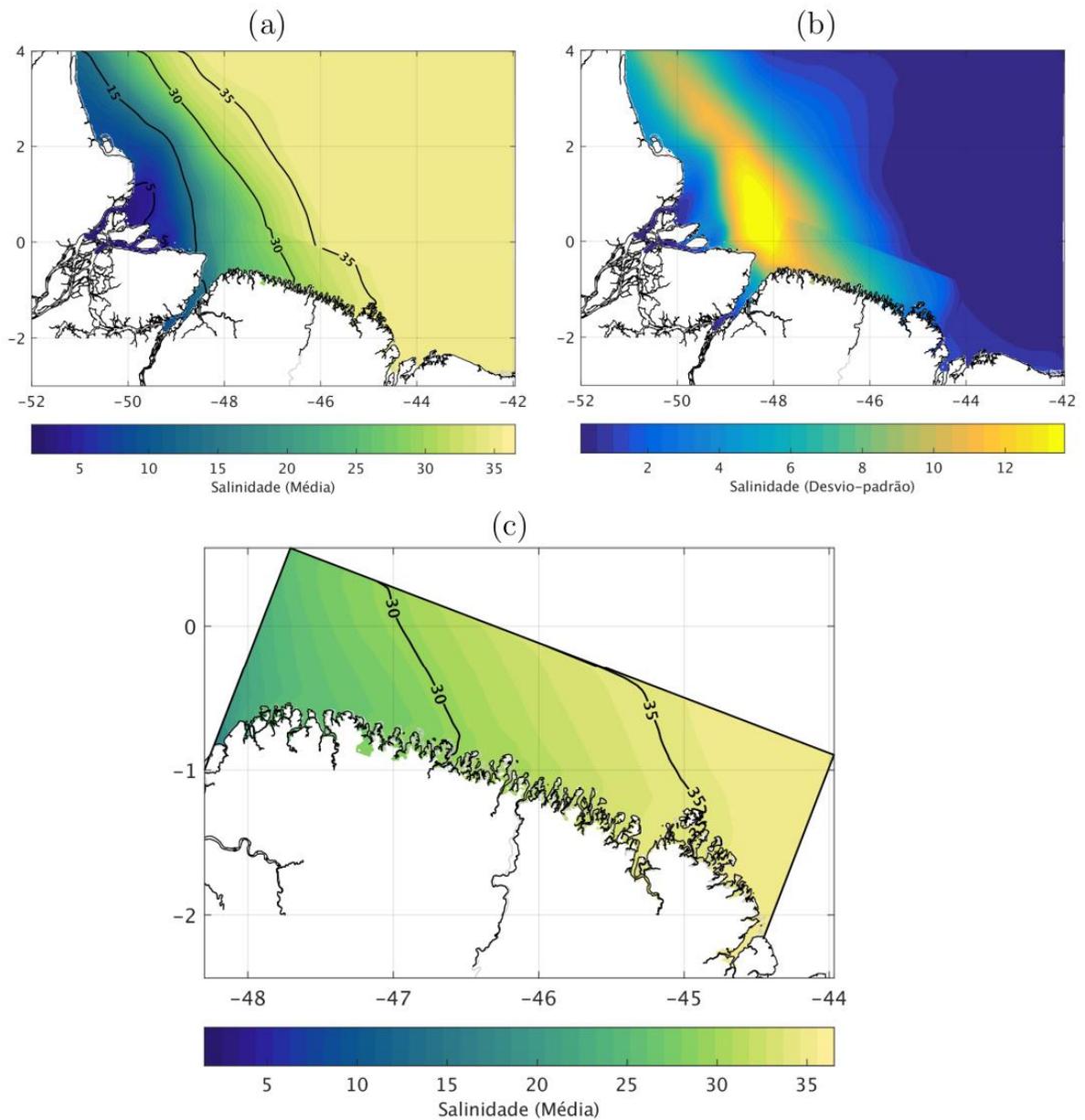


Figura 7-59: Salinidade superficial média (a) para o período entre 01/07/2016 e 28/06/2017 e o campo de desvio-padrão (b), calculados com base nos resultados da grade ROMS-G2 sobrepostos pelos resultados da ROMS-G3. Em (c) o campo de salinidade superficial média para a grade ROMS-G3 para o mesmo período é apresentado com maiores detalhes.

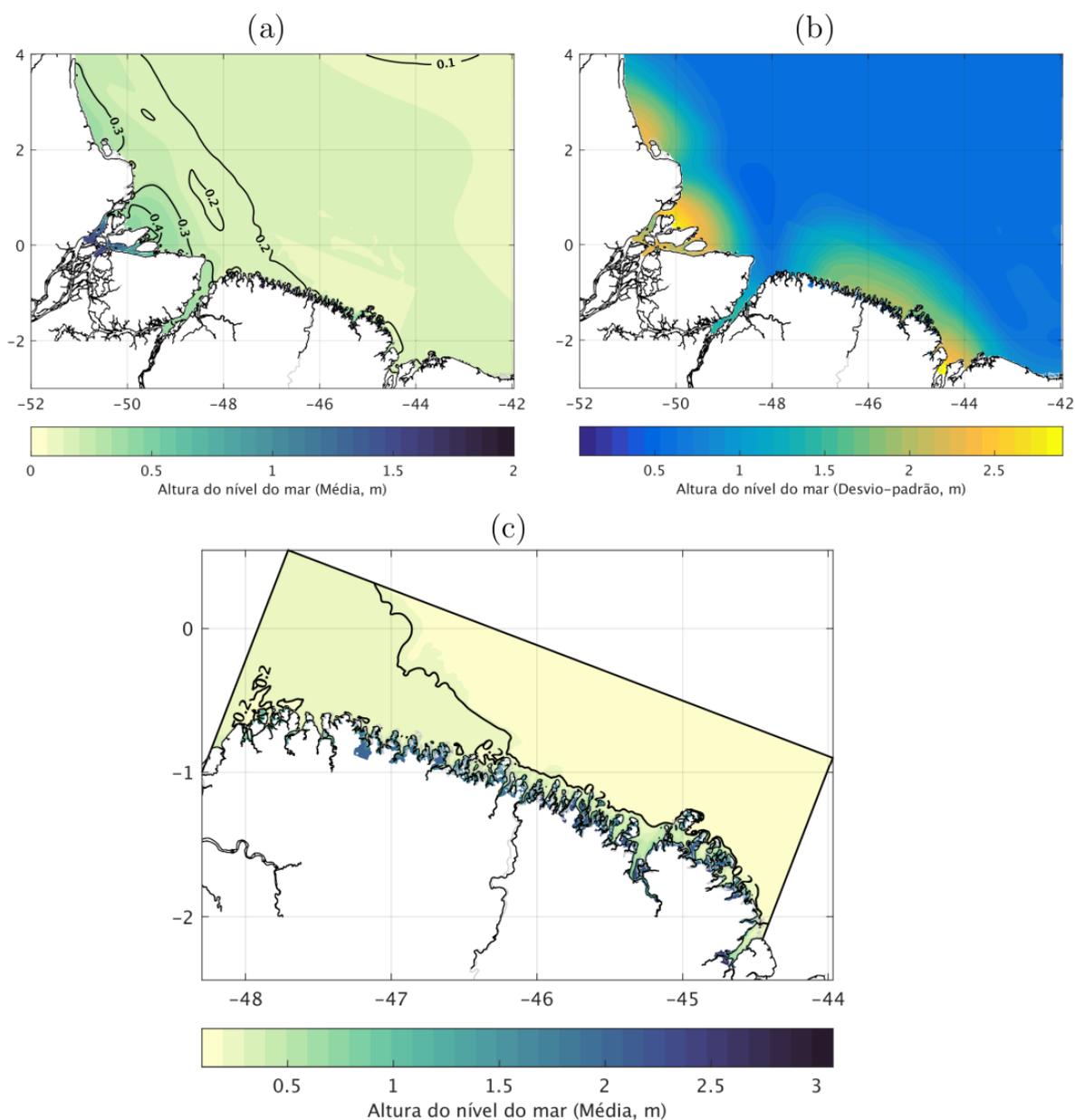


Figura 7-60: Elevação da superfície livre, em metros, média (a) para o período entre 01/07/2016 e 28/06/2017 e o campo de desvio-padrão (b), calculados com base nos resultados da grade ROMS-G2 sobrepostos pelos resultados da ROMS-G3. Em (c) o campo de elevação da superfície livre médio para a grade ROMS-G3 para o mesmo período é apresentado com maior detalhes.

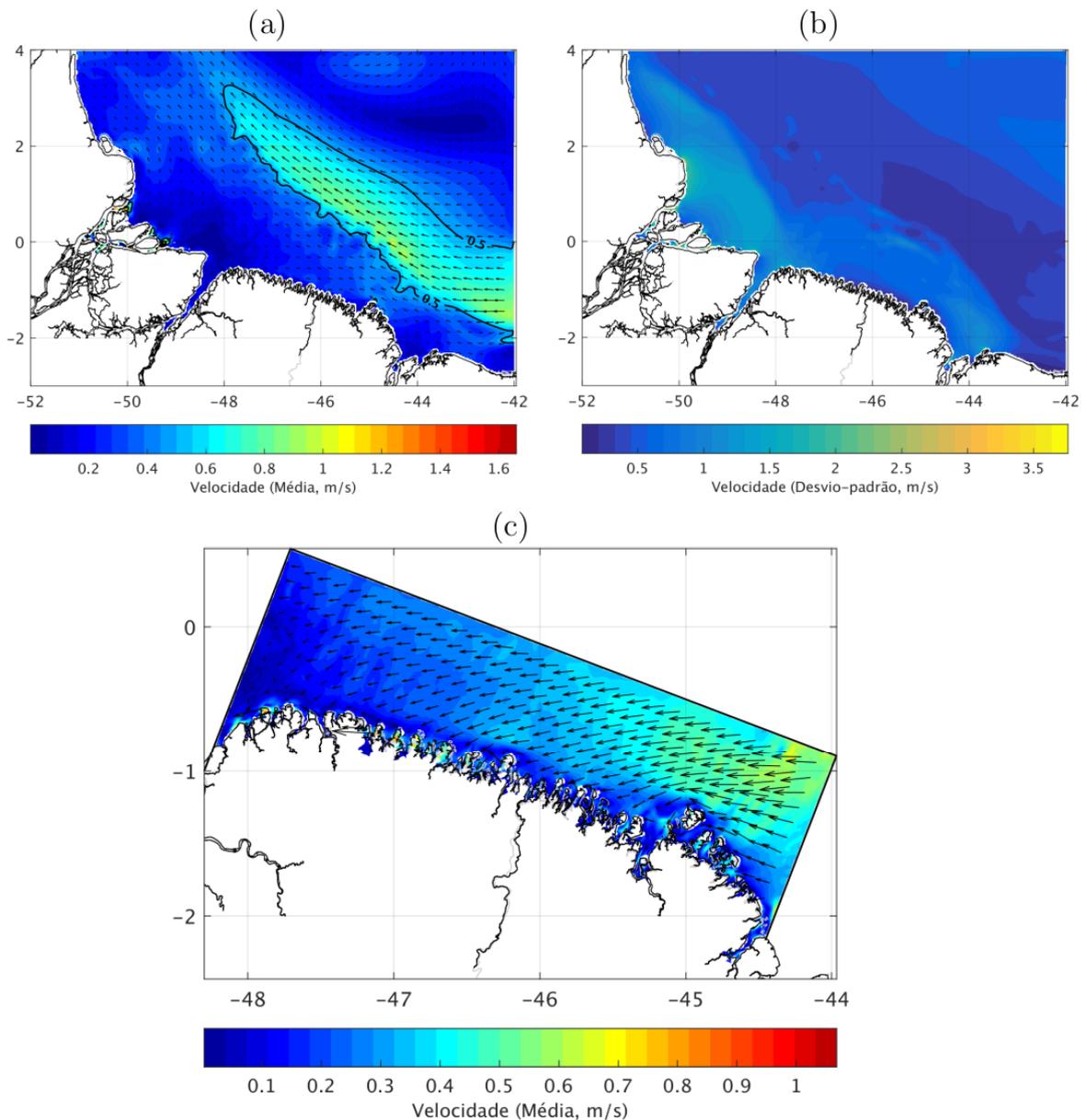


Figura 7-61: Velocidade superficial, em metros por segundo, média (a) para o período entre 01/07/2016 e 28/06/2017 e o campo de desvio-padrão (b), calculados com base nos resultados da grade ROMS-G2. Em (c) é apresentado o campo de velocidade superficial médio para a grade ROMS-G3 para o mesmo período.

Assim como realizado para a grade ROMS-G2, os resultados de TSM foram comparados aos campos do OSTIA, a fim de verificar se alguma alteração foi verificada nesta variável com o aumento da resolução espacial.

Na Figura 7-62 são mostradas as séries temporais de TSM médias para a região da grade ROMS-G3 para estes dois produtos, assim como o bias entre as séries. Observa-se que na maior parte da série, o bias é menor que 1,0°C, no entanto, ultrapassam 2,0°C no período próximo de outubro de 2016 e de abril de 2017. Nestes dois períodos, que correspondem, respectivamente, ao período de seca e cheia do rio Pará, o modelo apresenta temperaturas maiores que o OSTIA. Assim, além das diferenças entre as bases de dados, que refletem em um RMSE de 0,64°C, decorrentes das diferentes resoluções espaciais e do efeito da costa

no produto derivado de dados de satélites, observa-se o impacto da vazão fluvial na representação da temperatura na área analisada.

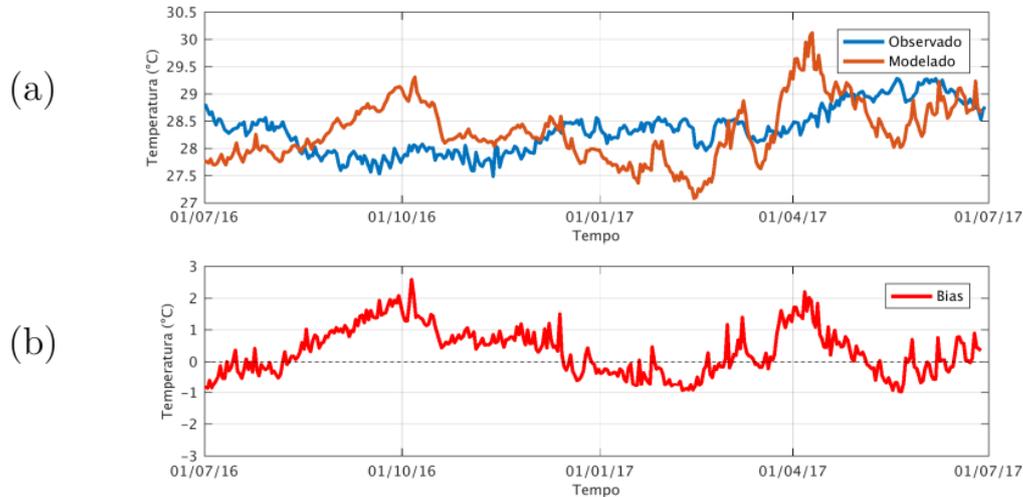


Figura 7-62: Séries temporais de (a) temperatura da superfície do mar média observada, referente aos dados do OSTIA, e modelada para a grade ROMS-G3 observada e (b) o bias entre as duas séries, para o período entre 01/07/2016 e 28/06/2017.

Além da análise da média total para a grade ROMS-G3 apresentada na Figura 7-62 também foram realizadas análises em dois pontos da grade apresentados na Figura 7-63. Os dois pontos foram escolhidos de forma a representar a região mais afastada da costa, visto que os campos de TSM do produto OSTIA se baseiam em informações de satélite e tem a qualidade afetada nas regiões mais costeiras.

A partir das Figura 7-64 e Figura 7-65, é possível verificar que os resultados do modelo apresentam valores de TSM mais próximos dos valores do OSTIA no ponto B, com RMSE de 0,48°C, enquanto que no ponto A, o RMSE é de 0,77°C. O menor ajuste observado no ponto A possivelmente é reflexo da vazão fluvial do rio Pará, que têm maior influência nesta porção da grade. Apesar disso, em ambas as séries é possível observar que as maiores anomalias observadas ocorrem no início de abril de 2017. Como este período corresponde ao período de cheia do rio Pará, a área de influência da sua pluma se estende para a região mais a leste da grade e pode indicar que este fenômeno não está sendo adequadamente representado no OSTIA ou que a temperatura fluvial está sendo superestimada pelo modelo (Figura 7-64 e Figura 7-65).

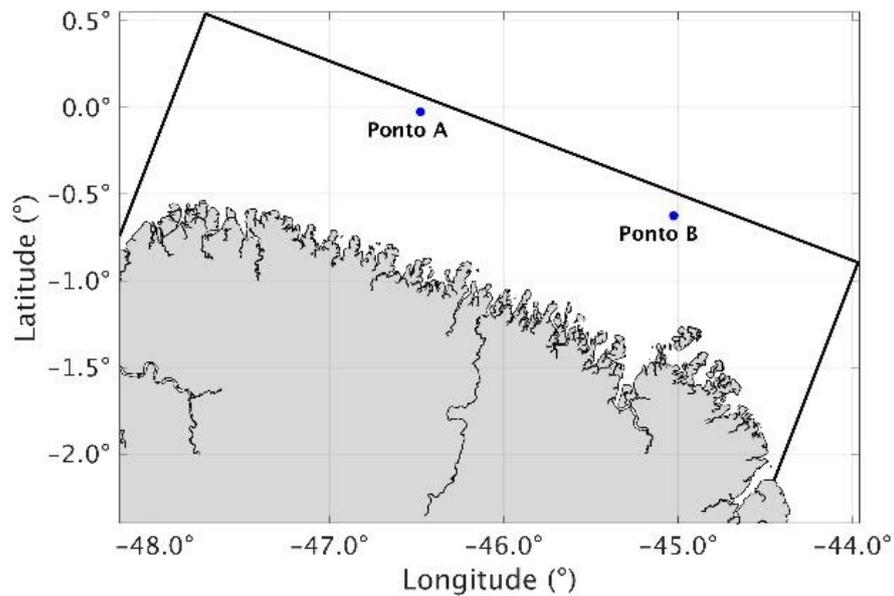


Figura 7-63: Localização dos pontos utilizados para a extração das séries temporais de temperatura da superfície do mar do OSTIA e dos resultados da ROMS-G3.

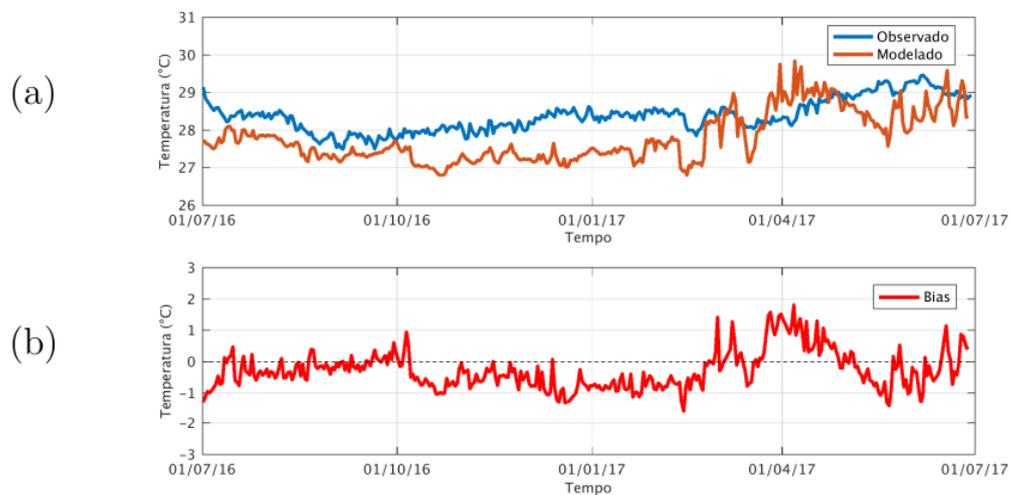


Figura 7-64: (a) Temperatura da superfície do mar extraída do OSTIA e modelada com o ROMS para a grade ROMS-G3 e (b) o bias entre as duas séries na posição do Ponto A.

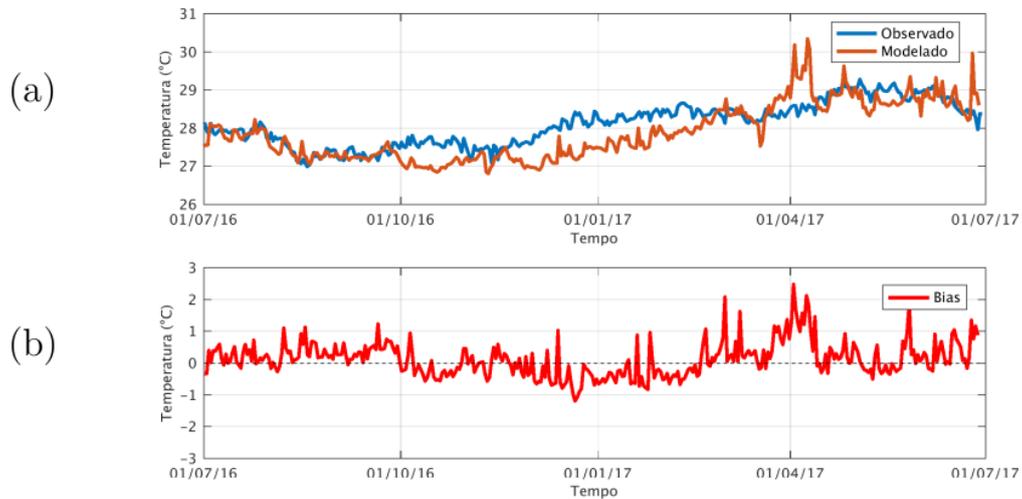


Figura 7-65: (a) Temperatura da superfície do mar extraída do OSTIA e modelada com o ROMS para a grade ROMS-G3 e (b) o *bias* entre as duas séries na posição do Ponto B.

Apesar das diferenças, dado que a utilização do OSTIA para a análise da TSM em uma região tão costeira não é a mais adequada, os resultados são considerados satisfatórios. Em relação à elevação da superfície livre, nenhuma análise pode ser realizada com os resultados da ROMS-G3 visto que nenhuma estação maregráfica está localizada dentro da área de estudo.

7.3.2.1. Inundação costeira

Com os resultados para a grade ROMS-G3, foi possível verificar como a variação do nível de água devido, principalmente devido às oscilações de maré, impacta a inundação costeira na área de estudo.

Na Figura 7-66 é possível observar a variação da extensão da área inundada de acordo com a variação da maré, durante um período de enchente (Figura 7-66a-c) e de vazante (Figura 7-66d-f) em uma maré de sizígia. Consta-se que, ao início da enchente, há uma ampla área seca, que é gradativamente alagada com a subida da maré. Posteriormente, com o início da vazante, ocorre o recuo das águas e o surgimento paulatino de áreas secas. Dessa forma, observa-se que a menor área inundada ocorre no estofo de vazante, sendo mais perceptível a exposição dos bancos de areia (Figura 7-66f).

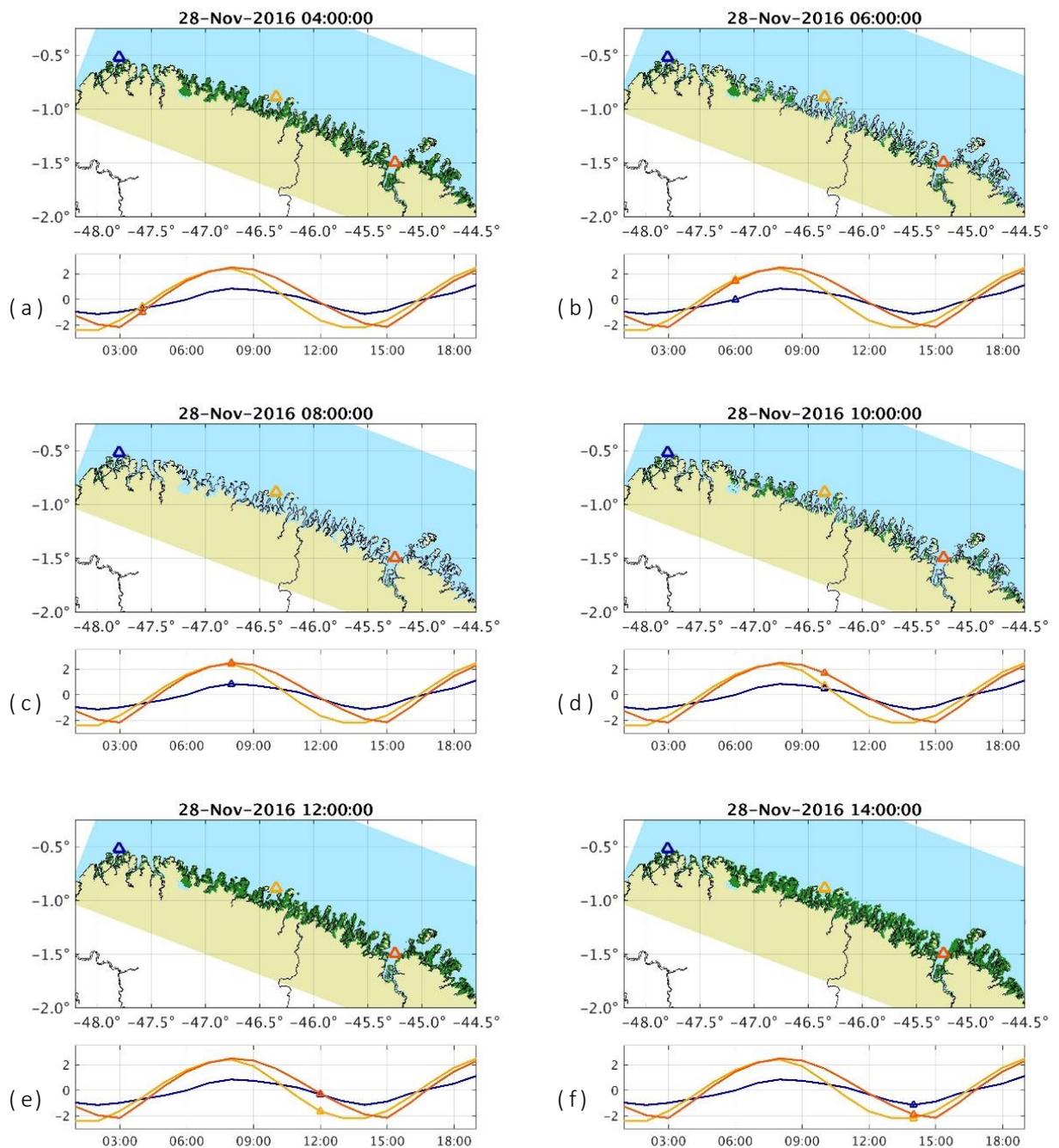


Figura 7-66: Variação da inundação e da elevação da superfície livre em um ciclo de maré. Nos painéis superiores, as áreas em azul correspondem às regiões alagadas, em verde às áreas secas e em amarelo à máscara de terra. Nos painéis inferiores estão representadas as séries temporais da elevação da superfície livre para os pontos destacados (marcadores triangulares) na mesma cor nos painéis superiores.

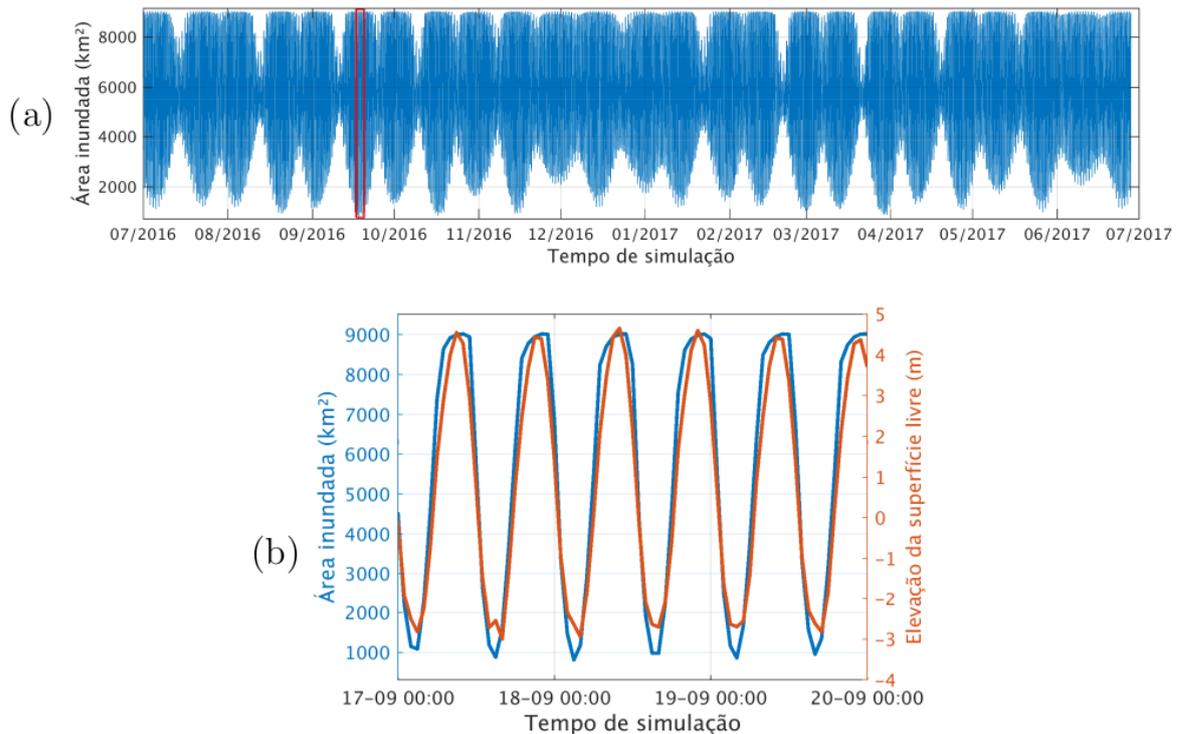


Figura 7-67: (a) Série temporal da extensão da área inundada, em quilômetros quadrados, para cada hora simulada para o tempo total de simulação, de julho de 2016 a junho de 2017, na grade ROMS-G3. Em (b) são apresentadas as séries temporais da extensão da área inundada, em quilômetros quadrados, e da elevação da superfície livre, em metros, para o período de 17 a 20 de setembro de 2016 destacado em (a), extraídas na localização geográfica do triângulo em laranja apresentado na Figura 7-66.

Para melhor avaliar como varia a extensão da área inundada, foi calculada a máxima área alagada a cada hora simulada para todo o período de modelagem (Figura 7-67a). A máxima inundação observada corresponde a uma área de 9021,2 km² e a extensão da inundação ocorre em resposta   variação do nível d' gua (Figura 7-67b). A eleva o junto   costa quando   observada a máxima inundação varia de 1,7 a 5,6 m e no momento de maior secamento a eleva o observada varia de -5,6, na porção leste da grade numérica, a 2,2 m, na região próxima   foz do rio Pará.

No entanto, considerando a rela o da área susceptível   inundação com o tempo em que permanece submetida ao alagamento (Figura 7-68), avalia-se que as porções mais próximas   foz do rio Pará permanecem menos tempo submersas em compara o às áreas situadas mais a leste, o que pode ser resultado do papel fluvial no controle do nível d'água no local. Adicionalmente, observa-se que, em geral, as regiões mais afastadas da linha de costa tendem a permanecer menos tempo inundadas já que somente são inundadas quando o nível d'água atinge os valores máximos.

A partir dos resultados, observou-se que a extensão da inundação varia ao longo do tempo, o que leva as áreas sujeitas   inundação a permanecerem diferentes tempos submersas, principalmente devido   topografia/batimetria local,   distância em que estão da linha de costa,   altura da eleva o da superfície livre e   influência fluvial.

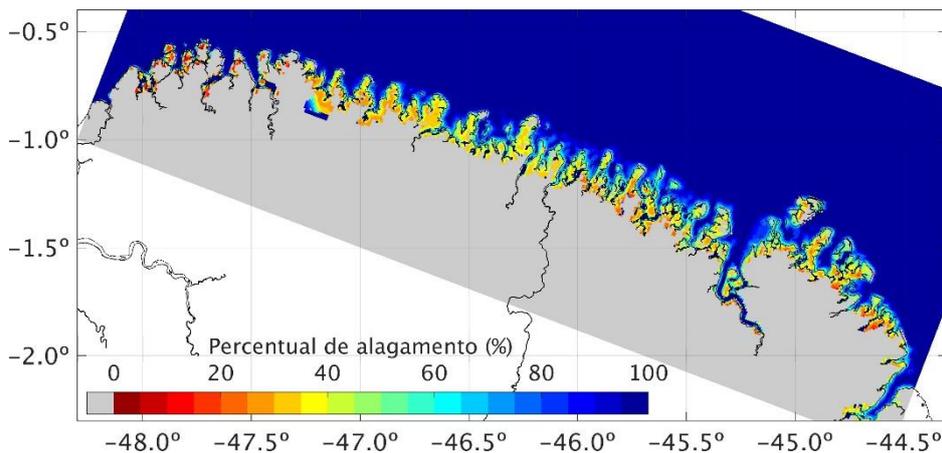


Figura 7-68: Percentual do tempo, considerando o tempo total de simulação correspondente ao período entre julho de 2016 e junho de 2017, em que as células da grade ROMS-G3, com aproximadamente 1 km de resolução horizontal, permaneceram alagadas.

7.4. Zona Estuarina e Florestas de Mangue

Para compreender os processos hidrodinâmicos da zona estuarina e florestas de mangue foram propostos cinco modelos com diferentes escalas e objetivos:

- 1 modelo cobrindo 700 km de linha de costa que visa simular padrões hidrodinâmicos gerais da zona costeira amazônica, bem como a interação dos diversos corpos d'água entre si e com a plataforma continental adjacente;
- 4 modelos cobrindo de 25 a 110 km de linha de costa. Esses modelos têm como objetivo simular a hidrodinâmica do canal principal de dado estuário e, sua troca de massa entre os canais menores e a planície de inundação adjacente.

Os 4 últimos modelos citados visaram compreender a hidrodinâmica da planície de inundação e, portanto, da floresta de mangue. Diferente do primeiro modelo, estes apresentam elementos de menor dimensão (aproximadamente 10 m) a fim de representar de forma satisfatória a hidrodinâmica desses ambientes marcados por uma morfologia irregular e inúmeros canais.

Todos os modelos referentes à zona estuarina e de floresta de mangue foram implementados em malha irregular 2D utilizando o software D3D-FM e, simularam a hidrodinâmica local ao longo de 1 ano. A escolha da malha irregular se justifica por ela possuir fácil ajuste quando comparada a grades regulares. Esse fácil ajuste é necessário uma vez que a região de estudo possui feições morfológicas que variam em tamanho de poucos metros a alguns quilômetros. Nesse contexto, a utilização de malhas regulares demandaria um maior esforço computacional e, conseqüentemente, maior tempo para processamento.

Como resultado obteve-se as bases hidrodinâmicas necessárias para avaliar a vulnerabilidade das planícies de mangue ao derramamento de óleo, uma vez que essas bases possibilitam a análise quantitativa de suas componentes (susceptibilidade, resiliência e sensibilidade). A partir da base hidrodinâmica é possível determinar os padrões de movimentos do fluido necessários aos modelos de dispersão de óleo que define a susceptibilidade ao toque do óleo. A partir da base hidrodinâmica também é possível se calcular os parâmetros energia cinética e trabalho que quantificam as componentes sensibilidade e resiliência como descrito em detalhe no Volume 1 deste relatório técnico.

7.4.1. Metodologia

7.4.1.1. Configuração de modelos hidrodinâmicos da zona estuarina e floresta de mangue

Os modelos foram desenvolvidos em grade não estruturada a partir da utilização do pacote computacional D3D FM (DELTARES, 2014). O módulo utilizado permite a simulação hidrodinâmica com base em uma aproximação matemática de volumes finitos e resolve equações de águas rasas pelo método de Gauss.

O software é baseado nos conceitos numéricos de outros modelos, como o Delft3D e o SOBEC1D2D (ambos em diferenças finitas), mas sua vantagem se traduz na possibilidade de definir a grade (malha discretizada) em termos de triângulos, quadriláteros, pentágonos e hexágonos ou qualquer combinação entre esses (KERNKAMP et al., 2011) (Figura 7-69).

Neste contexto, quadriláteros quando associados em grades curvilíneas, ou seja, em arranjos ortogonais, são células mais eficientes em termos computacionais e, foram utilizados em áreas mais regulares, como canais e plataforma continental, ou quando a morfologia do ambiente permitiu.

Ao longo do projeto, foram desenvolvidos cinco modelos hidrodinâmicos:

- Modelo Pará-Amazonas;
- Modelo do rio Turiaçu;
- Modelo de São Caetano de Odivelas (SCO - rios Mojuim e Mocajuba);
- Modelo da região de Soure;
- Modelo do rio Sucuriju.

O modelo Pará-Amazonas possui pouco detalhamento ao discretizar os estuários e canais de maré que ocorrem ao longo da linha de costa com exceção do delta do rio Amazonas e estuário do rio Pará. Os demais modelos foram definidos de forma a possuir maior detalhamento nos estuários de menor dimensão incluindo suas planícies de inundação.

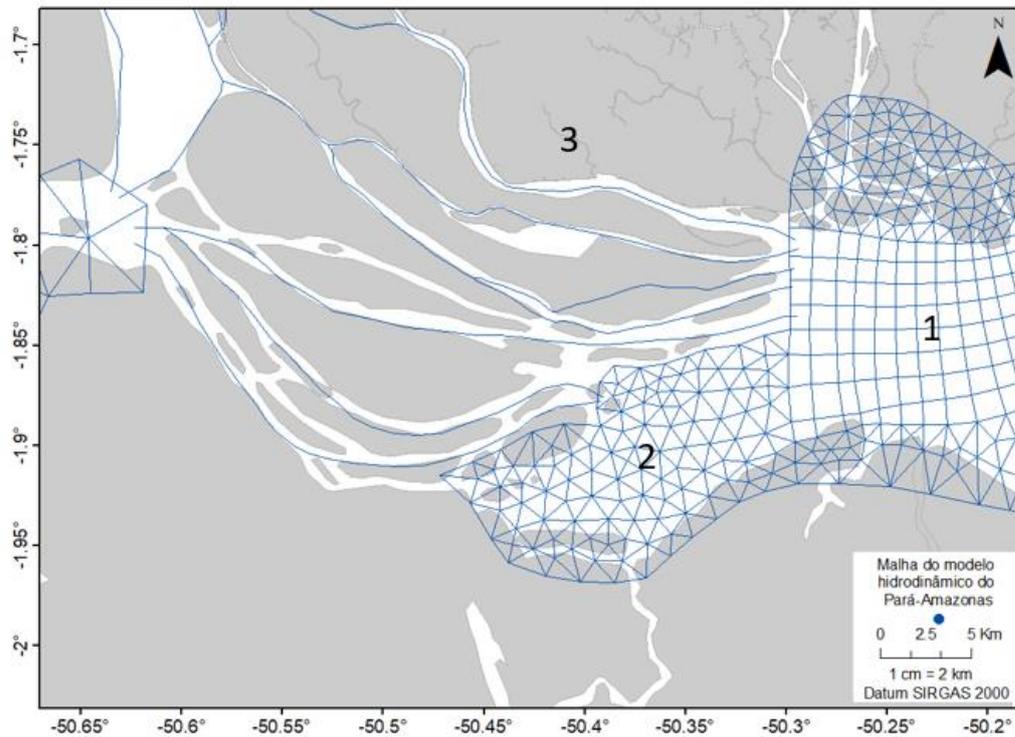


Figura 7-69: Fragmento da malha flexível utilizada no desenvolvimento do modelo hidrodinâmico definida com elementos em malha curvilínea (1), triangulares (2) e canais 1D (3).

7.4.1.1.1. Domínio e discretização

De forma geral, para a discretização do domínio foram utilizados elementos de grade curvilínea nos canais principais e plataforma continental. Por outro lado, elementos triangulares foram aplicados nas planícies de inundação, na ligação entre canais e na ligação de domínios discretizado em malha curvilínea.

O domínio do modelo Pará-Amazonas abrange o baixo curso dos principais rios e canais do sistema Estuarino Pará-Amazonas (rio Amazonas, rio Pará, rio Tapajós, rio Xingu, rio Tocantins, baía do Guajará e Estreito de Breves), a planície de inundação, e a plataforma continental adjacente. E suas dimensões são apresentadas na Tabela 7-3.

Elementos de grade curvilínea foram aplicados aos principais rios (rio Amazonas, rio Tapajós, rio Xingu e rio Tocantins) e à plataforma continental (Figura 7-70). Os canais 1D foram definidos para pequenos canais, principalmente para aqueles do Estreito de Breves que apresentam largura média de 500 m. Quanto à dimensão dos elementos, o modelo Pará-Amazonas possui elementos que variam de 500 m a 4 km.

Os parâmetros utilizados para a confecção da malha foram a ortogonalização (ângulo entre os elementos adjacentes) e a suavização (diferença de tamanho entre elementos adjacentes). Para o D3D-FM, os parâmetros ortogonalização/suavização devem apresentar valor máximo de 0,1. Para o modelo Pará-Amazonas o valor máximo encontrado foi de 0,06.

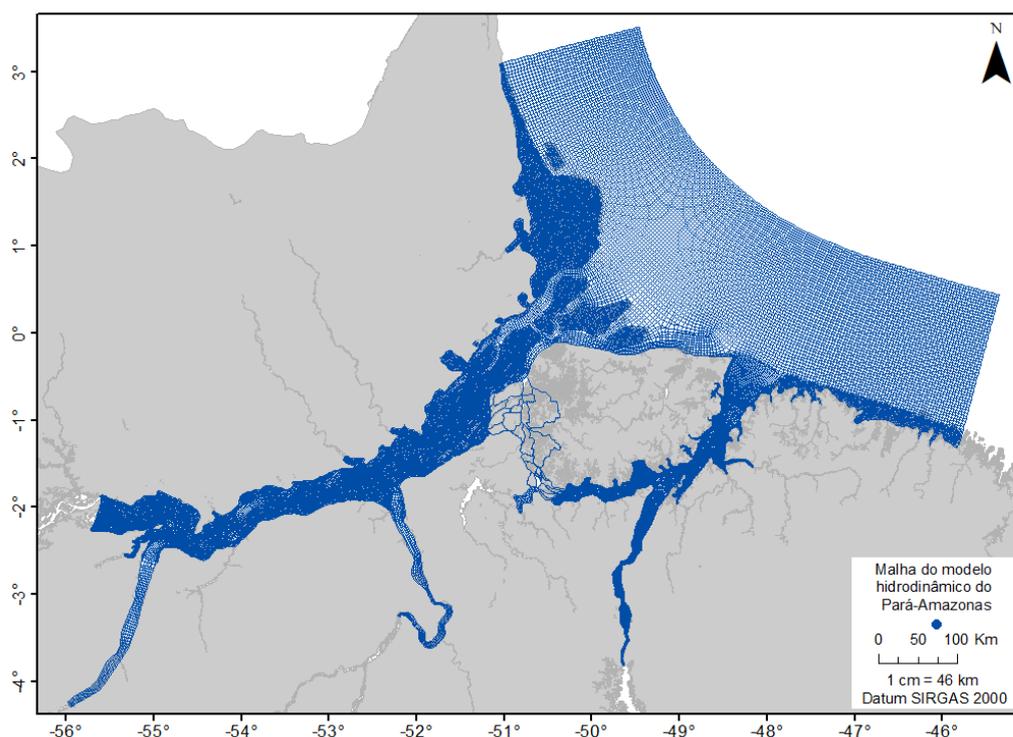


Figura 7-70: Representação do domínio do modelo hidrodinâmico do sistema estuarino Pará-Amazonas com representação da malha discretizada.

Tabela 7-3: Dimensões das malhas utilizadas para a modelagem hidrodinâmica da zona estuarina e floresta de mangue.

Modelo hidrodinâmico	Linha de Costa (km)	Offshore (km)	Continente adentro (km)	
Pará-Amazonas	700	145	Rio Amazonas 720	Rio Pará 430
Turiçu	110	60	100	
Mojuim	25	165	Rio Mojuim 30	Rio Mocajuba 28
Soure	700	145	Rio Amazonas 720	Rio Pará 430
Sucuriju	60	15	30	

O modelo hidrodinâmico do rio Turiçu engloba o rio Turiçu, a planície de inundação e a plataforma continental adjacente (Figura 7-71). Para o domínio, o parâmetro ortogonalização/suavização apresentou valores máximos de 0,01. Quanto à dimensão dos elementos, o modelo do rio Turiçu possui elementos que variam de 1 km a 100 m.

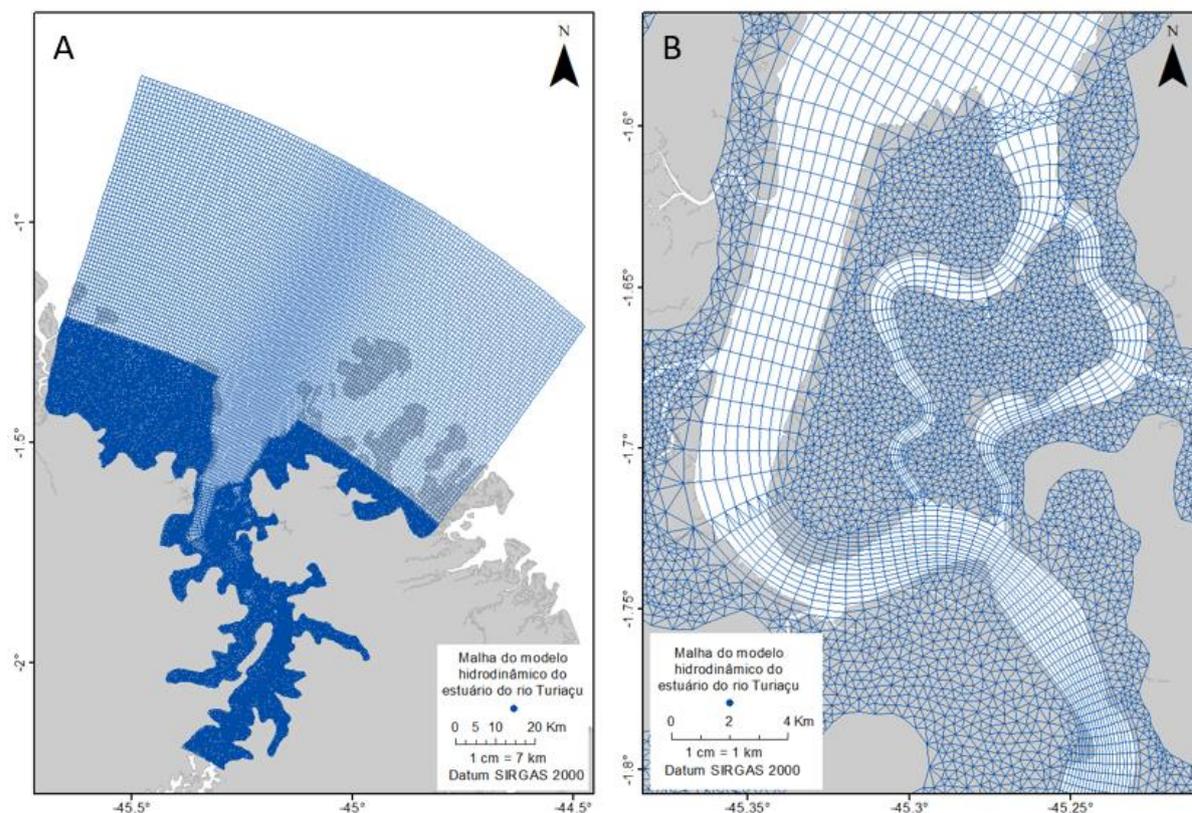


Figura 7-71: Representação do domínio do modelo hidrodinâmico do rio Turiaçu. A) Representação da malha discretizada; e B) Detalhamento da malha discretizada.

O modelo hidrodinâmico de SCO engloba o sistema estuarino constituído pelos rios Mojuim e Mocajuba, devido a ocorrência de canais que permitem a comunicação entre os dois estuários, a planície de inundação e a plataforma continental adjacente (Figura 7-72). Para o domínio, o parâmetro de ortogonalização/suavização apresentou valores máximos de 0,02. Quanto à dimensão dos elementos, o modelo do rio Mojuim possui elementos que variam de 1 km a 10 m.

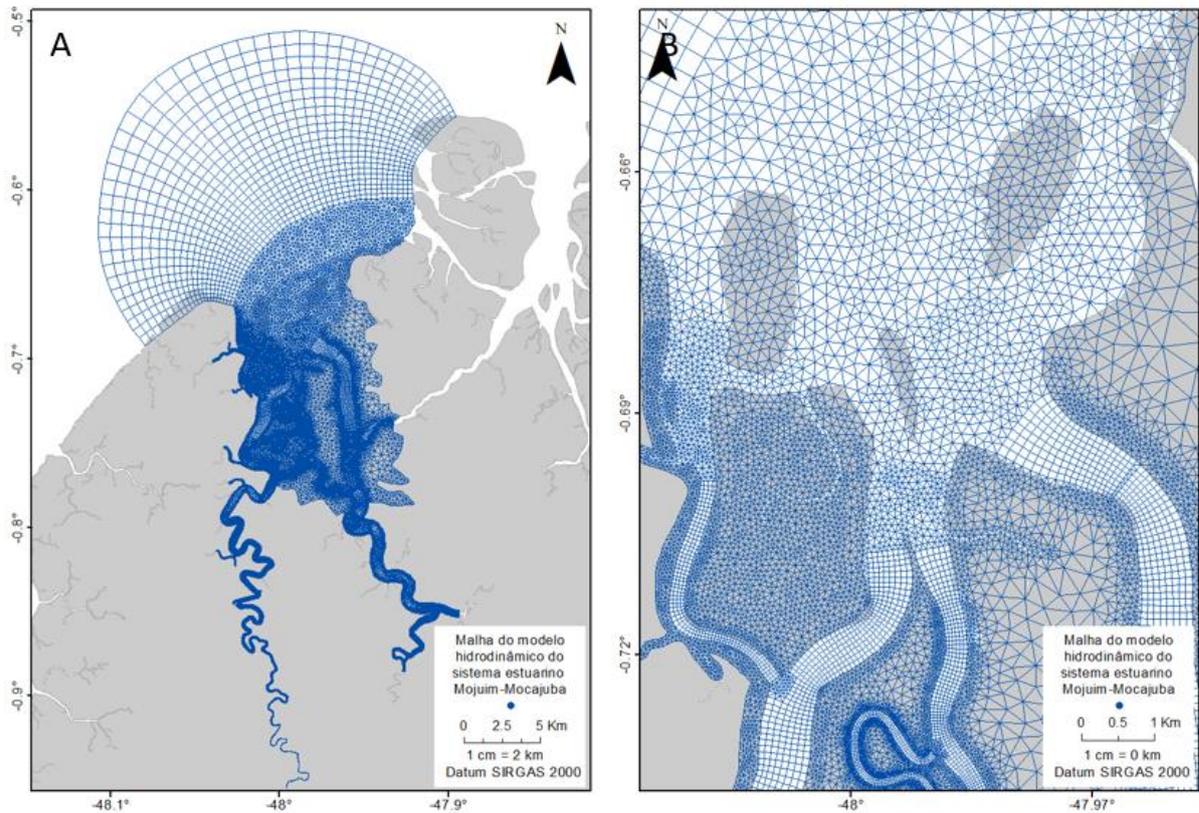


Figura 7-72: Representação do domínio do modelo hidrodinâmico do sistema estuarino Mojuim-Mocajuba. A) Representação da malha discretizada; e B) Detalhamento da malha discretizada.

O modelo hidrodinâmico da região de Soure foi desenvolvido a partir do refinamento da malha discretizada do modelo Pará-Amazonas na porção nordeste da Ilha do Marajó (Figura 7-73). Essa porção da malha foi construída em elementos triangulares com elementos variando de 50 a 150 m, resultando em um aumento de 11% no número de nós.

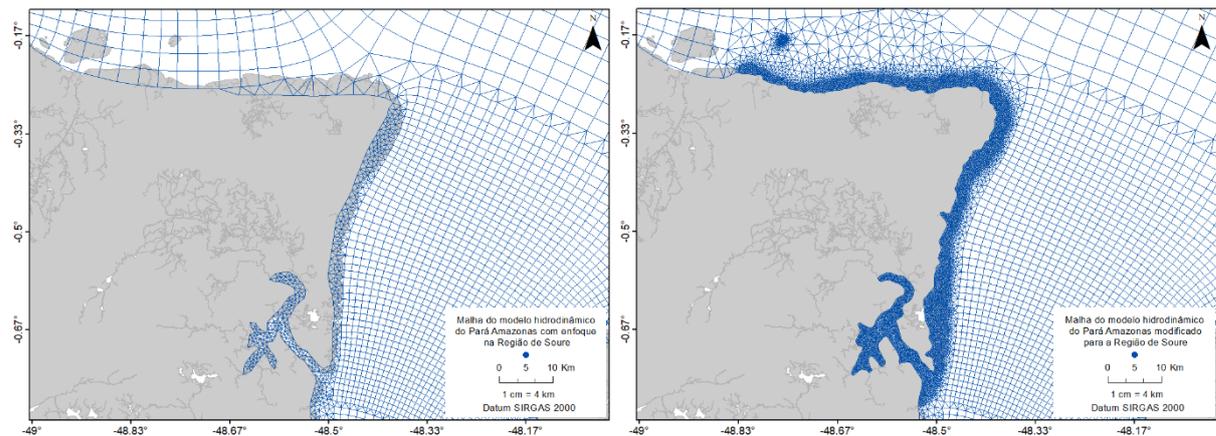


Figura 7-73: Representação do domínio do modelo hidrodinâmico Pará-Amazonas com zoom na região de Soure (à esquerda) e o refinamento da malha discretizada para esta porção do domínio (à direita) gerando o grid utilizado no modelo hidrodinâmico de Soure.

O modelo do rio Sucuriçu engloba o rio Sucuriçu, os lagos Piratuba, dos Gansos e dos Ventos, a planície de inundação e a plataforma continental adjacente (Figura 7-74). Contudo, a malha desenvolvida extrapola os limites da planície de inundação lateral ao rio Sucuriçu, para que fosse possível a inclusão dos lagos. Para o domínio, o parâmetro de ortogonalização/suavização apresentou valores máximos de 0,01. Quanto à dimensão dos elementos, o modelo do rio Sucuriçu possui elementos que variam de 1 km a 5 m.

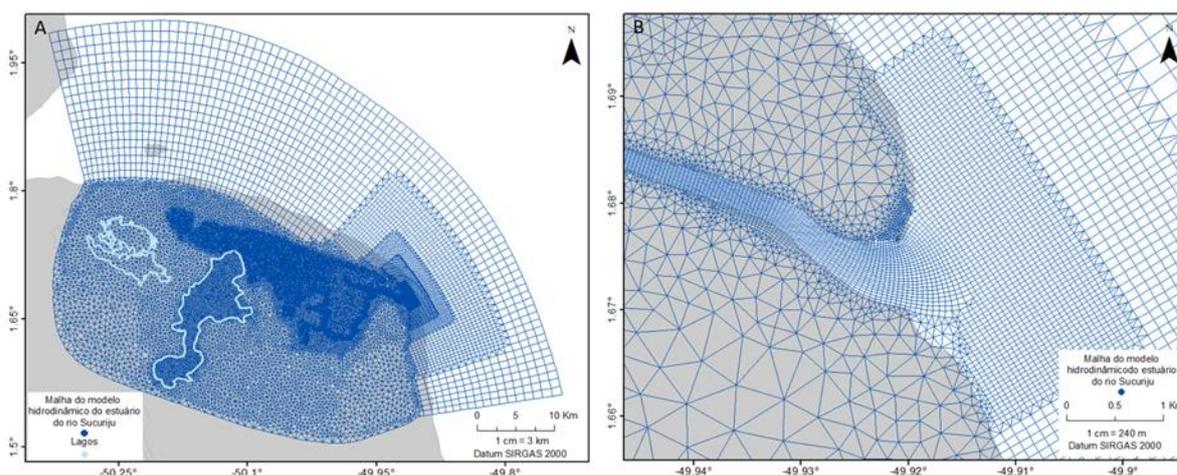


Figura 7-74: Representação do domínio do modelo hidrodinâmico do rio Sucuriçu. A) Representação da malha discretizada; e B) Detalhamento da malha discretizada.

7.4.1.1.2. Definição morfológica

Para a definição morfológica dos modelos hidrodinâmicos foram estabelecidas seis fontes de dados batimétricos (Figura 7-75 a Figura 7-79):

- Carta Náutica, disponibilizadas pelo Departamento de Hidrografia e Navegação (DHN);
- Modelo global ETOPO e GEBCO;
- Dados coletados *in situ* pelo Laboratório de Pesquisa em Monitoramento Ambiental Marinho (LAPMAR – UFPA);
- Dados de levantamento LiDAR;
- Modelo global SRTM30 e;
- Informações provenientes de levantamento bibliográfico para áreas com ausência de dados nas fontes acima.

Os dados batimétricos coletados pelo LAPMAR foram utilizados para definir a batimetria dos canais dos rios Turiaçu, Mojuim, Sucuriçu e canais e rios da região de Soure. As cartas náuticas proveram as informações necessárias para a definição da batimetria dos grandes rios (Amazonas e Pará) e plataforma continental. Porções da plataforma continental não contempladas pelas cartas náuticas, tiveram sua batimetria definida a partir de modelo global ETOPO e GEBCO 08. O rio Mojuim, bem como diversos estuários da zona costeira amazônica, teve sua batimetria definida a partir de dados de levantamento bibliográfico.

A topografia das áreas referentes a planície de inundação foi definida a partir de dados de SRTM30. Entretanto, o sinal de leitura altimétrica do SRTM não permite o alcance ao substrato quando ocorre obstáculos aéreos como, por exemplo, copas de árvores. Dessa forma, em áreas referentes as florestas de

mangue bem desenvolvidas, as cartas altimétricas baseadas em SRTM se referem muito mais à cota das copas das árvores do que à cota do substrato.

Nesse contexto, as cotas altimétricas provenientes do modelo digital de elevação SRTM são superestimadas para a zona costeira amazônica devido à alta densidade de florestas bem desenvolvidas que nela ocorrem.

O LiDAR apresenta tecnologia para criação de modelos de elevação digital de alta resolução, com acurácia vertical de 10 cm a partir da transmissão de pulsos laser para a superfície do solo (LIU, 2008). Diferente do SRTM, ele consegue penetrar em regiões vegetadas e ser refletido quando chega ao substrato, permitindo o desenvolvimento de modelos hidrodinâmicos muito mais coerentes em regiões com baixa altimetria (HAILE e RIENTJES, 2005; WRIGHT et al., 2008). Desta forma, os dados de LiDAR foram utilizados para definir a topografia das áreas de inundação referentes às florestas de mangue, alvo do projeto Costa Norte (Capítulo 5).

A fim de avaliar a otimização na simulação da hidrodinâmica das áreas inundáveis a partir da utilização de dados LiDAR ao invés de dados SRTM, o modelo de SCO foi submetido a configuração segundo as duas fontes de dados e, os resultados das diferentes configurações foram comparados.

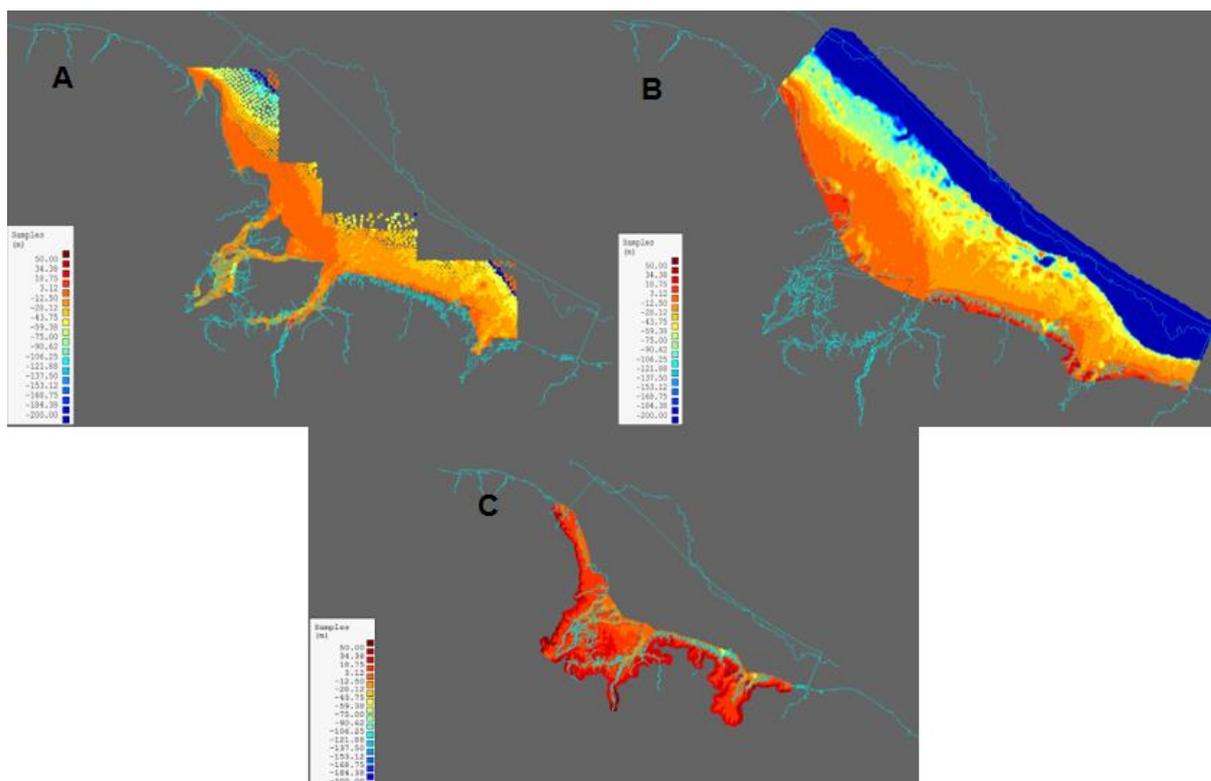


Figura 7-75: Dados batimétricos/altimétricos utilizados para configuração do modelo Pará Amazonas: A) cartas náuticas DHN; B) GEBCO 08 e; C) SRTM 30.

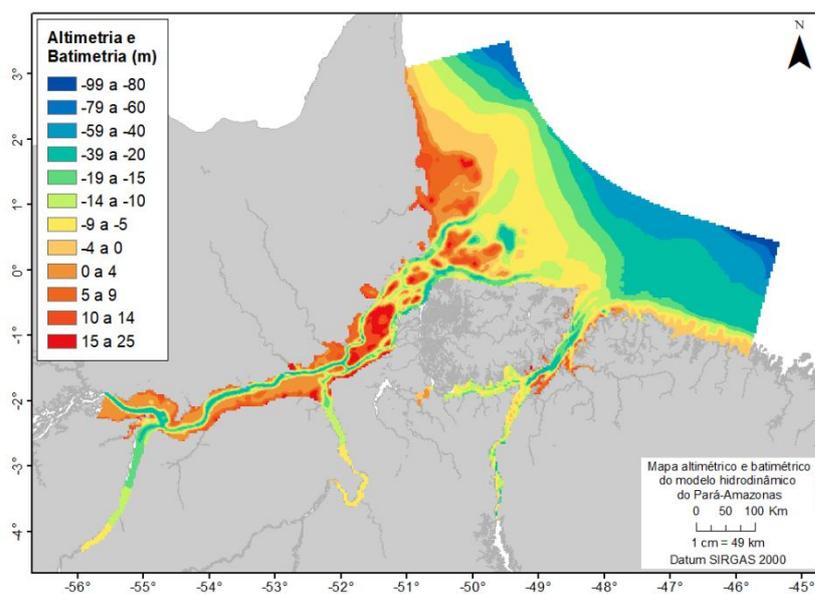


Figura 7-76: Batimetria aplicada à malha discretizada do modelo hidrodinâmico Pará-Amazonas.

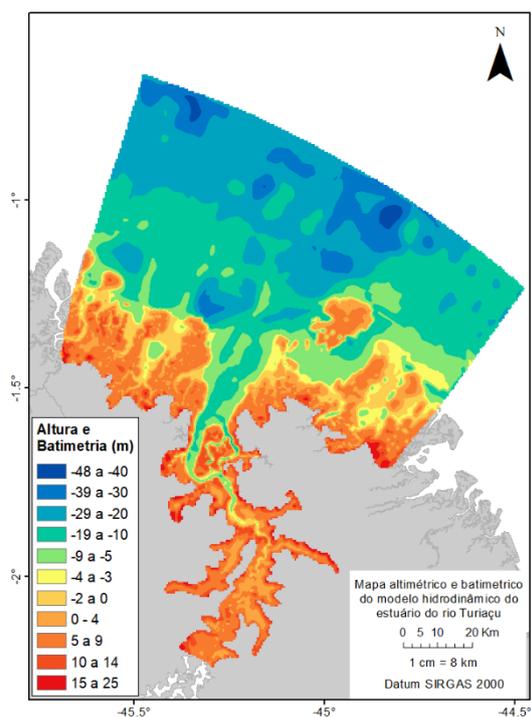


Figura 7-77: Batimetria aplicada à malha discretizada do modelo hidrodinâmico do rio Turiaçu.

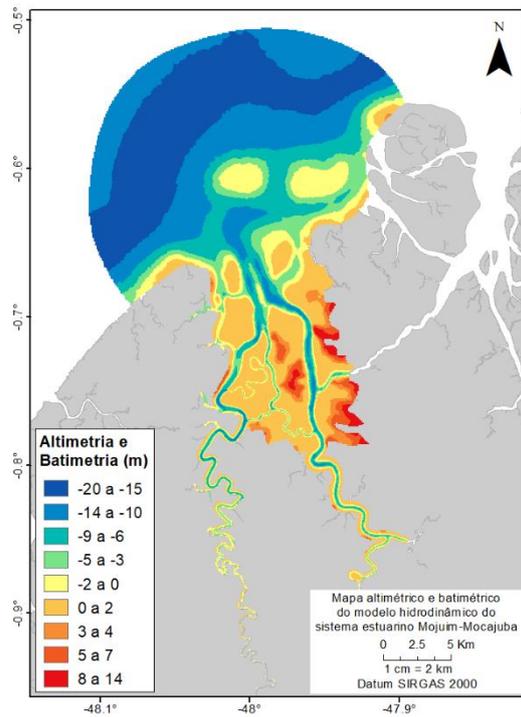


Figura 7-78: Batimetria aplicada à malha discretizada do modelo hidrodinâmico do sistema-estuarino Mojuim-Mocajuba

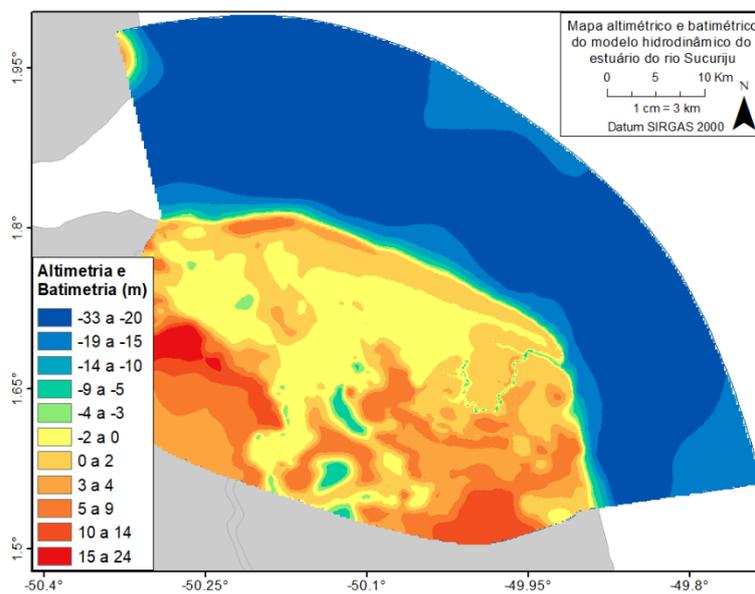


Figura 7-79: Batimetria aplicada à malha discretizada do modelo hidrodinâmico do rio Sucuriçu.

7.4.1.1.3. Definição do coeficiente de atrito

O coeficiente de atrito foi atribuído durante a configuração do modelo, sendo ajustado durante o processo de calibração. Seu valor foi calculado a partir das diretrizes dadas por ARCEMENT Jr e SCHNEIDER (1989) para a definição da rugosidade, no qual os procedimentos de COWAN (1956) são citados.

Segundo essa metodologia, o atrito, que está relacionado à resistência do fluido a escoar em um canal ou área de inundação, é traduzido para o coeficiente de Manning (n) baseado nas seguintes características do canal:

- material que constitui o leito do canal;
- as irregularidades do canal;
- variação do formato e tamanho do canal;
- ocorrências de obstruções ao fluído;
- presença e densidade de vegetação e;
- grau de meandramento.

Nota-se que tanto o índice associado à variação do formato e tamanho do canal, quanto o grau de meandramento, não se aplicam ao cálculo do coeficiente de Manning para as áreas de inundação. Nesse contexto, o primeiro receberá valor igual a 0, enquanto o segundo receberá valor igual a 1.

Para os canais estuarinos e a plataforma continental, os valores foram alterados e adaptados durante a calibração para cada modelo hidrodinâmico. Assim, os valores de rugosidade variaram de 0,015 a 0,024.

Os valores atribuídos ao domínio podem ser encontrados nas Tabela 7-4 a Tabela 7-7.

Tabela 7-4: Coeficiente de Manning para rugosidade definidos para o domínio do modelo hidrodinâmico Pará-Amazonas e modelo hidrodinâmico de Soure baseado em ARCEMENT JR e SCHNEIDER (1989).

Local	n	Breve descrição
Plataforma continental adjacente a foz dos rios Amazonas e Pará	0,015	Material de fundo: silte/argila Alta concentração de material em suspensão Lama fluida
Plataforma continental externa	0,022	Material de fundo: areia
Plataforma continental adjacente à linha de costa (porção leste)	0,023	Material de fundo: areia
Planície de inundação	0,122	Alta densidade de mangue
Plataforma continental adjacente à linha de costa (porção oeste)	0,022	Material de fundo: areia
Ilhas do delta do rio Amazonas	0,040 - 0,050	Alta densidade de mangue Altos valores (n=0,122) interferem na intrusão de maré dentro do estuário
Rio Amazonas entre a plataforma continental e a foz do rio Xingu	0,013	Material de fundo: silte/argila Alta concentração de material em suspensão Lama fluida
Rio Amazonas de Óbidos ao rio Xingu	0,020	Material de fundo: areia
Rios Tapajós e Xingu	0,022	Material de fundo: areia
Estreito de Breves	0,023	Material de fundo: areia Alto grau de meandramento
Ilhas do rio Pará	0,030	Alta densidade de mangue Altos valores (n=0,122) interferem na intrusão de maré dentro do estuário.
Rio Pará	0,017- 0,020	Material de fundo: areia
Rio Tocantins	0,020- 0,022	Material de fundo: areia Obstruções ao fluxo Alto grau de meandramento

Tabela 7-5: Coeficiente de Manning para rugosidade definidos para o domínio do modelo hidrodinâmico do rio Turiaçu baseado em ARCEMENT JR e SCHNEIDER (1989).

Ambiente	n	Observação
Plataforma e estuário inferior	0,023	Composição de fundo: areia
Estuário médio e superior	0,024	Sedimento de fundo: areia Inclinação moderada Moderado grau de meandramento

Tabela 7-6: Coeficiente de Manning para rugosidade definidos para o domínio do modelo hidrodinâmico de SCO baseado em ARCEMENT JR e SCHNEIDER (1989).

Ambiente	n	Observação
Rio Mojuim Jusante	0,020	Composição: lama e areia;
Rio Maripanema		Elevada concentração de sedimento em suspensão.
Rio MojuimMontante	0,023	Composição de fundo: lama e areia; Meandros acentuados.
Rio MocajubaJusante	0,030	Composição de fundo: rochoso.
Rio MocajubaMontante	0,033	Composição de fundo: sedimento grosseiro.
Canais de Maré	0,010	Composição de fundo: lama.
Áreas Vegetadas	0,122	Área vegetada.
Obstruções	0,023	Bancos de areia.

Tabela 7-7: Coeficiente de Manning para rugosidade definidos para o domínio do modelo do rio Sucuriçu baseado em ARCEMENT JR e SCHNEIDER (1989).

Ambiente	n	Observação
Plataforma continental	0,024	Composição de fundo: areia
Estuário Sucuriçu	0,013	Sedimento de fundo: lama Inclinação moderada
Lagos	0,020	Composição de fundo: lama

Após calibração dos modelos referentes ao canal principal, definiu-se o coeficiente de atrito nas planícies de inundação segundo estudo de uso e cobertura de terra apresentado no Capítulo 9. Essas classes foram preestabelecidas pelo LabSAR e mantidas para a configuração dos modelos hidrodinâmicos. Vale ressaltar que esse coeficiente de atrito foi atribuído aos modelos hidrodinâmicos de menor escala, nos quais a planície de inundação foi discretizada com malha mais refinada.

As macros classes de uso e cobertura de terra são: uso antrópico, áreas naturais, áreas úmidas, áreas urbanas, cobertura vegetal e mangue. As áreas referente ao uso antrópico são aquelas onde ocorre atividades antrópicas como áreas de pastagem, áreas agrícolas, áreas de extração mineral ou vegetal ou mesmo áreas desmatadas (Tabela 7-8).

Como áreas naturais, foram definidas aquelas que apresentam cobertura natural, porém não florestadas e/ou de solo exposto, como, por exemplo, praias e dunas (Tabela 7-9).

Áreas submetidas a regimes de inundação tanto continentais como costeiras e que não estavam associadas a demais classes foram definidas como áreas úmidas (Tabela 7-10).

Áreas de uso intensivo estruturadas por edificações e sistema viário com predominância de superfícies artificiais foram definidas como áreas urbanas (Tabela 7-11). Como cobertura vegetal, foram definidas aquelas áreas vegetadas com qualquer tipo de vegetação com exceção de florestas de mangue (Tabela 7-12). E por fim, a classe mangue representa as áreas cobertas por florestas de mangue (Tabela 7-13).

Os cálculos para a definição do coeficiente de atrito foram feitos a partir do método apresentado por ARCEMENT JR e SCHNEIDER (1989) e as características, referentes a cada classe, para a definição do valor de cada componente da equação proposta (Equação 1), são apresentadas nas Tabela 7-8, Tabela 7-9, Tabela 7-10, Tabela 7-11, Tabela 7-12 e Tabela 7-13.

$$n = (n_b + n_1 + n_2 + n_3 + n_4)m$$

Equação 1

onde: n_b se refere ao material que constitui o leito do canal, n_1 às irregularidades do canal, n_2 à variação do formato e tamanho do canal, n_3 às ocorrências de obstruções ao fluído, n_4 à presença e densidade de vegetação e; m ao grau de mandamento.

A Tabela 7-14 apresenta os resultados obtidos para cada uma das classes segundo a metodologia proposta e o valor utilizado no modelo original.

Tabela 7-8: Base de cálculo para o coeficiente de Manning para a classe de uso e cobertura de solo definida como Uso Antrópico.

n	Valor	Observação
n_b	0,017	Superfície constituída principalmente por areia fina e silte
n_1	0,005	O grau de irregularidade é baixo. A planície tem formato ligeiramente irregular. Podem ocorrer algumas subidas e descidas e algumas cristas podem ser visíveis.
n_2	0,000	Variação da seção transversal não se aplica à da planície de inundação.
n_3	0,000	Efeitos da obstrução insignificante. As obstruções são dispersas. Incluem depósitos de detritos, raízes expostas, trocos ou pedras isoladas. Ocupam menos de 5% da área de uma seção transversal proposta sobre a planície.
n_4	0,010	Quantidade de vegetação baixa Profundidade média do fluxo é pelo menos de duas a três vezes a altura da vegetação.
m	1,000	Grau de meandramento não se aplica à da planície de inundação.

Tabela 7-9: Base de cálculo para o coeficiente de Manning para a classe de uso e cobertura de solo definida como Áreas Naturais.

n	Valor	Observação
n_b	0,023	Superfície constituída principalmente por areia média
n_1	0,005	O grau de irregularidade é baixo. A planície tem formato ligeiramente irregular. Podem ocorrer algumas subidas e descidas e algumas cristas podem ser visíveis.
n_2	0,000	Variação da seção transversal não se aplica à da planície de inundação.
n_3	0,000	Efeitos da obstrução insignificante. As obstruções são dispersas. Incluem depósitos de detritos, raízes expostas, trocos ou pedras isoladas. Ocupam menos de 5% da área de uma seção transversal proposta sobre a planície.
n_4	0,000	Quantidade de vegetação baixa Profundidade média do fluxo é pelo menos de duas a três vezes a altura da vegetação.
m	1,000	Grau de meandramento não se aplica à da planície de inundação.

Tabela 7-10: Base de cálculo para o coeficiente de Manning para a classe de uso e cobertura de solo definida como Áreas Úmidas.

n	Valor	Observação
n _b	0,023	Superfície constituída principalmente por areia média.
n ₁	0,005	O grau de irregularidade é baixo. A planície tem formato ligeiramente irregular. Podem ocorrer algumas subidas e descidas e algumas cristas podem ser visíveis.
n ₂	0,000	Variação da seção transversal não se aplica à da planície de inundação.
n ₃	0,000	Efeitos da obstrução insignificante. As obstruções são dispersas. Incluem depósitos de detritos, raízes expostas, trocos ou pedras isoladas. Ocupam menos de 5% da área de uma seção transversal proposta sobre a planície.
n ₄	0,000	Quantidade de vegetação baixa Profundidade média do fluxo é pelo menos de duas a três vezes a altura da vegetação.
m	1,000	Grau de meandramento não se aplica à da planície de inundação.

Tabela 7-11: Base de cálculo para o coeficiente de Manning para a classe de uso e cobertura de solo definida como Área Urbana.

n	Valor	Observação
n _b	0,012	Superfície constituída principalmente por concreto
n ₁	0,000	O grau de irregularidade é bastante baixo. A planície de inundação é o mais plana possível dada o material que constitui sua superfície.
n ₂	0,000	Variação da seção transversal não se aplica à da planície de inundação.
n ₃	0,020	Efeitos da obstrução alto. As obstruções são bastante recorrentes. Incluem depósitos de detritos, raízes expostas, trocos ou pedras. Ocupam entre 15 a 50% da área de uma seção transversal proposta sobre a planície.
n ₄	0,005	Quantidade de vegetação baixa Profundidade média do fluxo é pelo menos de duas a três vezes a altura da vegetação.
m	1,000	Grau de meandramento não se aplica à da planície de inundação.

Tabela 7-12: Base de cálculo para o coeficiente de Manning para a classe de uso e cobertura de solo definida como Cobertura Vegetal.

n	Valor	Observação
n_b	0,023	Superfície constituída principalmente por areia média.
n_1	0,015	O grau de irregularidade é severo. A planície tem formato bastante irregular. Ocorrem muitas subidas e descidas e charcos e cristas são visíveis.
n_2	0,000	Varição da seção transversal não se aplica à da planície de inundação.
n_3	0,012	Efeitos da obstrução baixo. As obstruções são ocorrem. Incluem depósitos de detritos, raízes expostas, trocos ou pedras. Ocupam menos de 15% da área de uma seção transversal proposta sobre a planície.
n_4	0,075	Quantidade de vegetação bastante alta Profundidade média do fluxo é inferior a metade da altura da vegetação.
m	1,000	Grau de meandramento não se aplica à da planície de inundação.

Tabela 7-13: Base de cálculo para o coeficiente de Manning para a classe de uso e cobertura de solo definida como Mangue.

n	Valor	Observação
n_b	0,012	Superfície constituída principalmente por silte e argila.
n_1	0,015	O grau de irregularidade é severo. A planície tem formato bastante irregular. Ocorrem muitas subidas e descidas e charcos e cristas são visíveis.
n_2	0,000	Varição da seção transversal não se aplica à da planície de inundação.
n_3	0,030	Efeitos da obstrução alto. As obstruções são bastante recorrentes. Incluem depósitos de detritos, raízes expostas, trocos ou pedras. Ocupam entre 15 a 50% da área de uma seção transversal proposta sobre a planície.
n_4	0,125	Quantidade de vegetação extrema. Toda a vegetação em folhagem completa. Profundidade de fluxo atingindo copas e galhos.
m	1,000	Grau de meandramento não se aplica à da planície de inundação.

Tabela 7-14: Coeficiente de Manning definido segundo para as classes de uso e cobertura de terra para a planície de inundação.

Ambiente	Coeficiente de Manning
Uso Antrópico	0,032
Áreas Naturais	0,028
Áreas Úmidas	0,028
Áreas Urbanas	0,037
Cobertura Vegetal	0,125
Mangue	0,182

7.4.1.1.4. Configuração das fronteiras abertas (vazão e maré)

As fronteiras abertas em plataforma dos modelos hidrodinâmicos foram alimentadas pelo modelo oceânico global TPXO 7.2, disponibilizado pela ferramenta Delft Dashboard, que possui fácil acoplagem com o modelo D3D-FM. A caracterização da descarga foi definida a partir de banco de dados online, disponibilizado pela Agência Nacional das Águas (ANA), ou a partir de dados coletados *in situ* pelo LAPMAR.

A fronteira aberta referente ao continente do modelo Pará-Amazonas foram definidas a partir do banco de dados online disponibilizado pela ANA (Figura 7-80). A vazão média mensal foi calculada usando uma série histórica de 30 anos para as cidades de Óbidos (rio Amazonas), Itaituba (rio Tapajós), Altamira (rio Xingu) e Tucuruí (rio Tocantins).

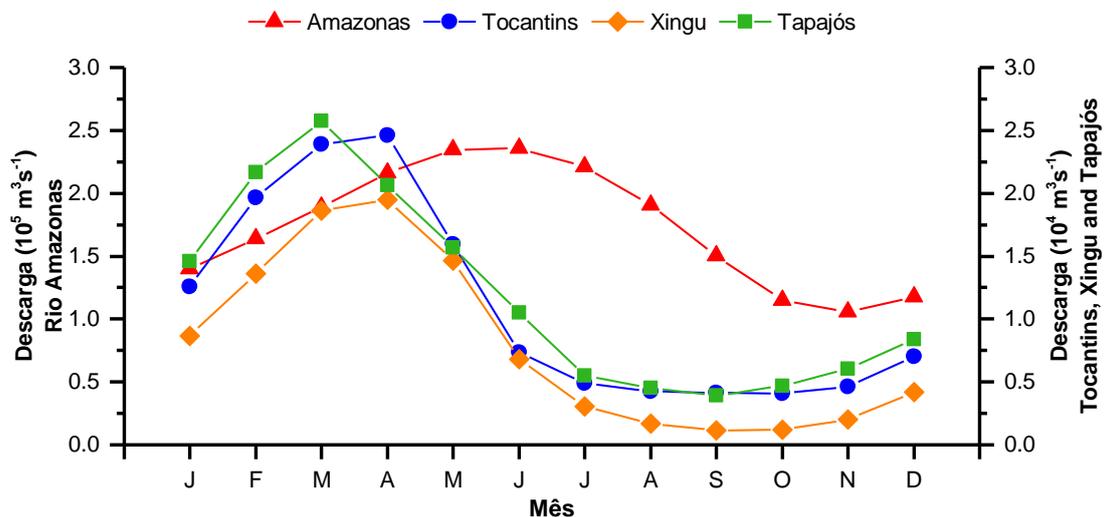


Figura 7-80: Média mensal da vazão ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) dos rios Amazonas, Xingu, Tapajós e Tocantins utilizada para configuração do modelo hidrodinâmico do sistema estuarino Pará-Amazonas.

As fronteiras abertas para os demais modelos foram definidas a partir de dados coletados *in situ*. Esses dados foram reprocessados do banco de dados do LAPMAR para a região de Soure e São Caetano de Odivelas e, coletados e processados para o rio Turiaçu e Sucuriçu.

7.4.1.1.5. Configuração da condição atmosférica

O vento foi configurado como constante em espaço e tempo, visto que durante o processo de calibração, notou-se pouca variação na hidrodinâmica nas áreas deltaica e estuarina em diferentes cenários com diferentes configurações de vento.

Logo, para o modelo do Para-Amazonas, Salgado e região de Soure, os valores de magnitude e direção do vento definidos durante o processo de calibração foi de 8 m.s^{-1} e 80° . Dado que, CURTIN e LEGECKIS (1986) verificaram a presença de ventos de leste com magnitude entre $3\text{-}12 \text{ m.s}^{-1}$ e direção entre 60° e 100° na plataforma continental.

Para o modelo Turiaçu e Sucuriçu, os dados de vento foram adquiridos no site do INMET. Estes dados são mensais, e incluem a velocidade do vento médio, a máxima velocidade do vento e direção predominante. A região do rio Turiaçu apresenta ventos com a direção 45° e de 90° ; enquanto a região do rio Sucuriçu apresenta ventos de 90° e a calmaria, ou seja, ausência de ventos.

Para o modelo Mojuim, o vento foi obtido a partir de dados de uma estação meteoclimatológica localizada na cidade de São Caetano de Odivelas. A região apresenta como características a predominância de ventos com a direção $0^\circ\text{-}45^\circ$ nordeste, com média de $4,3 \text{ m.s}^{-1}$. Os valores de intensidade e direção do vento adotados na modelagem hidrodinâmica podem ser encontrados na Tabela 7-15.

Tabela 7-15: Descrição da configuração da condição hidrodinâmica para os modelos hidrodinâmicos.

Modelo hidrodinâmico	Metodologia	Intensidade do vento (m/s^{-1})	Direção
Pará-Amazonas	CURTIN E LEGECKIS (1986)	8	80°
Rio Turiaçu	INMET	2,31	45°
Rio Mojuim	Estação meteoclimatológica	4,3	70°
Região de Soure	CURTIN E LEGECKIS (1986)	8	80°
Rio Sucuriçu	INMET	1,36	45°

7.4.1.2. Calibração de modelo hidrodinâmico da zona estuarina e floresta de mangue

Durante o processo de calibração dos modelos hidrodinâmicos, foram analisados a propagação da maré e o campo de velocidade. Para tal, dados de variação de superfície livre, vazão e corrente foram utilizados.

As análises foram baseadas em series temporais curtas (1 ciclo de maré) e longas (32 dias). Para a verificação da propagação de maré e a resposta de suas componentes harmônicas, series longas foram

utilizadas para a calibração, por outro lado, para a calibração segundo o campo de velocidade apenas 1 ciclo de maré foi utilizado visto a disponibilidade de dados *in situ* para a verificação.

Para analisar a eficiência do modelo foram estabelecidos que os índices utilizados seriam o coeficiente de correlação de Pearson, o coeficiente de Nash-Sutcliffe e a raiz do erro médio quadrático (RMSE).

Para o modelo hidrodinâmico Pará-Amazonas (mesma calibração utilizada para o desenvolvimento do modelo hidrodinâmico de Soure), foram definidos sete pontos de observação e duas seções transversais (Figura 7-81). Os pontos de observação (OP) foram distribuídos pela linha de costa e dentro sistema estuarino Pará-Amazonas. As componentes harmônicas para análise de maré foram obtidas através do website da FEMAR (Fundação de Estudos do Mar). As seções transversais foram definidas para o Estreito de Breves e para a foz do rio Tocantins a fim de calibrar o transporte dentro do estuário.

Para o modelo hidrodinâmico do rio Turiaçu, foram definidos quatro pontos de observação e duas seções transversais (Figura 7-82). Os OP foram distribuídos dentro do estuário Turiaçu. As seções transversais foram definidas para a mesma posição dos OP 2 e 4.

Para o modelo hidrodinâmico de SCO, foram definidos três OP e uma seção transversal. O OP-1 e 2 foram localizados na foz do estuário, onde as componentes harmônicas para análise de maré foram obtidas através do website da FEMAR. O OP-3 e a seção transversal foram inseridos no estuário Mojuim, e dados *in situ* de vazão e maré do banco de dados do LAPMAR foram utilizados para calibração.

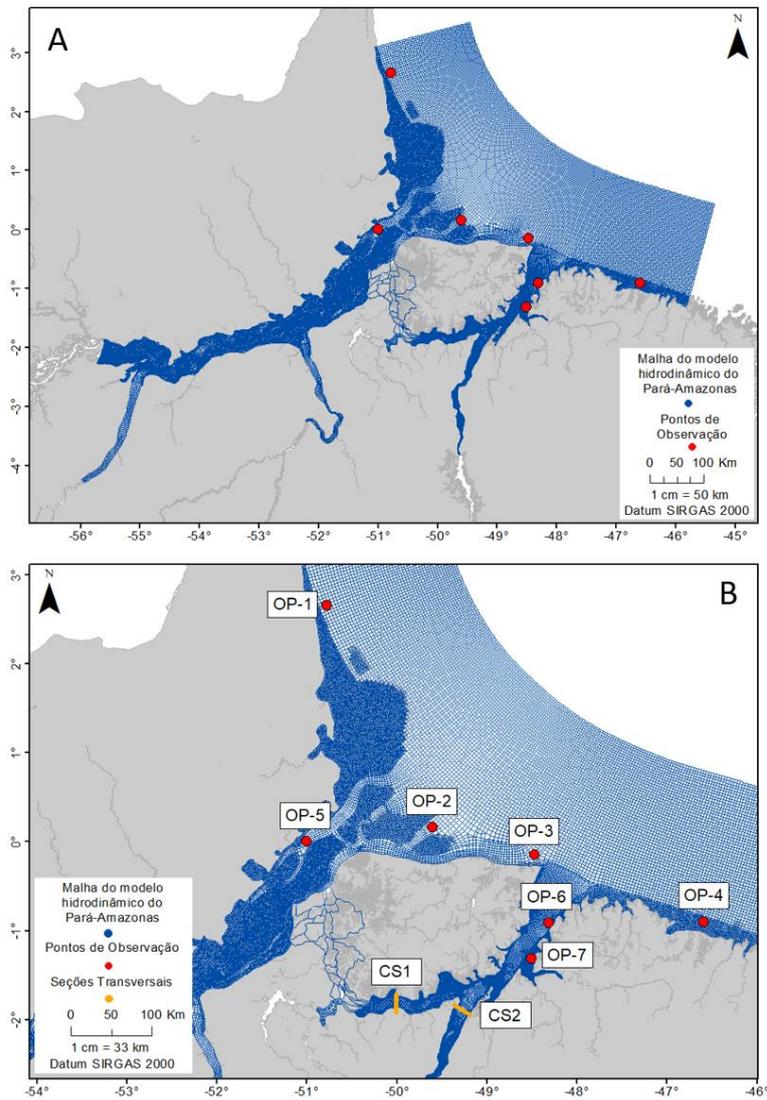


Figura 7-81: Pontos de observação (OP) e secções transversais (CS) utilizados para a calibração do modelo hidrodinâmico do sistema estuarino Pará-Amazonas. A) Representa a localização dos OP; B) representa com detalhamento a localização dos OP no modelo hidrodinâmico.

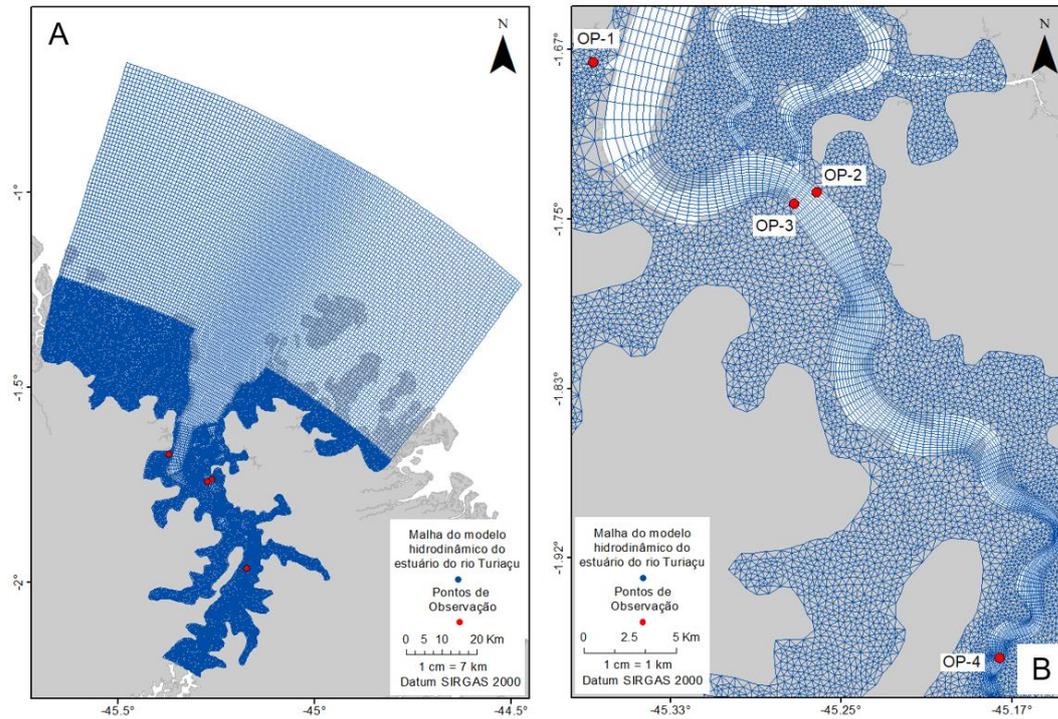


Figura 7-82: Pontos de observação (OP) utilizados para a calibração do modelo hidrodinâmico do rio Turiaçu. A) Representa a localização dos OP; B) representa com detalhamento a localização dos OP no modelo hidrodinâmico.

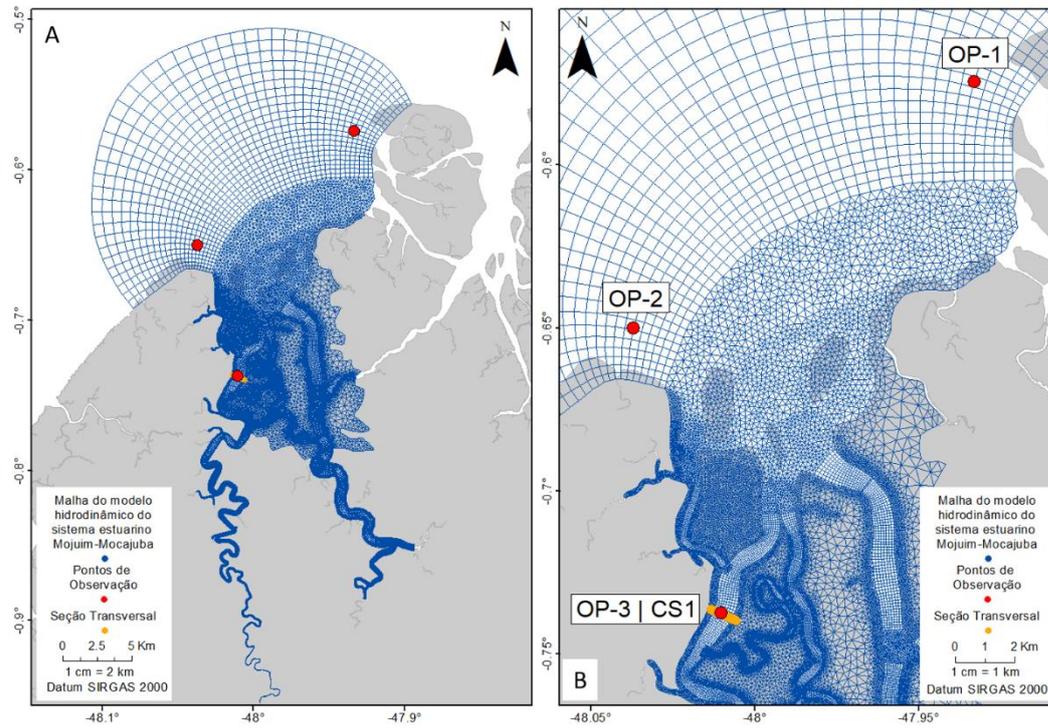


Figura 7-83: Estações utilizadas (C) para a calibração do modelo hidrodinâmico do rio Mojuim. Os pontos indicam análise de elevação do nível da água, enquanto o segmento de reta indica análise de vazão de seção transversal. A) Representa a localização dos OP; B) representa com detalhamento a localização dos OP no modelo hidrodinâmico.

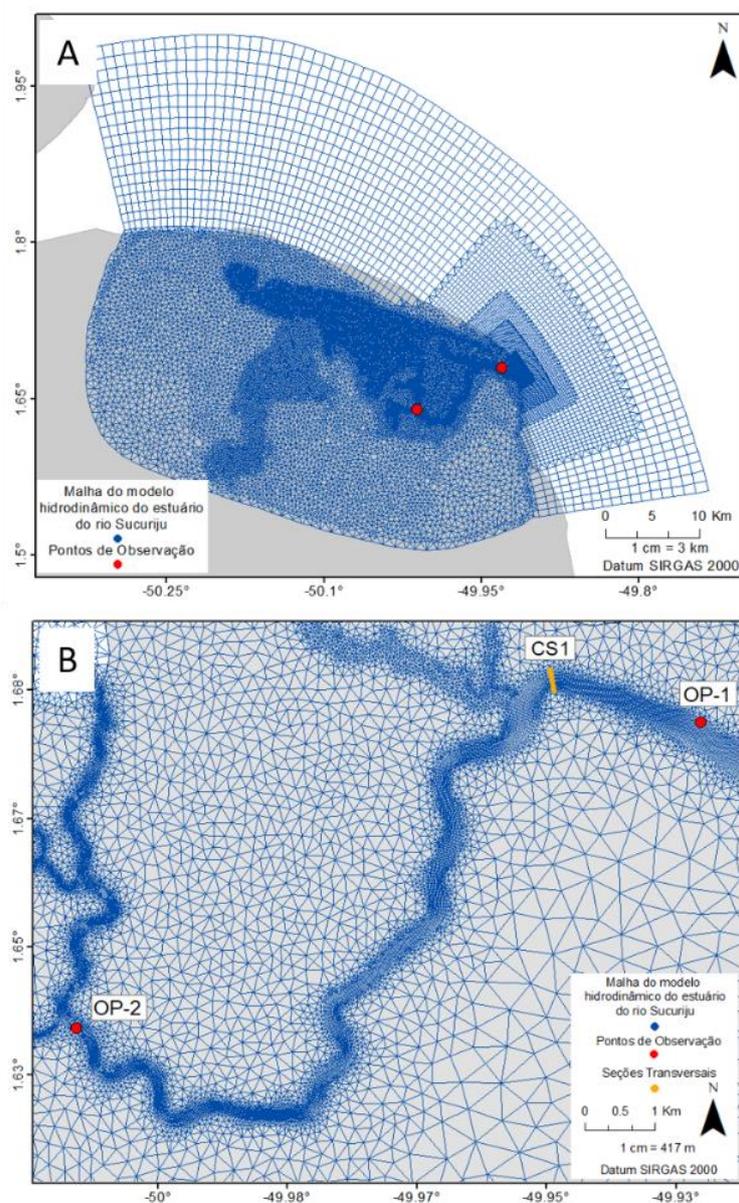


Figura 7-84: Pontos de observação (OP) e secções transversais (CS) utilizados para a calibração do modelo hidrodinâmico do estuário do rio Sucuriú. A) Representa a localização dos OP; B) representa com detalhamento a localização dos OP e CS no modelo hidrodinâmico.

7.4.1.2.1. Propagação da maré

A primeira análise realizada durante processo de calibração dos modelos hidrodinâmicos da zona estuarina se refere a propagação da maré em cada um dos modelos descritos.

Na calibração do modelo hidrodinâmico do sistema estuarino Pará-Amazonas, o resultado de elevação do OP-1 foi subestimado. Nessa estação a amplitude de maré pode alcançar valores de até 12 m (BEARDSLEY et al., 1995), o que não foi verificado durante o período escolhido para análise. Contudo, os valores modelados estão em fase com os valores medidos dessa estação (Figura 7-85). A diferença de amplitude foi

atribuída principalmente às componentes M2 e M4. O RMSE foi de 0,5 m, relativamente baixo, uma vez que a maré nesse local apresenta uma amplitude variando de 6 a 9 m.

Os OP-2, 3 e 4, também localizados na linha de costa, apresentaram resultados superestimados, principalmente durante a maré de sizígia. Essa diferença pode estar relacionada às diferenças de batimetria e morfologia entre o real e o modelado, pois essa área apresenta muitos canais e pequenos estuários que não foram representados durante a discretização do modelo devido à escala em que seus elementos de grid foram definidos. A ausência desses canais pode ter gerado um aumento na amplitude de maré principalmente durante a maré de sizígia.

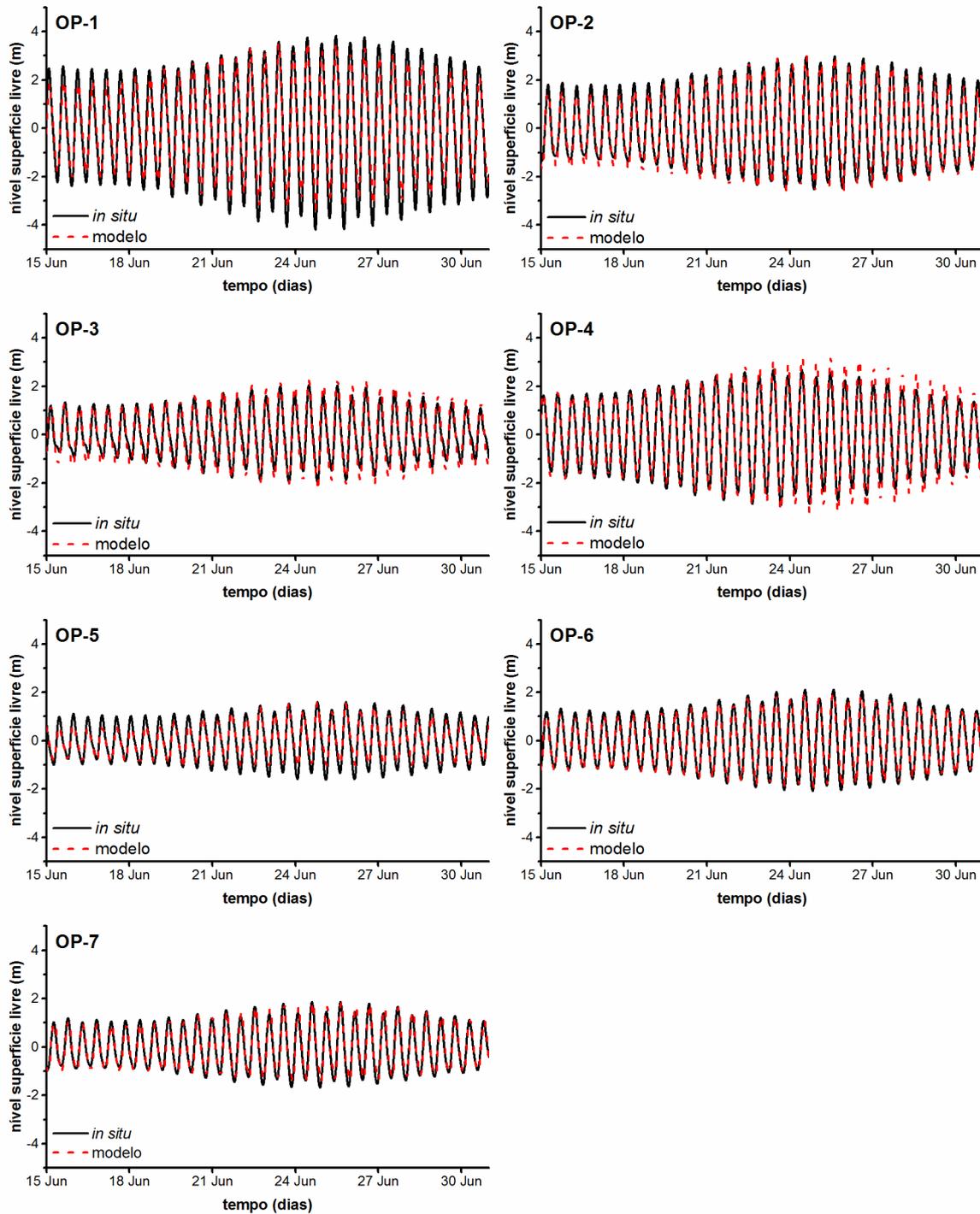


Figura 7-85: Comparação entre os sinais de maré modelados (modelo, linhas vermelhas tracejadas) e medidos (*in situ*, linhas pretas) referente ao modelo hidrodinâmico do sistema estuarino Pará-Amazonas.

As diferenças de amplitude também foram atribuídas às componentes harmônicas (Tabela 7-16). Para o OP-2, a diferença de amplitude foi atribuída principalmente às componentes MN4 e MS4 e, para os OP-3 e 4 a diferença de amplitude foi atribuída a M2. O RMSE foi aceitável para estes OP, com valor de aproximadamente 0,3 m para uma amplitude de maré de 5 m.

Tabela 7-16: Valores gerados a partir de dados *in situ* (obs) e valores obtidos pelo modelo (cal) e de amplitude (em metros) das principais componentes de maré analisadas durante a calibração do modelo hidrodinâmico do sistema estuarino Pará-Amazonas.

Ponto de observação	O1		NO1		K1		N2		M2		S2		MN4		M4		MS4	
	obs	cal																
OP-1	0,1	0,2	0	0,1	0,2	0,2	0,5	0,4	2,7	2,2	0,5	0,4	0	0,1	0	0,3	0	0,1
OP-2	0,1	0,1	0	0	0,1	0,2	0,3	0,3	1,9	1,8	0,4	0,3	0	0,1	0,3	0,3	0	0,1
OP-3	0,1	0,1	0	0	0,1	0,1	0,2	0,3	1,2	1,5	0,3	0,3	0	0	0,3	0,1	0	0,1
OP-4	0,1	0,1	0	0	0,2	0,2	0,3	0,4	1,9	2,1	0,4	0,5	0	0	0,1	0,1	0	0
OP-5	0,1	0,1	0	0	0,1	0,1	0,2	0,1	1	0,8	0,2	0,1	0	0,1	0,2	0,2	0	0,1
OP-6	0,1	0,1	0	0	0,1	0,1	0,2	0,2	1,4	1,3	0,3	0,3	0	0,1	0,1	0,2	0	0,1
OP-7	0,1	0,1	0	0	0,1	0,1	0,2	0,2	1,1	1,1	0,2	0,2	0	0,1	0	0,1	0	0,1

O resultado obtido para o OP-5, localizado no delta do rio Amazonas, apresentou o maior RMSE em relação à amplitude de maré, aproximadamente 10% de uma amplitude com máximo de 4 m durante a maré de sizígia para o período utilizado para a calibração. O erro foi atribuído às irregularidades presentes no formato dos canais que formam esse delta, que também não puderam ser considerados no modelo devido à escala em que seus elementos de grid foram definidos. As componentes de maré M2, MN4, M4 e MS4 apresentaram significativa diferença entre valores medidos e valores modelados: 21 cm, 5 cm, 6cm e 5cm, respectivamente.

Os OP-6 e OP-7, localizados no rio Pará, se apresentaram bem calibrados com erro de 5% na amplitude de maré local, o que representa 20 cm. As componentes de maré que apresentaram valores modelados com maior diferença dos medidos foram M2, MN4, M4 e MS4. A componente M4 foi a principal componente que resultou no erro observado para o OP-7, com diferença de 12 cm entre o valor modelado e o medido.

Para todos os pontos de observação, o erro obtido se relacionava com a diferença nos valores de M2, MN4, M4 e MS4 entre dados modelados e medidos. Assim, identificou-se que o principal fator para a ocorrência do erro é a batimetria, uma vez que as componentes quarto-diurnas (MN4, M4 e MS4) são aquelas influenciadas pela interação da onda com o fundo do canal (PARKER, 1991).

Outro fator que pode ter contribuído para o erro encontrado é a descarga, que foi configurada a partir de médias mensais. Pois, como citado por VOINOV (2007), variações sazonais de vento e descarga podem levar a variações no comportamento da onda de maré.

De maneira geral, o modelo se apresenta bem calibrado para os sinais de amplitude de maré, uma vez que o coeficiente de Pearson apresentou valores em torno de 0,98 (Figura 7-86) e os valores de RMSE não ultrapassaram 15% do valor de amplitude de maré médio local (Tabela 7-17).

Tabela 7-17: Coeficiente de correlação de Pearson e raiz do erro médio quadrado para a análise de sinal de maré de cada ponto de observação definido para modelo hidrodinâmico do sistema estuarino Pará-Amazonas.

Ponto de observação	Coeficiente de correlação de Pearson	Raiz do erro médio quadrado (m)
OP-1	0,9802	0,5157
OP-2	0,9872	0,2283
OP-3	0,9664	0,327
OP-4	0,9861	0,3061
OP-5	0,975	0,2162
OP-6	0,9804	0,2072
OP-7	0,9765	0,1835

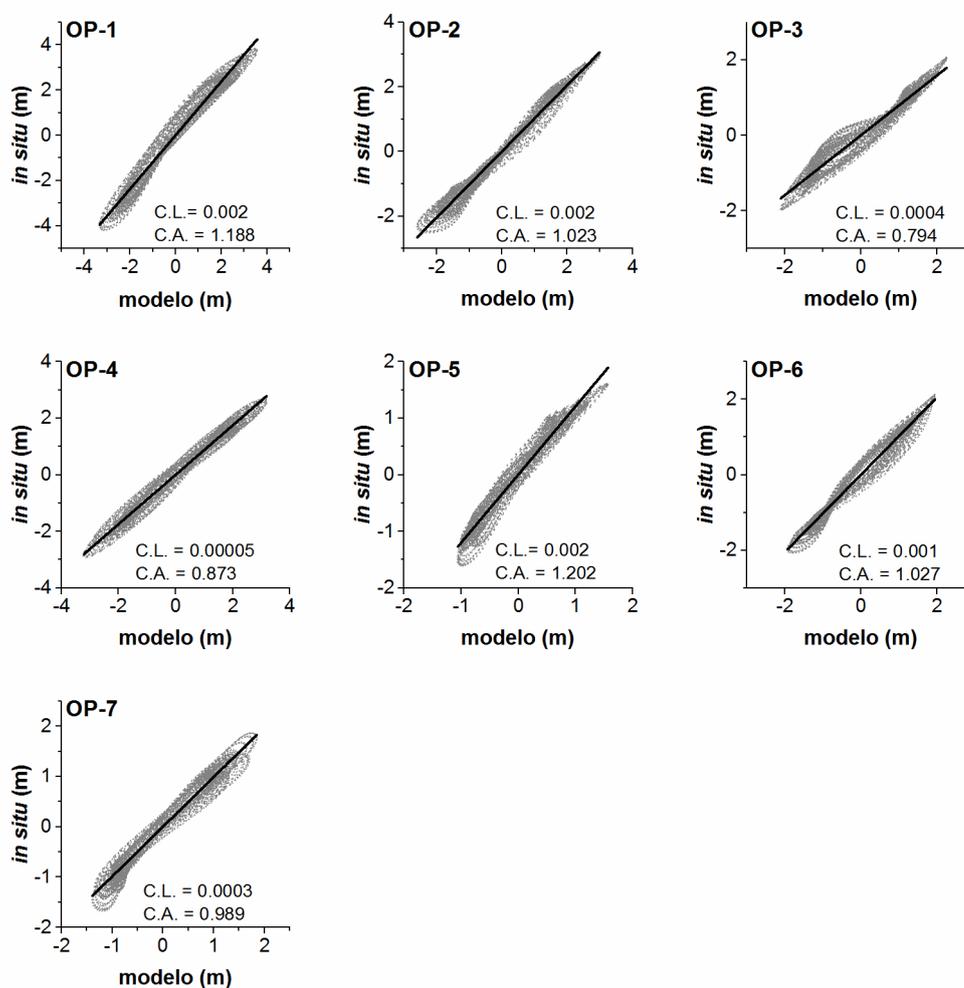


Figura 7-86: Correlação linear para cada ponto de observação entre os sinais de maré modelados e medidos *in situ* referente ao modelo hidrodinâmico do sistema estuarino Pará-Amazonas. (C.L) coeficiente linear e (C.A) coeficiente angular da reta de correlação.

Na calibração do modelo hidrodinâmico do estuário do rio Turiaçu, o OP que melhor representou a elevação *in situ* foi o OP-1 (Figura 7-87), localizado na cidade de Turiaçu, apresentando correlação de

Pearson (R^2) de 0,9862e erro de 0,3156 (Tabela 7-18). Os valores mais altos de RMSE foram encontrados em OP-2 e 4, onde a maré modelada foi subestimada em relação a maré *in situ*.

Em OP-2 e 4, a maré modelada apresenta uma defasagem de 45 min a 1 h e 45 min devido a morfologia complexa do estuário. Em OP-2 a defasagem da maré é de 45 min e independe do estágio de maré, sizígia ou quadratura. Possivelmente este atraso é influenciado pelo estreitamento do canal para ~ 1 km e a presença de pontais e bancos arenosos. Em OP-4, a defasagem variou entre condições de quadratura e sizígia, onde na quadratura o modelo apresenta atraso de 1h e 45 min e na sizígia de 1h e 10 min.

A defasagem média do modelo hidrodinâmico foi ~ 1 h. Contudo, as análises para OP-2, 3 e 4 foram realizadas para dados de ciclo a ciclo, onde a ausência de uma série temporal longa impede melhores ajustes na calibração.

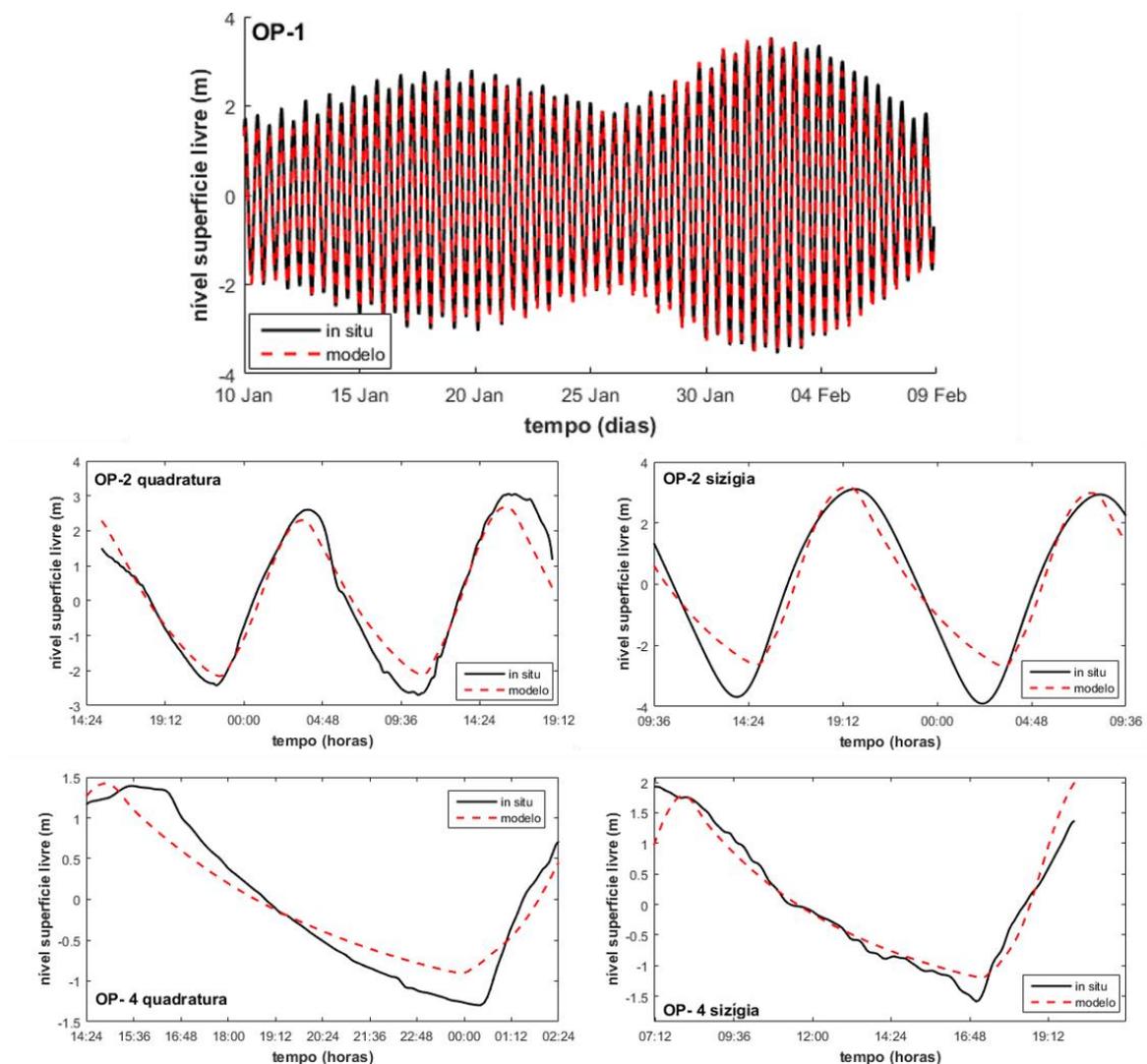


Figura 7-87: Comparação entre os sinais de maré modelados (modelo) e medidos (*in situ*) referente ao modelo hidrodinâmico do rio Turiaçu.

Tabela 7-18: Coeficiente de correlação de Pearson e raiz do erro médio quadrado para a análise de sinal de maré de cada ponto de observação definido no estuário do rio Turiaçu.

Ponto de observação		Raiz do erro médio quadrado (m)	Erro (%)	Coeficiente de correlação de Pearson
OP-1		0,3156	4,48	0,9862
OP-2	Quadratura	0,4952	8,61	0,9728
	Sizígia	0,7212	10,29	0,9627
OP-4	Quadratura	0,2750	10,23	0,9718
	Sizígia	0,2817	8,01	0,9641

Além disso, as componentes de águas rasas, M_4 e MS_4 , foram as que apresentaram as maiores diferenças entre os dados modelados e medidos. Assim, o erro está relacionado a batimetria, se assemelhando ao modelo hidrodinâmico Pará-Amazonas.

Tabela 7-19: Valores gerados a partir de dados *in situ* (obs) e valores obtidos pelo modelo (cal) de amplitude (em metros) das principais componentes de maré analisadas durante a calibração do modelo hidrodinâmico do rio Turiaçu.

Ponto de observação	O1		K1		M2		S2		M4		MS4		MSF	
	obs	cal												
OP-1	0,1	0,1	0,1	0,1	2,3	2,3	0,7	0,7	0,1	0,3	0,1	0,2	0,1	0,0

Logo, podemos afirmar que o modelo hidrodinâmico se apresenta bem calibrado para os sinais de amplitude de maré, uma vez que o coeficiente de Pearson apresentou valores acima de 0,95 os valores de RMSE não ultrapassaram 15% do valor de amplitude de maré médio local (Tabela 7-18).

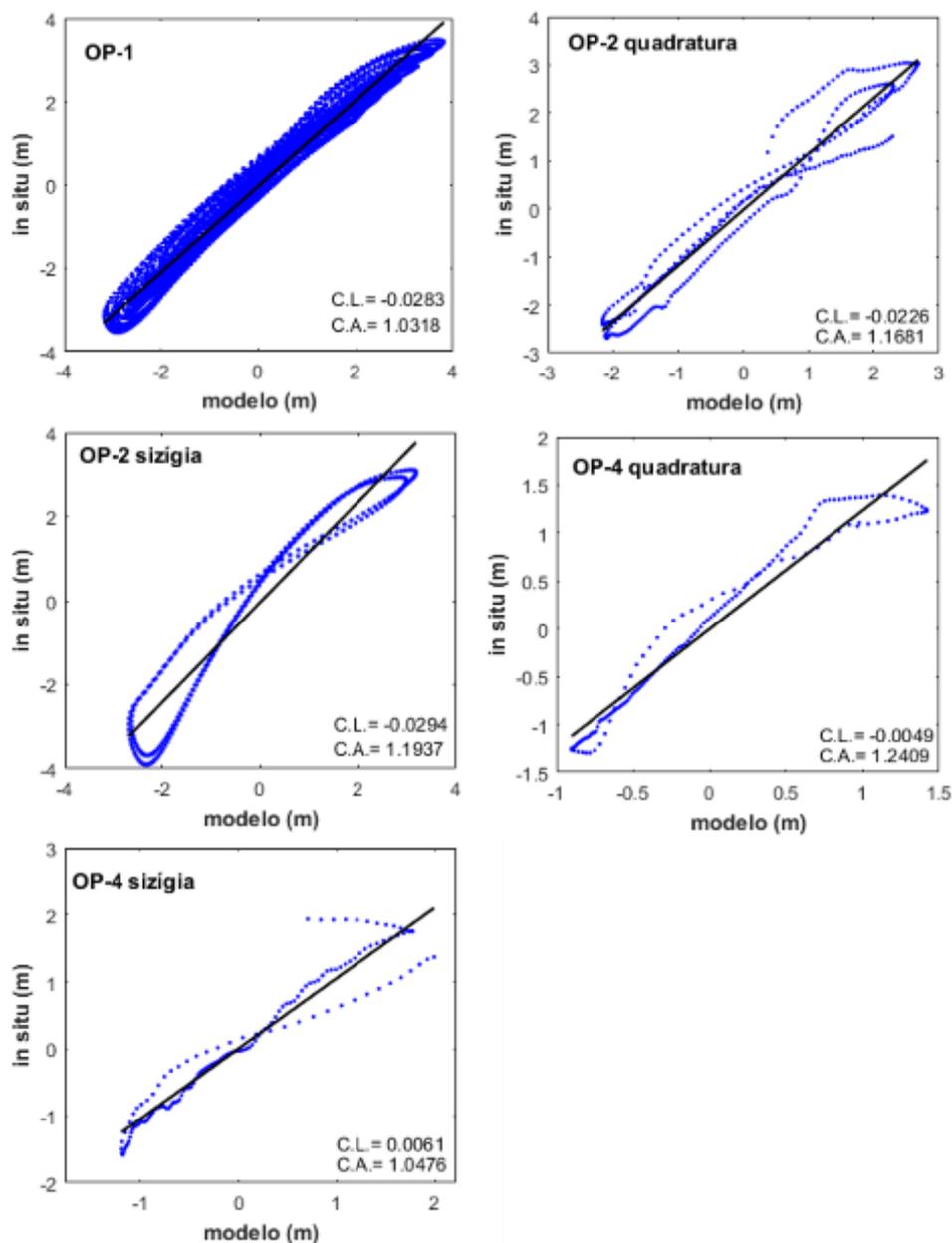


Figura 7-88: Correlação linear para cada ponto de observação entre os sinais de maré modelados e observados *in situ* referente ao modelo hidrodinâmico do rio Turiaçu; (C.L) coeficiente linear e (C.A) coeficiente angular da reta de correlação.

Na calibração do modelo hidrodinâmico do sistema estuarino Mojuim-Mocajuba, o OP que representou melhor a elevação *in situ* foi o OP-1 (C1, *in situ*) (Figura 7-89), localizado na ilha dos Guarás, apresentando um coeficiente de Nash-Sutcliffe (R^2) de 0,9824. O OP-2 (C2, *in situ*), localizado na Ponta Taipu, apresentou o coeficiente de 0,9695 e o OP-3 (C3, *in situ*), localizado em São Caetano de Odivelas, foi de 0,9361 (Figura 7-90).

É possível observar que o modelo representou melhor as áreas localizadas perto da fronteira como as estações OP-1 e OP-2, em regiões de maior influência da maré (erro inferior a 5%). Mesmo assim, a estação OP-3 ainda foi bem representada. Em relação ao período lunar, a segunda quadratura foi a melhor representada em todos os pontos. A pior representação foi apresentada em OP-1 primeira quadratura, e nas outras estações, a segunda sizígia foi mal representada (Tabela 7-20).

Tabela 7-20: Coeficiente de correlação de Nash-Sutcliffe para a série de nível de superfície livre (maré) e Erro Quadrático Médio para quatro períodos lunares diferentes aplicados aos dados modelados e medidos referente ao modelo hidrodinâmico do sistema estuarino Mojuim-Mocajuba.

Ponto de observação	Coeficiente de Nash-Sutcliffe (R ²)	Erro quadrático médio (m)			
		Sizígia 1	Quadratura 1	Sizígia 2	Quadratura 2
OP-1	0,9824	0,046	0,055	0,030	0,033
OP-2	0,9695	0,090	0,072	0,024	0,028
OP-3	0,9361	0,124	0,070	0,072	0,028

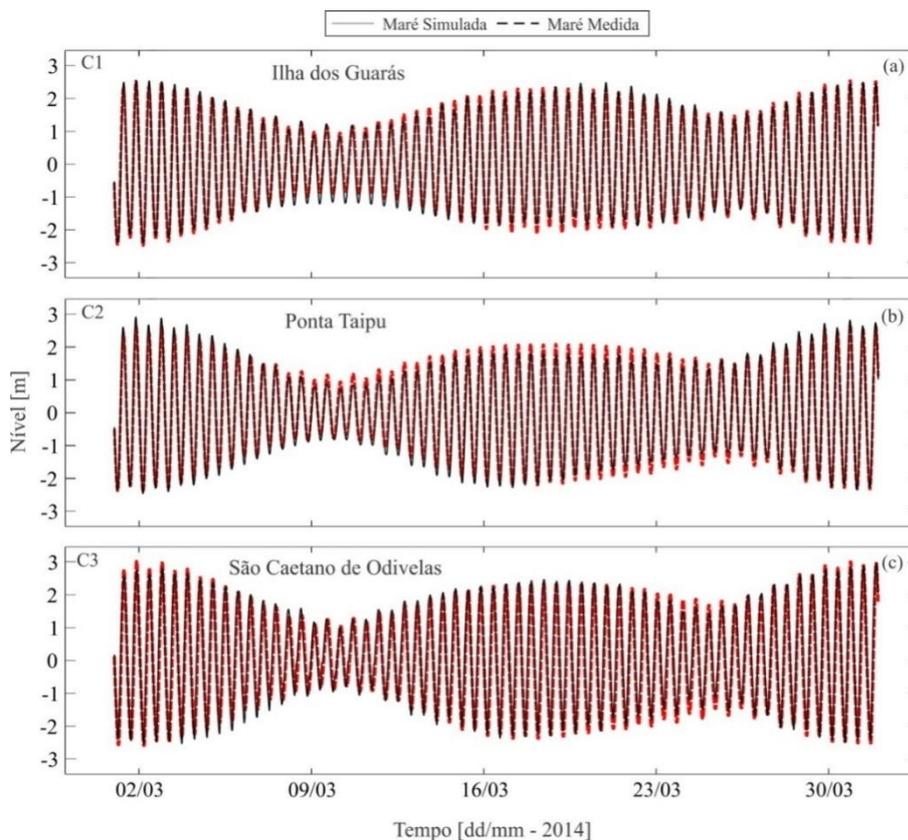


Figura 7-89: Comparação entre as séries temporais de maré de dados simulados e medidos referente ao modelo hidrodinâmico do sistema estuarino Mojuim-Mocajuba. A figura (a) representa o OP-1; (b) representa o OP-2; e (c) representa o OP-3.

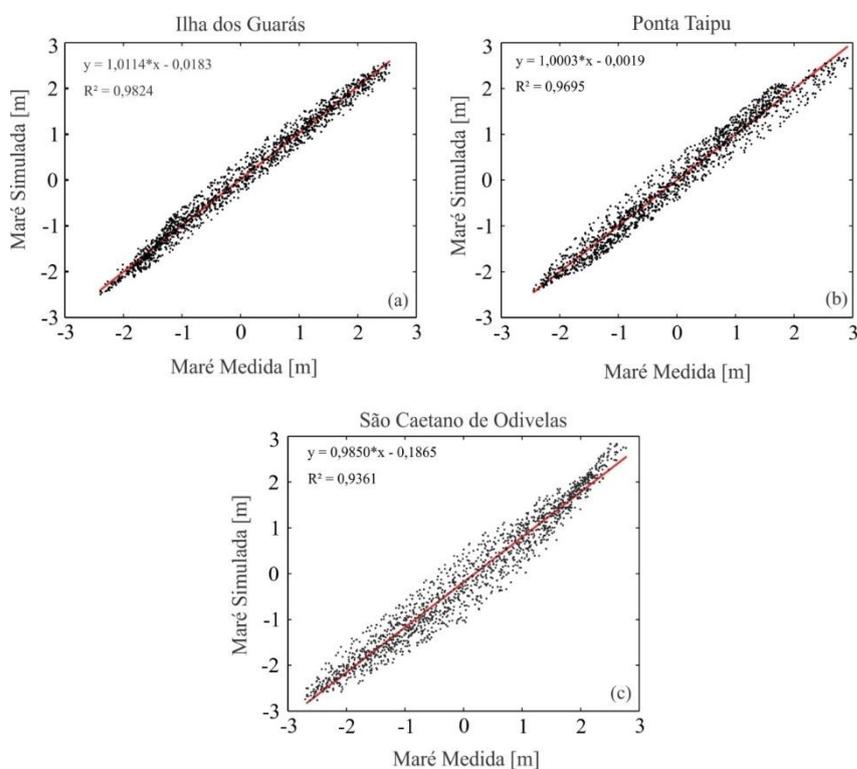


Figura 7-90: Correção linear entre os dados simulados e medidos de maré para o modelo hidrodinâmico do sistema estuarino Mojuim-Mocajuba com indicação da equação da reta que se ajusta aos dados. A figura (a) representa o OP-1; (b) representa o OP-2; e (c) representa o OP-3.

A Tabela 7-21 destaca as amplitudes medidas *in situ* (obs) e as amplitudes modeladas (cal) das componentes usadas na calibração do modelo hidrodinâmico, indicando que o modelo fez uma boa representação das constituintes harmônicas.

Tabela 7-21: Valores gerados a partir de dados *in situ* (obs) e valores obtidos pelo modelo (cal) e de amplitude (em metros) das principais componentes de maré analisadas durante a calibração do modelo hidrodinâmico do sistema estuarino Mojuim-Mocajuba.

OP	Q1		O1		P1		K1		N2		M2	
	Obs	cal										
OP-1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,0	0,0	0,1	0,1	0,5	0,4	1,6	1,6
OP-2	0,0	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,1	0,4	0,4	1,6	1,6
OP-3	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,3	0,4	1,7	1,7
OP	S2		K2		MN4		M4		MS4			
	Obs	cal										
OP-1	0,5	0,5	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
OP-2	0,5	0,5	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,7	0,1	
OP-3	0,6	0,5	0,2	0,1	0,0	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	

Na calibração do modelo hidrodinâmico do estuário do rio Sucuriçu, o OP que melhor representou a elevação *in situ* foi o OP-1 (Figura 7-91), localizado a jusante do estuário, apresentando correlação de Pearson (R^2) de 0,9685 e erro de 0,3700 (Tabela 7-22). O OP-2 não foi capaz de representar o observado tão bem quanto o OP-1 (Figura 7-92), principalmente na maré alta. Entretanto, podemos considerar a representação como satisfatória, uma vez que o erro se apresentou abaixo de 15% e o R^2 acima de 0,90 (Figura 7-93). Além disso, maré modelada apresentou fase igual ao observado, ou seja, não houve atrasos.

Tabela 7-22: Coeficiente de correlação de Pearson e raiz do erro médio quadrado para a análise de sinal de maré de cada ponto de observação definido no estuário do rio Sucuriçu.

Ponto de observação	Raiz do erro médio quadrado (m)	Erro (%)	Coeficiente de correlação de Pearson
OP-1	0,3700	6,91	0,9685
OP-2	0,3743	12,80	0,9190

A Tabela 7-23 destaca as amplitudes medidas *in situ* (obs) e as amplitudes modeladas (cal) das componentes usadas na calibração do modelo hidrodinâmico, indicando que o modelo fez uma boa representação das constituintes harmônicas.

Tabela 7-23: Valores gerados a partir de dados *in situ* (obs) e valores obtidos pelo modelo (cal) de amplitude (em metros) das principais componentes de maré analisadas durante a calibração do modelo hidrodinâmico do rio Sucuriçu.

Ponto de observação	O1		K1		N2		M2		S2		M4		MN4		MS4	
	obs	cal														
OP-1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,4	0,2	1,9	2,0	0,6	0,3	0,3	0,1	0,1	0,0	0,2	0,0
OP-2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,1	1,1	1,0	0,3	0,2	0,3	0,1	0,1	0,0	0,1	0,0

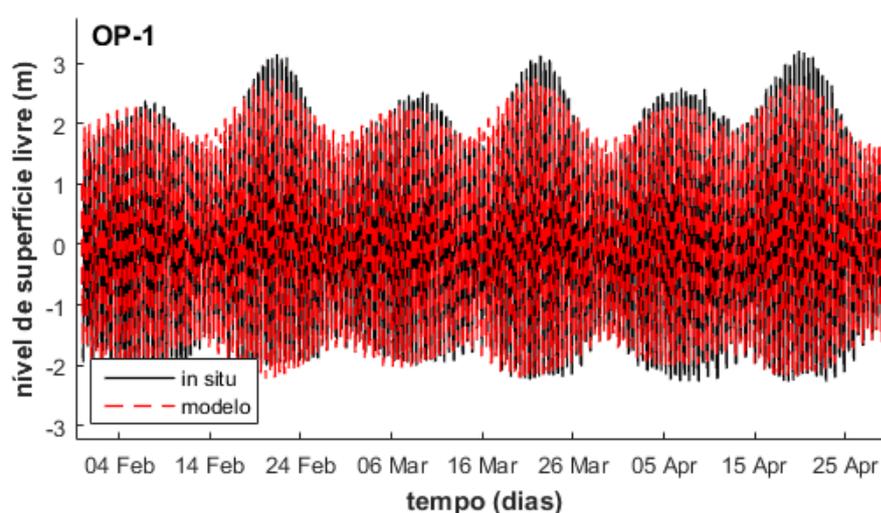


Figura 7-91: Comparação entre os sinais de maré modelados (modelo) e observados (*in situ*) referente ao modelo hidrodinâmico do rio Sucuriçu no OP-1.

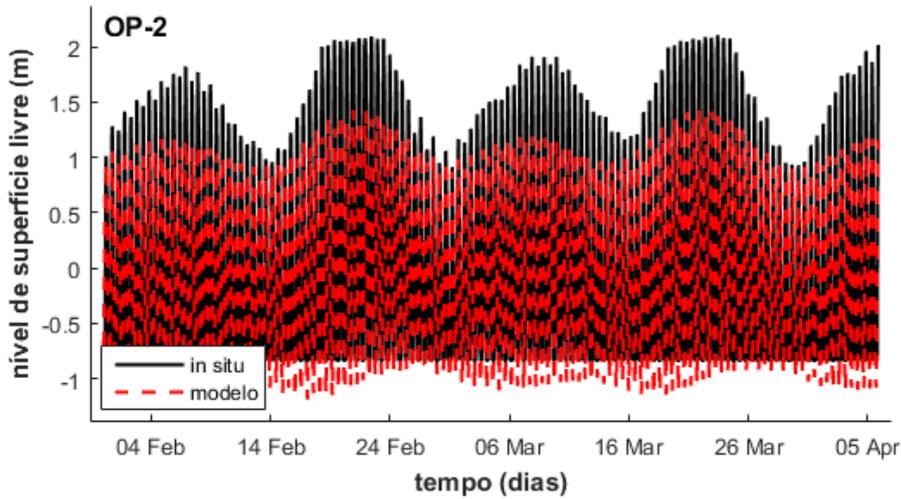


Figura 7-92: Comparação entre os sinais de maré modelados (modelo) e observados (*in situ*) referente ao modelo hidrodinâmico do rio Sucuriçu no OP-2.

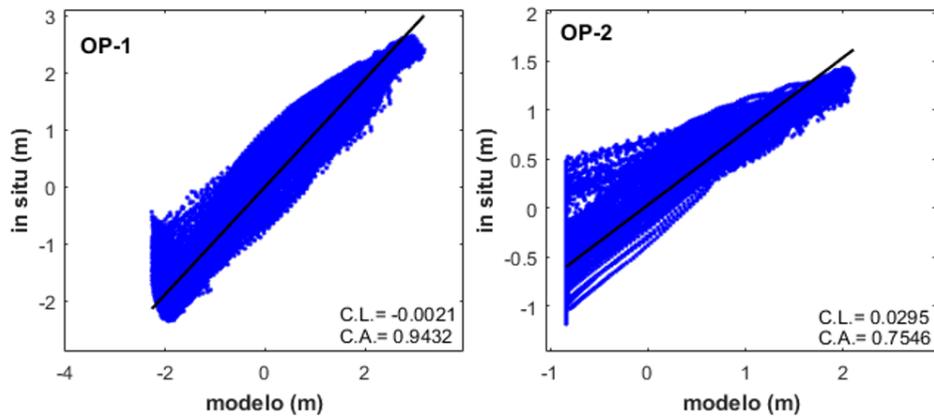


Figura 7-93: Correlação linear para cada ponto de observação entre os sinais de maré modelados e observados *in situ* referente ao modelo hidrodinâmico do rio Sucuriçu. À esquerda é a correlação em OP-1, e à direita, a correlação em OP-2. (C.L) coeficiente linear e (C.A) coeficiente angular da reta de correlação.

7.4.1.2.2. Campo de velocidade

A segunda análise realizada durante o processo de calibração se refere ao campo de velocidade, verificando assim dados de vazão e velocidade para cada um dos modelos descritos.

A análise da vazão nas seções transversais mostrou resultados satisfatórios para o coeficiente de correlação de Pearson e RMSE (Figura 7-94 e Tabela 7-24) para o modelo do sistema estuarino Pará-Amazonas. Os valores de correlação foram maiores que 0,95 e os de RMSE menor que 15%. Além disso, a análise dos dados de descarga líquida mostra que os valores modelados e observados correspondem em direção e magnitude.

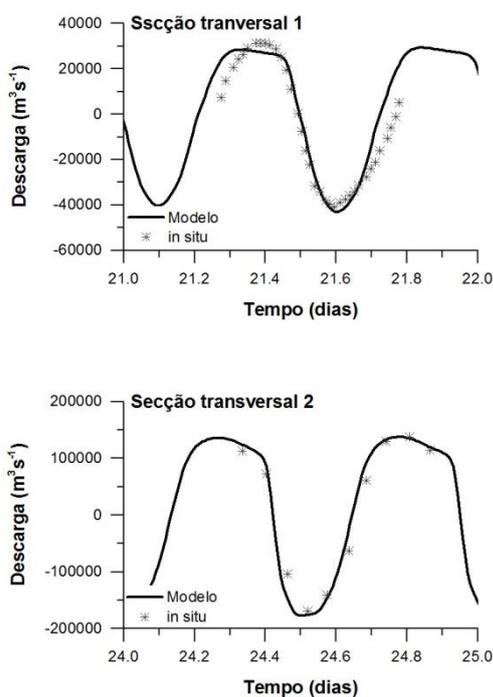


Figura 7-94: Comparação entre os sinais vazão modelados (modelo) e medidos (*in situ*) referente ao modelo hidrodinâmico do sistema estuarino Pará-Amazonas.

Tabela 7-24: Coeficiente de correlação de Pearson e raiz do erro médio quadrado para a análise do resultado de descarga das secções transversais definidas para o modelo hidrodinâmico do sistema estuarino Pará-Amazonas.

Secção transversal	Coeficiente de correlação de Pearson	Raiz do erro médio quadrado (m³)	Descarga líquida (m³)		Intervalo considerado (horas)
			Observada	Calculada	
1	0,9624	$1,5 \times 10^4$	$-4,13 \times 10^4$	$-1,65 \times 10^4$	12,00
2	0,9840	$1,7 \times 10^4$	$4,75 \times 10^5$	$5,41 \times 10^5$	12,96

Entretanto, a descarga líquida calculada (um ciclo de maré) para o Estreito de Breves (secção transversal 1) apresentou erro na ordem de 61%. Esse resultado indicou a necessidade de uma melhor definição dos elementos de grid, como por exemplo, substituição para elementos 2D ou mesmo considerar a área de inundação adjacente.

Na secção transversal 2, localizada na foz do rio Tocantins, onde os elementos de malha estão bem definidos, o erro entre os valores modelados e observados para a descarga líquida foi de aproximadamente 15%. Nessa área, o domínio é definido por uma malha que responde as características morfológicas de forma mais eficiente que aquela usada na secção transversal 1.

Para o modelo hidrodinâmico do rio Turiaçu, foi realizada uma análise da velocidade nos pontos de observação. Assim, constatou-se que os valores modelados e os observados da velocidade na componente u correspondem em intensidade (Figura 7-95). Contudo, semelhante a calibração da maré, o erro da fase foi corrigido. A velocidade mostrou resultados satisfatórios para o RMSE nos OP, excluindo o OP-3 durante a sizígia.

Para a correlação de Pearson (Tabela 7-25 e Figura 7-96), somente OP-3 na sizígia e OP-4 na quadratura apresentaram valores abaixo de 0,95. Em OP-4 na quadratura, os valores de velocidade do modelo foram inferiores aos valores *in situ*.

No rio Turiaçu, a seção ST1 (OP-3) durante a sizígia apresenta diferenças no tempo de enchente e vazante em todos os períodos sazonais. Para o mês da calibração, a enchente durou apenas 2:30 h, enquanto a vazante durou 10:30 h. Esta diferença ocorre devido a inflexão do canal e a assimetria de corrente. Assim, o modelo hidrodinâmico em OP-3 não foi capaz de reproduzir a brusca inversão da corrente. Para tal correção uma discretização mais refinada da área seria necessária além tanto em termos de modelagem computacional quanto de malhas amostrais.

No geral, é necessário ressaltar que o modelo hidrodinâmico do ERT representa de forma satisfatória a amplitude de maré e a velocidade segundo resultado alvo desse projeto. Contudo, visando a correção da fase e do erro em OP-3, é recomendável a aplicação de elementos de alta resolução no estuário inferior. O tamanho dos elementos aplicados neste modelo, no estuário inferior, foram de ~300m, assim, é recomendável a aplicação de elementos menores que 100 m (SHEN *et al.*, 2006; INOUE *et al.*, 2008). Sob certas condições, a resolução espacial dos elementos se mostrou mais eficaz no aperfeiçoamento do modelo em comparação a alterações nos dados de entrada (CROWDER & DIPLAS 2000; PAPANICOLAOU *et al.*, 2011). Além disso, outra recomendação é a extrapolação dos dados de LiDAR para abranger toda a área de manguezal, e assim, avaliar se há um aperfeiçoamento na calibração do modelo hidrodinâmico do ERT.

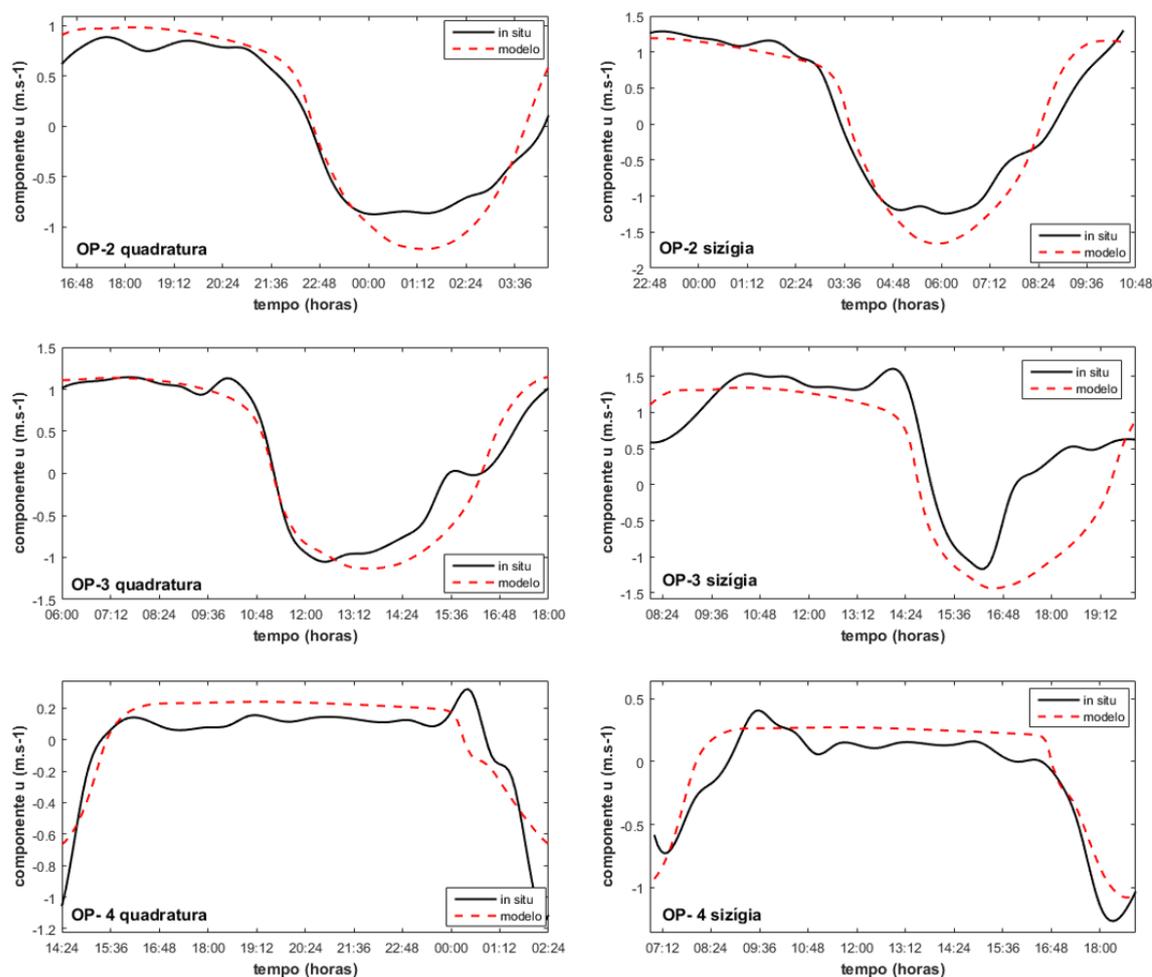


Figura 7-95: Comparação entre a velocidade modelada (modelo) e observada (*in situ*) referente ao modelo hidrodinâmico do rio Turiaçu. Valores positivos representam a vazante e valores negativos representam a enchente.

Tabela 7-25: Coeficiente de correlação de Pearson e raiz do erro médio quadrado para a análise da velocidade para os pontos de observação definidos para o modelo hidrodinâmico do rio Turiaçu.

Ponto de observação	Raiz do erro médio quadrado (m)	Erro (%)	Coeficiente de correlação de Pearson
OP-2 Quadratura	0,2228	12,69	0,9829
OP-2 Sizigia	0,2631	10,35	0,9745
OP-3 Quadratura	0,2263	9,64	0,9735
OP-3 Sizigia	0,6739	20,65	0,8579
OP-4 Quadratura	0,1823	12,31	0,9051
OP-4 Sizigia	0,1651	9,88	0,9633

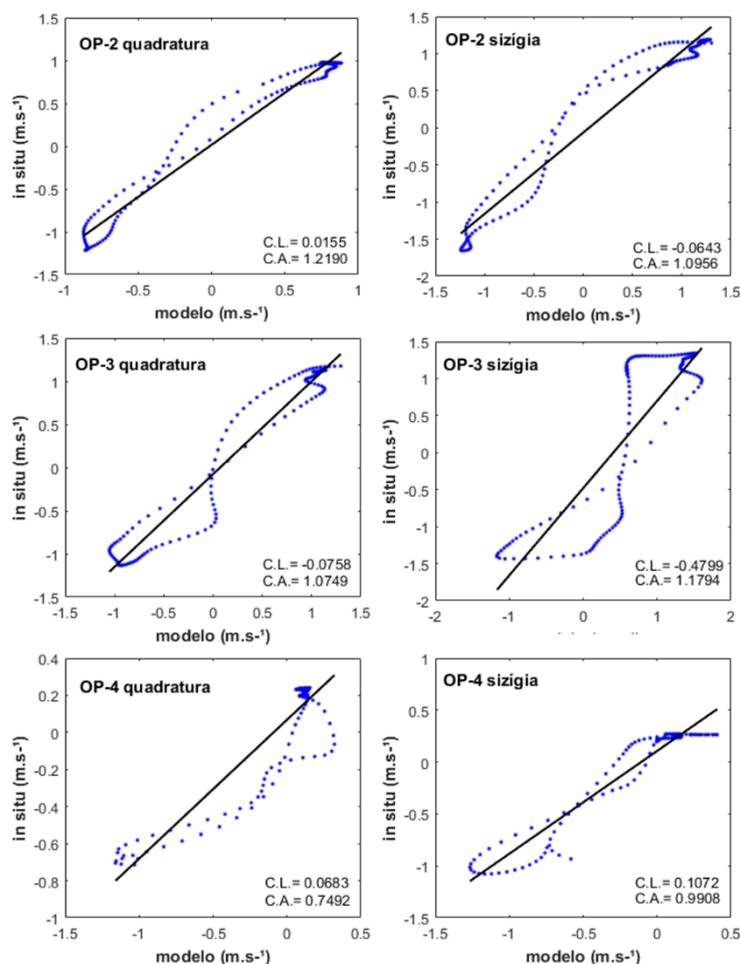


Figura 7-96: Correlação linear para cada ponto de observação entre a velocidade modelada e observada *in situ*; (C.L) coeficiente linear e (C.A) coeficiente angular da reta de correlação referente ao modelo hidrodinâmico do rio Turiaçu. Valores positivos representam a vazante e valores negativos representam a enchente.

Para o modelo hidrodinâmico do sistema estuarino Mojuim-Mocajuba o transporte foi calculado a partir de uma secção transversal no rio Mojuim durante dois ciclos de maré do período chuvoso. A Figura 7-97 representa a comparação entre o modelado e o observado, e é possível observar que o modelo conseguiu representar de forma satisfatória os padrões referentes a variação de vazão segundo a oscilação da maré dentro do canal estuarino.

O transporte de volume apresentou a diferença de $1000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, no máximo da vazante, entretanto, ao longo de um ciclo de maré o modelo simulou a hidrodinâmica com erro dentro do intervalo permitido para campo de velocidade ($<15\%$) com coeficiente de Nash-Sutcliffe de 0,8722 e o RMSE de 803,11, representando um erro de aproximadamente 11% (Tabela 7-26).

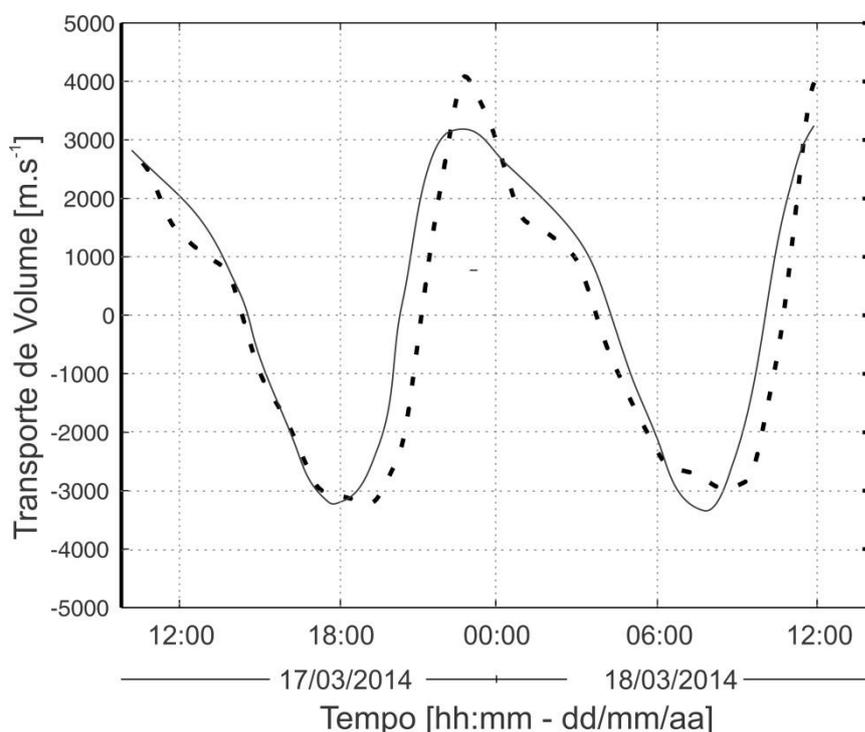


Figura 7-97: Série temporal do transporte para dados medidos (linha tracejada) e dados modelados (linha contínua) referente ao modelo hidrodinâmico do rio Mojuim.

Tabela 7-26: Coeficiente de correlação de Nash-Sutcliffe e Erro Quadrático Médio para os valores de transporte modelados e medidos referente ao modelo hidrodinâmico do rio Mojuim.

Estação	Coeficiente de Nash-Sutcliffe	Erro quadrático médio (m)
C3-seção	0,8722	803,11

Para o modelo hidrodinâmico do rio Sucuriçu, o transporte foi calculado a partir de uma seção transversal no rio Sucuriçu durante dois ciclos de maré do período chuvoso. As correlações de Pearson se apresentaram acima de 0,85 e o erro máximo foi de ~21% (Tabela 7-27). As Figura 7-98 e Figura 7-99 representam a comparação entre o modelado e o observado, e é possível observar que o modelo conseguiu representar de forma satisfatória os padrões referentes a variação de vazão segundo a oscilação da maré dentro do canal estuarino.

Tabela 7-27: Coeficiente de correlação de Pearson e raiz do erro médio quadrado para a análise do transporte para a seção transversal (CS1) definida para o modelo hidrodinâmico do rio Sucuriçu.

Seção		Raiz do erro médio quadrado (m)	Erro (%)	Coeficiente de correlação de Pearson
CS1	Quadratura	212,70	21,01	0,9567
	Sizígia	267,69	15,65	0,8882

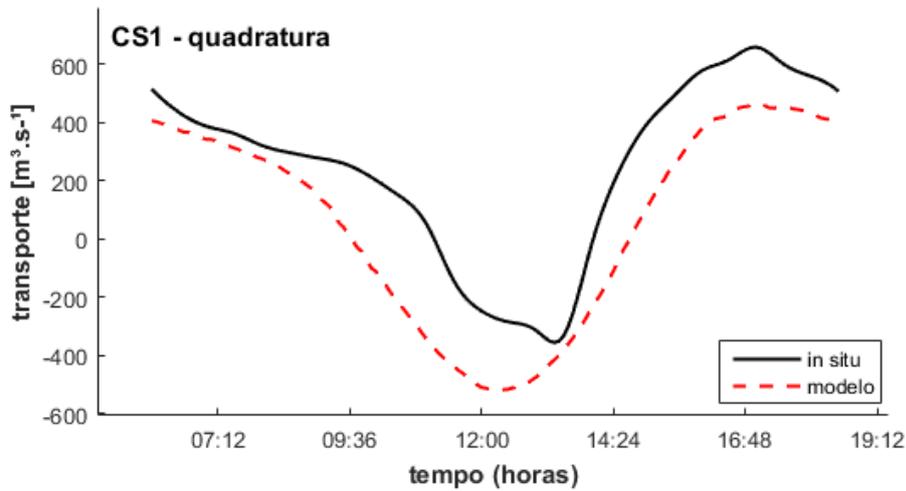


Figura 7-98: Comparação entre os sinais de transporte modelados (modelo) e observados (*in situ*) durante a quadratura, referente ao modelo hidrodinâmico do estuário do rio Sucuriju.

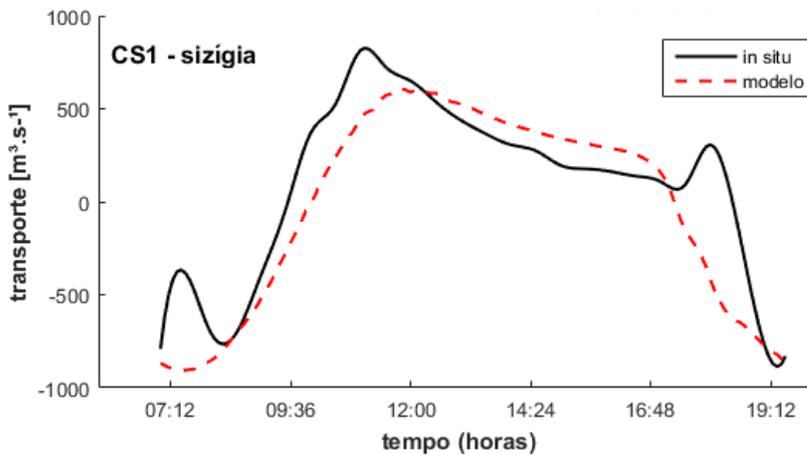


Figura 7-99: Comparação entre os sinais de transporte modelados (modelo) e observados (*in situ*) durante a sizígia, referente ao modelo hidrodinâmico do estuário do rio Sucuriju.

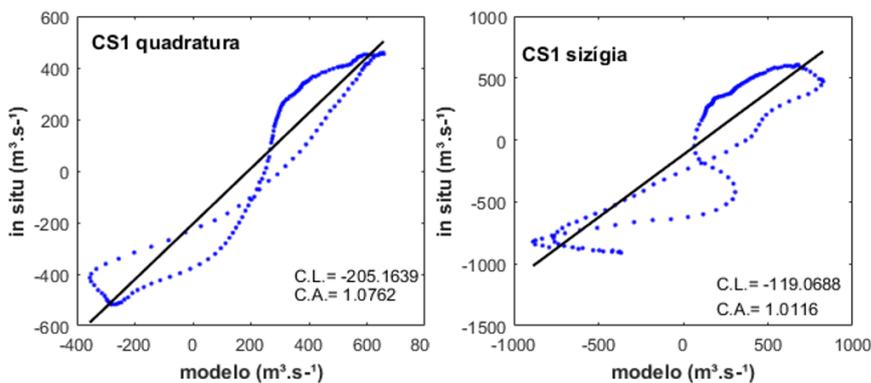


Figura 7-100: Correlação linear para a seção transversal entre o transporte modelado e observado (*in situ*) referente ao modelo hidrodinâmico do rio Sucuriju. À esquerda é a correlação em CS1 na quadratura, e à direita, a correlação em CS1 na sizígia. (C.L) coeficiente linear e (C.A) coeficiente angular da reta de correlação.

A implementação do modelo do estuário do rio Sucuriçu demandou um esforço operacional maior que os demais, pois a hidrodinâmica em seu canal principal é regida, além dos processos comuns aos demais, pelas trocas de massa entre este e a planície de inundação de grande extensão.

Além dessa hidrodinâmica singular, os dados de LiDAR abrangem apenas uma pequena porção da planície de inundação. Dessa maneira foram aplicados para as demais áreas da planície de inundação desse estuário dados de SRTM para a definição da altimetria. Entretanto, durante a implementação do modelo, verificou-se que a aplicação do SRTM no domínio continental do modelo de Sucuriçu não seria viável, uma vez que a altimetria apresentava valores acima de 15 m (Figura 7-119) o que corresponde a um MDS (Modelo Digital de Superfície) e não a um MDT (Modelo Digital de Terreno), ou seja, representava a copa das árvores e não o terreno.

Se os dados de SRTM, para a área em que não houve medição de LiDAR, fossem utilizados sem processamento adequado, os altos valores altimétricos impediriam a troca de fluido entre o canal estuarino com a planície de inundação como observado durante o processo de calibração do modelo.

Para diminuir esse erro, foi calculada a diferença altimétrica entre o SRTM e o LiDAR (para a área em que ambos os dados estavam disponíveis) com o intuito de diminuir o valor das cotas. Essa diferença foi de 16,56 m \pm 4,4 m. Assim, a altimetria de SRTM aplicada ao modelo foi rebaixada 16 m, baseado nesta diferença entre o SRTM e o LiDAR.

Durante a calibração, também foi necessário diminuir o valor da cota altimétrica em algumas porções do domínio para permitir a reprodução dos níveis de maré e de transporte no estuário, possibilitando o melhor desempenho do modelo. Esse procedimento ocorreu principalmente em áreas próximas ao canal, ou seja, em suas margens e teve como resultado a otimização do modelo que pode ser verificada nas Figura 7-101 e Figura 7-102.

Esse processamento permitiu a interação do canal estuarino com um lago próximo e um aumento na área da interação do canal estuarino com o oceano. A linha vermelha representa a calibração, mencionada na Figura 7-98 e Figura 7-99; a linha azul representa um modelo anterior na qual esta região apresentava valores altimétricos de \sim 3 m; e a linha preta é a curva dos dados *in situ*.

Comparação do transporte em Sucuriçu (quadratura) após os rebaixamentos

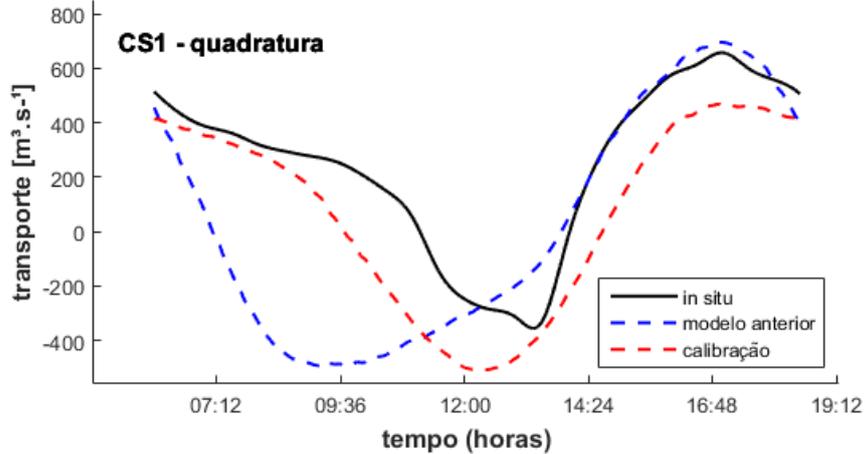


Figura 7-101: Comparação entre os sinais de transporte modelados (modelo anterior e calibração) e observados (*in situ*) durante a quadratura, referente ao modelo hidrodinâmico do estuário do rio Sucuriçu.

Comparação do transporte em Sucuriçu (sizígia) após os rebaixamentos

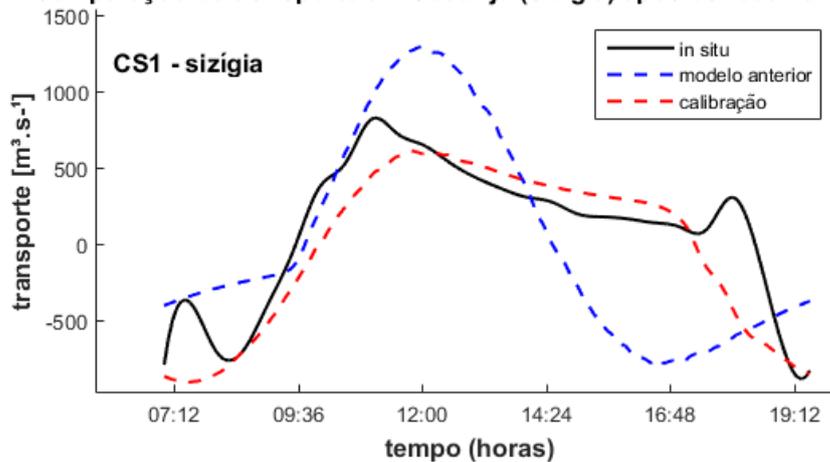


Figura 7-102: Comparação entre os sinais de transporte modelados (modelo anterior e calibração) e observados (*in situ*) durante a sizígia, referente ao modelo hidrodinâmico do estuário do rio Sucuriçu.

7.4.1.3. Bases hidrodinâmicas

Bases hidrodinâmicas, que contém informações sobre os padrões hidrodinâmicos (variação de superfície livre e campo de velocidade) ao longo de todo o domínio estabelecido, foram o principal resultado da implementação de modelos numéricos.

Após a calibração, todos os modelos foram simulados para o período de 1º de dezembro de 2015 a 1º de janeiro de 2017 a fim de gerar bases hidrodinâmicas utilizadas para:

- análise de frequência de alagamento;
- cálculo dos índices numéricos de energia cinética e trabalho;

- desenvolvimento de modelos de dispersão de óleo e, por conseguinte, cálculo de suscetibilidade ao toque de óleo.

Todos os modelos indicaram necessidade de um período inferior a 1 mês para aquecer. Contudo, o modelo do rio Sucuriju, devido a presença de lagos, indicou necessidade de 2 meses, dessa forma sua simulação foi iniciada no dia 1º de novembro de 2015.

7.4.1.4. Transporte de massa continente-plataforma

Com o intuito de quantificar o transporte de massa entre o continente e a plataforma através do delta do rio Amazonas e o estuário do rio Pará, o modelo hidrodinâmico Pará-Amazonas foi utilizado.

Para esta quantificação foram definidas 5 seções transversais (Figura 7-103): 4 nos canais do delta do rio Amazonas e 1 no estuário do rio Pará, e analisados 8 cenários distintos de acordo com a sazonalidade dos principais corpos de água que deságuam nesse sistema.

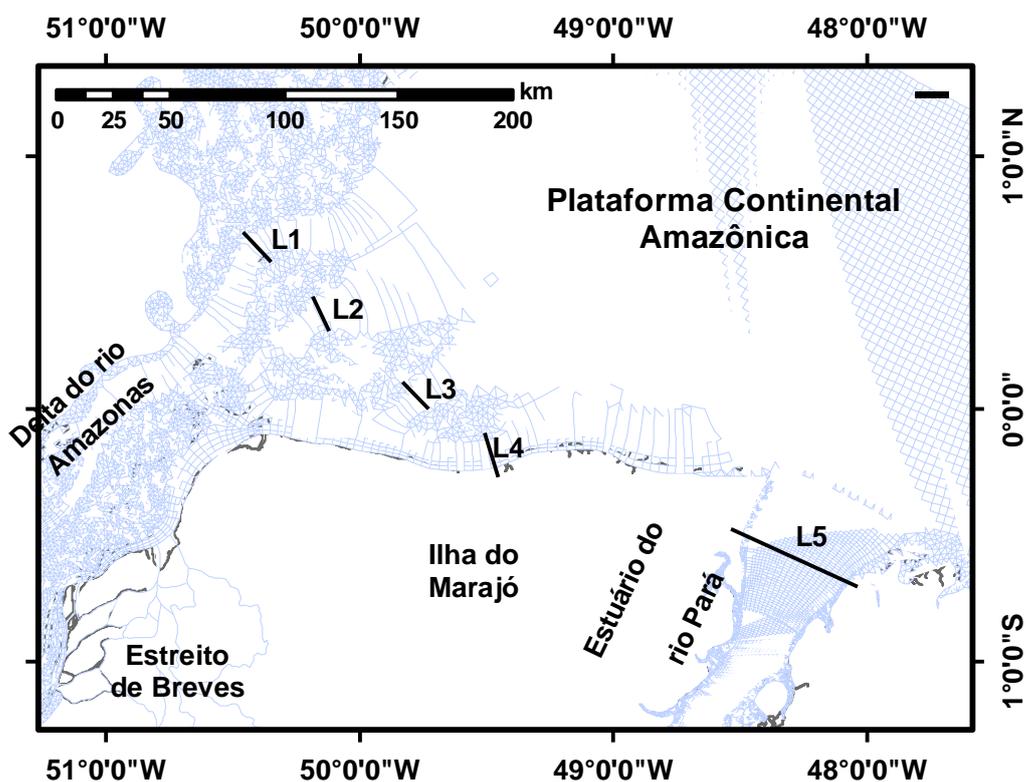


Figura 7-103: Seções transversais definidas no domínio do modelo dos rios Pará e Amazonas para a análise de descarga.

Durante a implementação do modelo, o aporte fluvial foi determinado para os 4 principais tributários do sistema: rio Amazonas, rio Tapajós, rio Xingu e rio Tocantins; que, devido sua alta descarga (Figura 7-80), com magnitude maior que $10^4 \text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, governam a variação sazonal do aporte continental desse sistema estuarino para o oceano.

Os cenários consideraram, além da variação sazonal dos tributários, as condições da maré (sizígia e quadratura), que se classifica como macromaré e, portanto, é uma das principais forçantes dos padrões hidrodinâmicos que ocorrem na área de estudo. Os 8 cenários são:

- Junho/Sizígia: Maré de sizígia durante máxima descarga do rio Amazonas.
- Junho/Quadratura: Maré de quadratura durante máxima descarga do rio Amazonas.
- Outubro/Sizígia: Maré de sizígia durante mínima descarga dos rios Tocantins, Tapajós e Xingu.
- Outubro/Quadratura: Maré de quadratura durante mínima descarga dos rios Tocantins, Tapajós e Xingu.
- Novembro/Sizígia: Maré de sizígia durante mínima descarga do rio Amazonas.
- Novembro/Quadratura: Maré de quadratura durante mínima descarga do rio Amazonas.
- Abril/Sizígia: Maré de sizígia durante máxima descarga dos rios Tocantins, Tapajós e Xingu.
- Abril/Quadratura: Maré de quadratura durante máxima descarga dos rios Tocantins, Tapajós e Xingu.

A descarga líquida foi calculada para um ciclo de maré, que foi determinado a partir da leitura da variação de superfície livre de 2 pontos de observação, o primeiro no delta do rio Amazonas e o segundo no estuário do rio Pará (ambos próximos as seções transversais já mencionadas).

7.4.1.5. Estudo energético das planícies de inundação

A discretização do domínio sobre áreas referentes a planícies de inundação permite uma melhor análise dos ambientes em relação a modelos cujo domínio contempla apenas as principais áreas de transporte de massa, como os canais dos rios e a plataforma adjacente.

Reproduzir a hidrodinâmica entre a planície de inundação e os canais interligados a ela permite compreender as possíveis trocas de massa entre esses ambientes e melhor gerenciá-los frente a dispersão de substâncias, sejam elas de fontes naturais ou antrópicas como, por exemplo, o óleo. Dessa forma, compreender a distribuição energética dessas planícies é fundamental para o gerenciamento dessas áreas, pois pode indicar características referentes a taxa de inundação, troca de massa e suscetibilidade a interação com determinado contaminante.

O modelo hidrodinâmico é capaz de indicar o quão energético o ambiente pode ser quando se analisa seu campo de velocidade e propagação da maré, sendo essa a principal forçante quando se implementa um modelo na zona costeira amazônica em comparação com vento e onda.

A dinâmica foi quantificada por seu grau energético a partir da quantificação da energia cinética, do trabalho e pela frequência de alagamento das áreas inundáveis.

A energia cinética da área referente à planície de inundação foge as análises energéticas que ocorrem na bibliografia visto que é calculada para um ponto de grade que possui informações apenas referentes a velocidade (\vec{u} e \vec{v}) e nível de superfície livre.

O intervalo de análise de 1 ano, definido assim com o intuito de contemplar variações sazonais do ambiente, também dificulta análises mais complexas visto a interação das componentes em ambiente computacional para uma densa malha de pontos.

A fim de otimizar computacionalmente o cálculo da energia cinética, propõe-se definir em sua forma mais clássica como a energia de um corpo em movimento e, portanto, utilizando a Equação 2:

$$Ec = \frac{m * |\vec{V}|^2}{2}$$

Equação 2

onde: Ec é a energia cinética expressa em J, m é a massa do corpo em movimento expressa em kg e; \vec{V} é o módulo do vetor velocidade em m/s.

Traduzindo para o nosso problema, tem-se que o corpo é um volume de água incompressível que possui uma determinada velocidade, sem trocas de massa com o meio.

A densidade é a relação entre a massa e o volume de um determinado corpo (Equação 3) e o volume é o produto da área pela altura (Equação 4), esta última variando no tempo em função da propagação da maré:

$$\rho = \frac{m}{Vol}$$

Equação 3

e

$$Vol = A * h$$

Equação 4

onde: ρ é a densidade em kg/m³, Vol é o volume m³, A é a área em m² e h é a altura em m obtida pela diferença do nível de superfície livre pela cota altimétrica. Os cálculos foram definidos para uma unidade de área e, portanto, A possui valor de 1 m² para todos os pontos de grade.

Assim, obtém-se uma equação que é capaz de quantificar a energia relacionada ao movimento (Equação 5) que, mesmo desprezando processos turbulentos, gera um índice que foi utilizado como um *proxy* da Sensibilidade das florestas de mangue a manchas de óleo, este índice considera a velocidade e a altura da coluna d'água para determinado ponto de grade e passo de tempo:

$$Ec = \frac{\rho * A * h * |\vec{V}|^2}{2}$$

Equação 5

A partir da Equação 5, a energia cinética foi calculada para cada ponto de grade a cada 1 hora ao longo de 1 ano. Ao fim do processamento foi gerado 8784 dados para cada um dos 97976 pontos de grade.

Uma vez que o cálculo se aplica apenas para as áreas inundáveis, os dados foram interpolados para uma grade regular apenas sobre essas áreas com uma resolução de 10x10m.

A frequência de alagamento foi obtida a partir da análise pontual, segundo a qual, se o elemento possui nível de superfície livre maior que a cota topográfica, logo naquele momento o elemento está alagado.

Após a verificação para um período de 1 ano com intervalos de 1 hora, foi quantificado o número de instantes em que o elemento estava alagado e esse valor foi dividido pelo número total de instantes e extraído em porcentagem.

Da mesma maneira que a energia cinética, o cálculo se aplica apenas para as áreas inundáveis e, por isso, os dados foram interpolados para uma grade regular apenas sobre essas áreas com uma resolução de 10mx10m.

Processos turbulentos poderiam ser utilizados para se determinar a capacidade de remoção física e biológica do óleo, entretanto a aplicação de modelo em 2D limita os parâmetros disponíveis para esses cálculos. Assim optou-se por calcular a capacidade de remoção física a partir do cálculo do trabalho, pois a partir desse é possível quantificar o volume de fluido transportado (ou mobilizado) utilizando durante o cálculo os parâmetros disponíveis a partir das bases hidrodinâmicas. Pela mecânica clássica, o trabalho é o produto da força e distância e, a força é a derivada do momento no tempo. Assim o trabalho é calculado pela Equação 6:

$$\tau = |\vec{V}| * \frac{\Delta m}{\Delta t} * d$$

Equação 6

onde: τ é o trabalho em J, Δm é a variação de massa do elemento de grade expressa em kg, Δt o intervalo de tempo em s, \vec{V} é o módulo do vetor velocidade em m/s e, d o deslocamento em m.

Utilizando se as Equação 3 e Equação 4 na Equação 6 tem -se:

$$\tau = \vec{V} * \rho * A * \frac{|h_1 - h_2|}{\Delta t} * d$$

Equação 7

A partir da Equação 7, o trabalho foi calculado para cada ponto de grade a cada 1 hora ao longo de 1 ano. Ao fim do processamento foi gerado 8783 dados para cada um dos 97976 pontos de grade.

Os cálculos foram definidos para uma unidade de comprimento e, portanto, d possui valor de 1 m e A possui valor de 1 m² para todos os pontos de grade.

Uma vez que o cálculo do trabalho também se aplica apenas para as áreas inundáveis, os dados foram interpolados para uma grade regular sobre essas áreas com uma resolução de 10mx10m.

7.4.2. Resultados

7.4.2.1. Bases hidrodinâmicas

As bases hidrodinâmicas foram o principal produto da implementação de modelos hidrodinâmicos da zona estuarina e floresta de mangue pois permitiu a quantificação de massa trocadas entre continente e plataforma continental através dos maiores corpos d'água da zona costeira estudada, bem como a

dinâmica na planície de inundação disponibilizando dados numéricos para a quantificação da vulnerabilidade no manguezal.

Essas bases (

Figura 7-104 a Figura 7-108) apresentam a simulação hidrodinâmica dos domínios propostos para o período de 1º de dezembro de 2015 a 1º de janeiro de 2017, com dados a cada hora para cada ponto de grade.

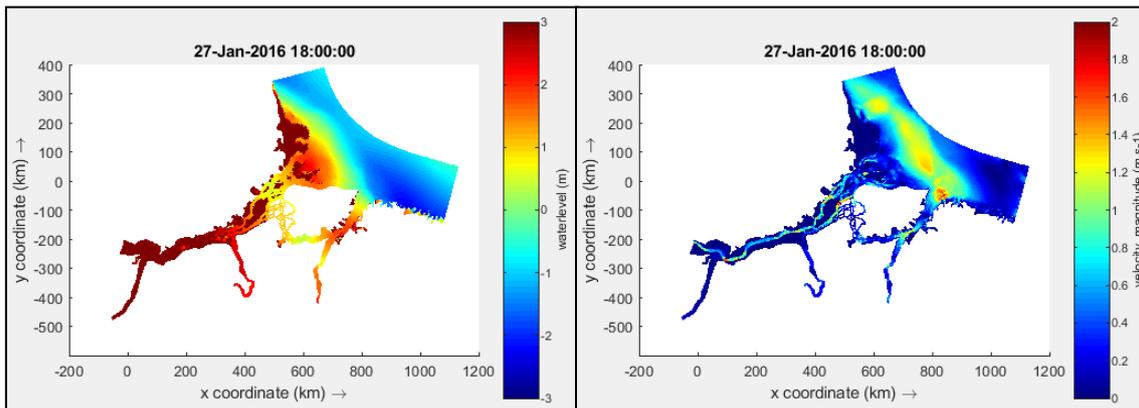


Figura 7-104: Captura de nível de superfície livre (esquerda) e magnitude de corrente (direita) instantâneos a partir de base hidrodinâmica gerada pela simulação do modelo hidrodinâmico Para-Amazonas.

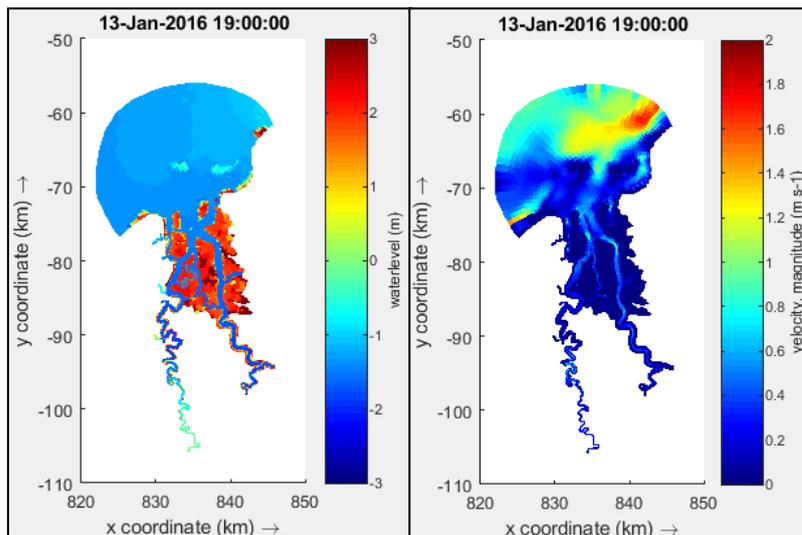


Figura 7-105: Captura de nível de superfície livre (esquerda) e magnitude de corrente (direita) instantâneos a partir de base hidrodinâmica gerada pela simulação do modelo hidrodinâmico de SCO.

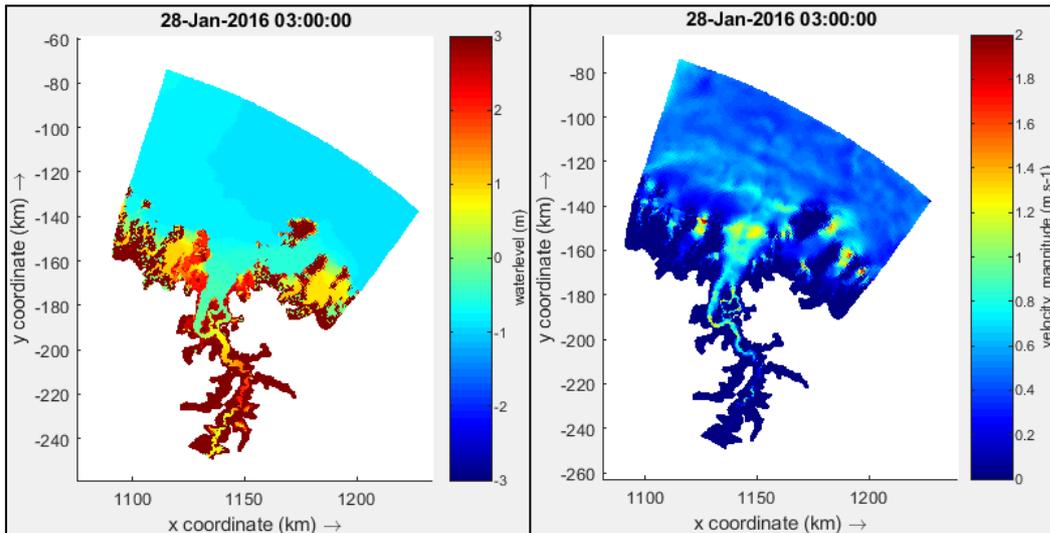


Figura 7-106: Captura de nível de superfície livre (esquerda) e magnitude de corrente (direita) instantâneos a partir de base hidrodinâmica gerada pela simulação do modelo hidrodinâmico do rio Turiaçu.

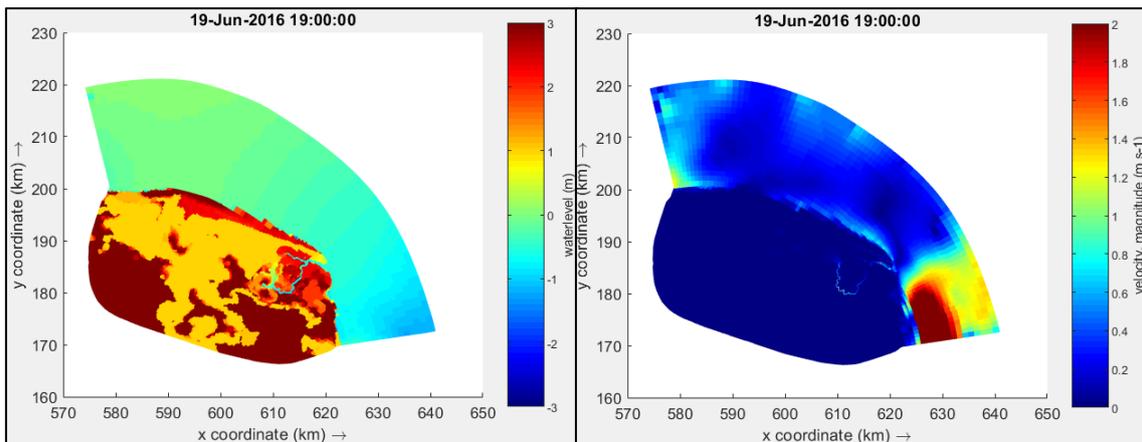


Figura 7-107: Captura de nível de superfície livre (esquerda) e magnitude de corrente (direita) instantâneos a partir de base hidrodinâmica gerada pela simulação do modelo hidrodinâmico do rio Sucuriçu.

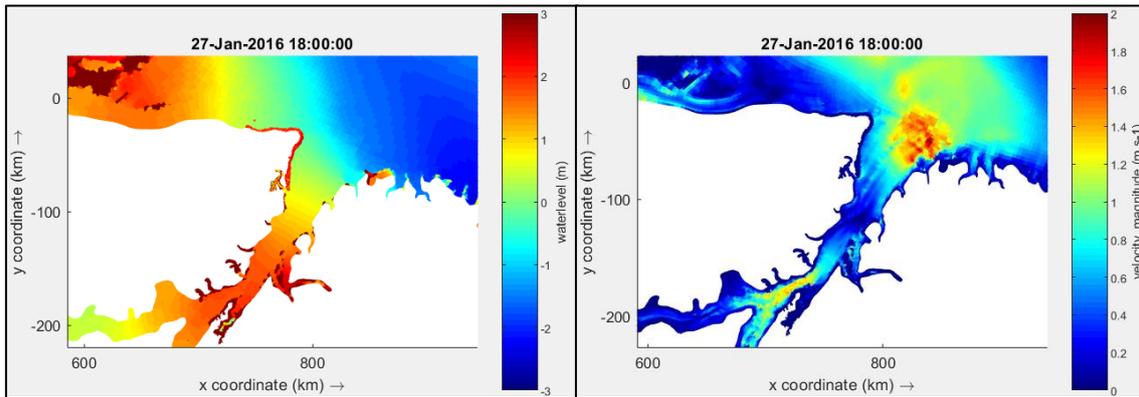


Figura 7-108: Captura de nível de superfície livre (esquerda) e magnitude de corrente (direita) instantâneos a partir de base hidrodinâmica gerada pela simulação do modelo hidrodinâmico de Soure.

7.4.2.2. Transporte de massa continente-plataforma

A partir da base hidrodinâmica do modelo Pará-Amazonas, foi quantificado o aporte continental do sistema estuarino Pará-Amazonas e analisada sua variação segundo sazonalidade e maré (Tabela 7-28 e Figura 7-109).

Tabela 7-28: Descarga líquida ao longo de um ciclo de maré referentes aos 8 cenários simulados para o modelo Pará-Amazonas segundo base hidrodinâmica, valores positivos indicam direção a jusante.

Cenários	L1	L2	L3	L4	L5
Junho/quadratura	986	-5	2	930	194
Junho/sizígia	872	-14	-6	808	19
Outubro/ quadratura	475	-3	-9	536	104
Outubro / sizígia	493	-10	-12	494	78
Novembro/ quadratura	457	-5	-10	489	78
Novembro / sizígia	397	-10	-14	423	78
Abril/ quadratura	931	-6	-2	921	293
Abril/ sizígia	975	-12	-3	904	218

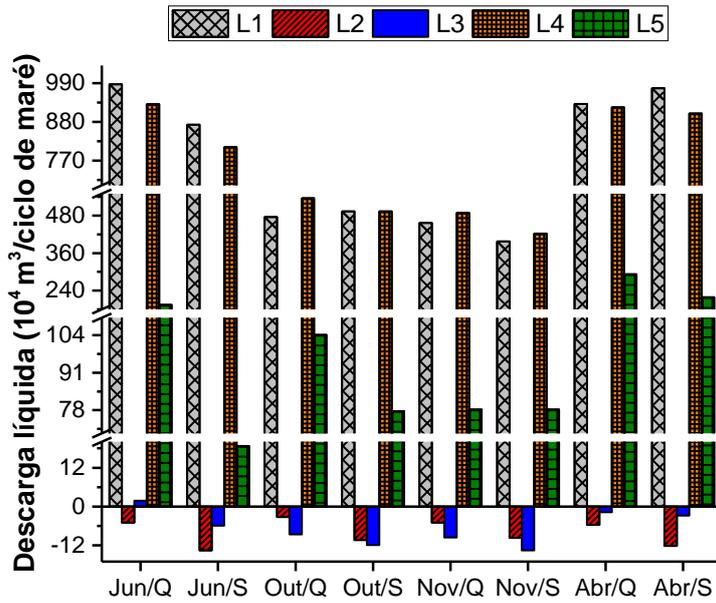


Figura 7-109: Descarga líquida ao longo de um ciclo de maré referentes aos 8 cenários simulados para o modelo Pará-Amazonas segundo base hidrodinâmica, valores positivos indicam direção a jusante.

As seções L1 e L4 apresentaram os maiores valores de descarga quando comparados com os valores apresentados pelas seções L2 e L3. As seções mais externas no delta do Amazonas (L1 e L4) apresentaram valores na magnitude de 10^6 m^3 que em junho e abril alcançam magnitudes próximas a 10^7 m^3 . Esses altos valores de descarga líquida encontrados para o delta do rio Amazonas são de similar magnitude àqueles encontrados por Geyer *et al.* (1996).

Segundo a simulação L1 e L4 se diferenciam de L2 e L3 não só pela magnitude, mas também pela direção do fluxo. Além de apresentar magnitude na ordem de 10^5 m^3 , as seções internas no delta do Amazonas apresentam seu fluxo em direção à montante, representado por valores negativos (Figura 7-110).

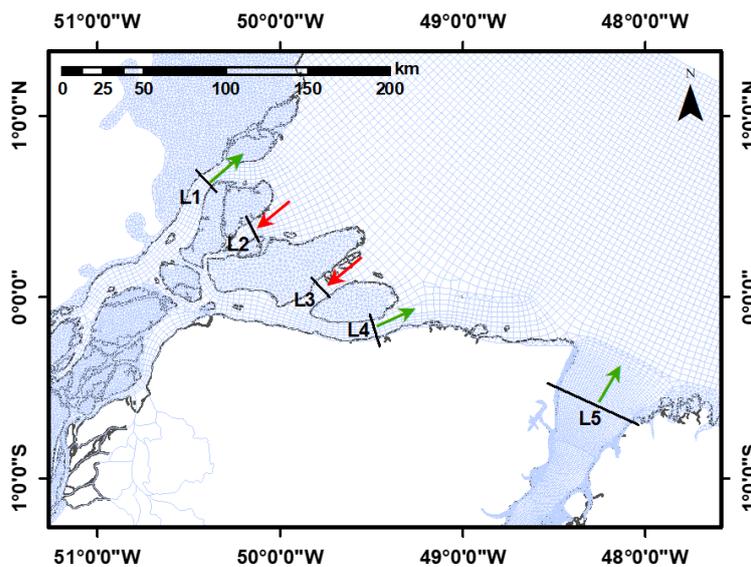


Figura 7-110: Representação do fluxo preferencial da vazão no sistema estuarino Pará-Amazonas.

A seção definida no estuário do rio Pará (L5) apresentou descarga líquida na magnitude entre 10^5 e 10^6 m³. A variação da descarga nesta seção é regida principalmente pela variação sazonal da descarga do rio Tocantins com pouca influência das variações ocorridas na vazão do rio Amazonas.

Há poucos estudos com foco similar tendo como área de interesse o estuário do rio Pará, e, quando ocorrem, apresentam análises pontuais não integrando toda a largura do canal, como por exemplo, Baltazar *et al.* (2011), entretanto, a literatura cinza (teses e dissertações) sobre a área de estudo corrobora com os resultados encontrados.

Em síntese, o modelo representou de forma satisfatória a hidrodinâmica do sistema estuarino Pará-Amazonas segundo o que já foi apresentado em relatório pretérito que discutiu a calibração do modelo baseados em dados obtidos *in situ*.

É importante também observar a magnitude da descarga nas seções definidas e sua variação segundo condição de maré e sazonalidade das bacias dos 4 principais rios considerados durante a implementação do modelo.

7.4.2.3. Diferente resposta hidrodinâmica na planície de inundação segundo dados topográficos

A partir dos resultados obtidos pela interpolação das cotas batimétricas obtidas por LiDAR na grade do modelo de São Caetano de Odivelas, observou-se áreas com predominância de cotas com valor aproximado à 2 m (Figura 7-111).

Visto que SANTOS (2016) verificou, para o rio Mojuim, na altura da cidade de São Caetano de Odivelas, valores de altura de maré de 5 m, tem-se a indicação de que grande área da planície de inundação proposta está sujeita a processos de alaga e seca segundo o regime de maré.

Devido à natureza do dado de SRTM e o desenvolvimento das florestas de mangue da zona costeira amazônica, pode-se notar que a altimetria interpolada dessa fonte de dados apresentou cotas em torno de 20 m nas áreas de inundação (Figura 7-111).

Com a utilização de dados de LiDAR, pode-se observar que essas áreas apresentam topografias muito baixas (aproximadamente 2m), como resultado, a diferença altimétrica entre o modelo que utiliza dados de SRTM e aquele que utiliza LiDAR ultrapassa os 10 metros em grande parte do domínio (Figura 7-112 e Figura 7-116- A).

Tal resultado tem grande impacto na troca de massa entre os canais e a planície de inundação, o que interfere diretamente nos valores de frequência de alagamento para cada um dos cenários propostos (simulação com LiDAR e com SRTM) (Figura 7-113 e Figura 7-114).

Com a utilização de dados SRTM aproximadamente 95% da área analisada não está sujeita à inundação. Por outro lado, quando se utiliza dados LiDAR esse valor reduz para 12% (Figura 7-115).

Dessa forma, conclui-se que a necessidade de alta qualidade de dados altimétricos equivale àquele referente a dados batimétricos, de acordo com a finalidade dos modelos propostos para a zona costeira amazônica, como, por exemplo, a dispersão de contaminantes em ambiente natural. Sendo a batimetria

amplamente reconhecida como um dos principais parâmetros de configuração para que um modelo hidrodinâmico represente o ambiente de forma satisfatória.

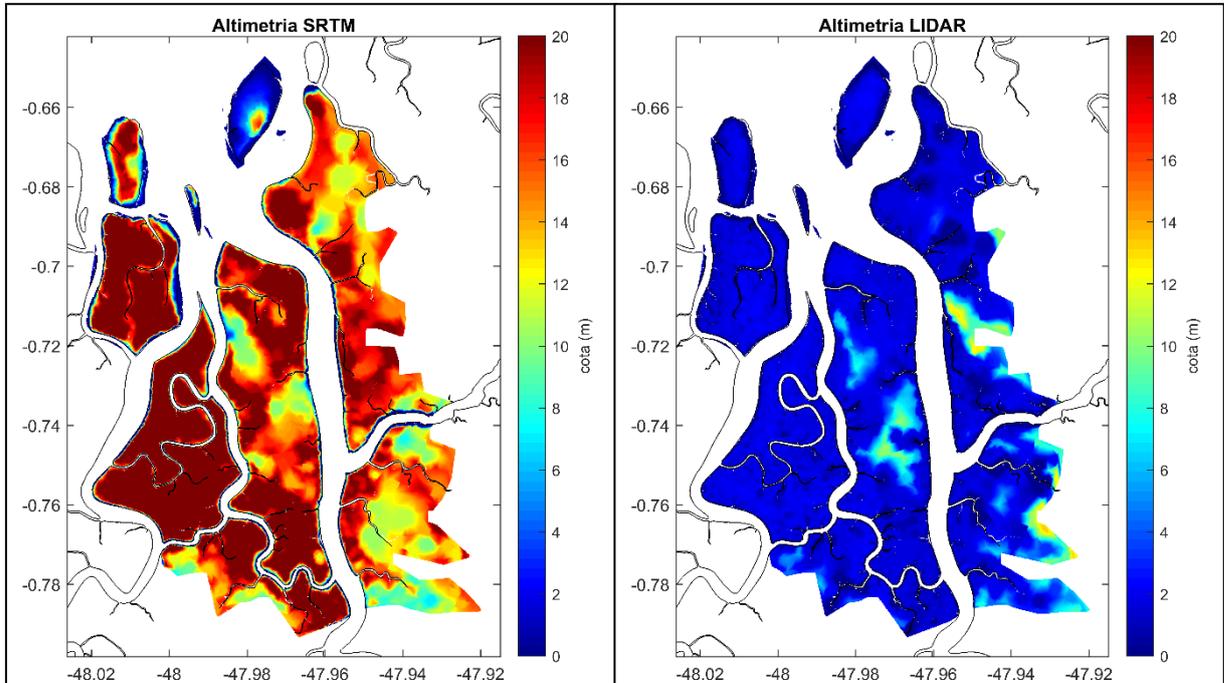


Figura 7-111: Cota altimétrica da planície de inundação do modelo de São Caetano de Odivelas. À esquerda cota interpolada a partir de dados de SRTM e à direita cota interpolada a partir de dados de LiDAR.

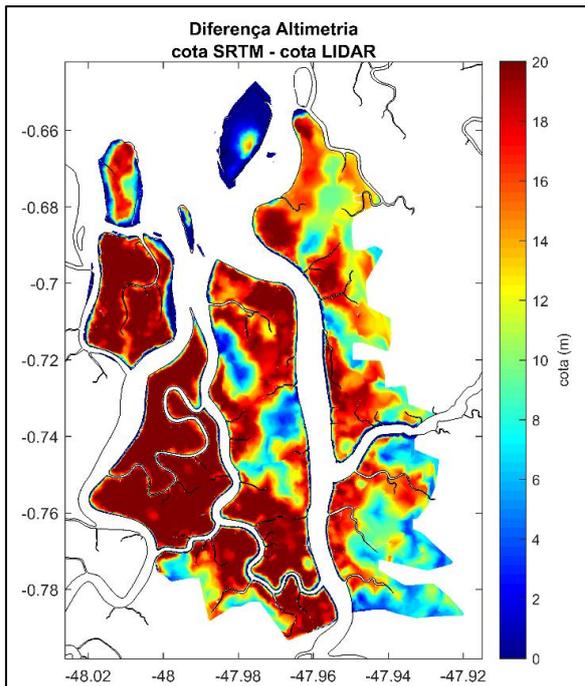


Figura 7-112: Diferença entre a cota altimétrica interpolada a partir de dados de SRTM e aquela interpolada a partir de dados de LiDAR, ambas interpoladas para a provável área sujeita a inundação. Avaliação realizada utilizando os resultados da simulação do modelo de São Caetano de Odivelas.

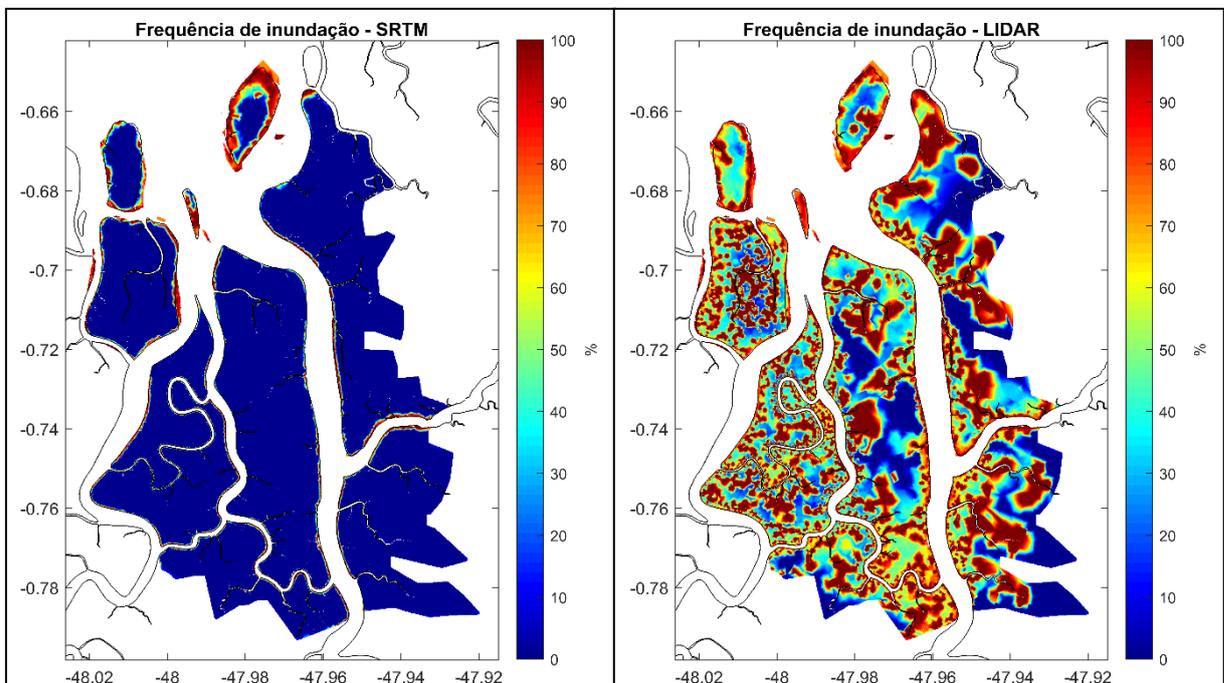


Figura 7-113: Frequência de inundação da planície de inundação do modelo de São Caetano de Odivelas, para o mês de fevereiro de 2016. À esquerda resultado para modelo utilizando dados altimétricos de SRTM, à direita utilizando dados altimétricos de LiDAR.

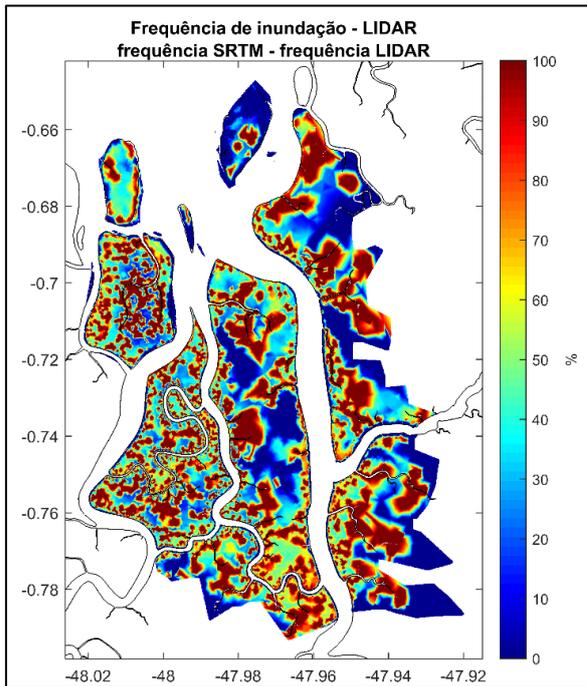


Figura 7-114: Diferença entre a frequência de inundação para o modelo utilizando dados altimétricos de LiDAR e aquele utilizando dados altimétricos de SRTM. Avaliação realizada utilizando os resultados da simulação do modelo de São Caetano de Odivelas.

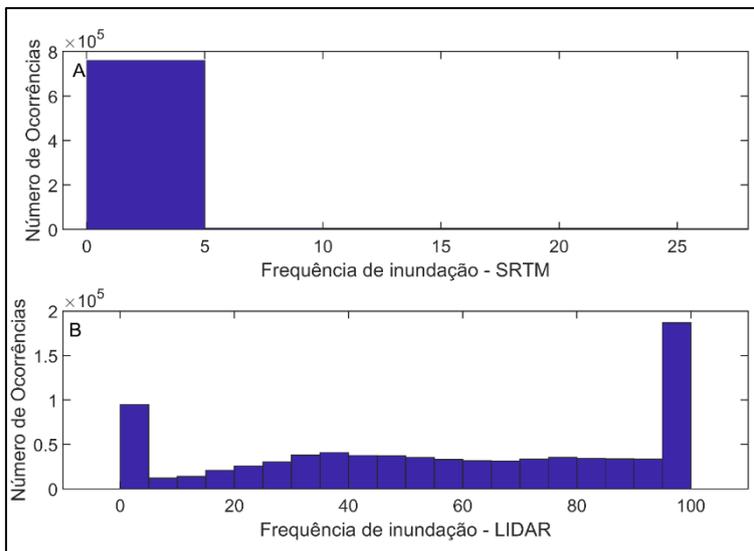


Figura 7-115: Análise de frequência para o percentual de ocorrência de inundação para cada ponto da grade regular definida para o estudo da planície de inundação do modelo de São Caetano de Odivelas. O número de ocorrências se refere ao número de pontos de grade em que determinado intervalo de frequência de inundação foi observado. Em (A) resultados para o modelo utilizando dados altimétricos de LiDAR e em (B) para aquele utilizando dados altimétricos de SRTM.

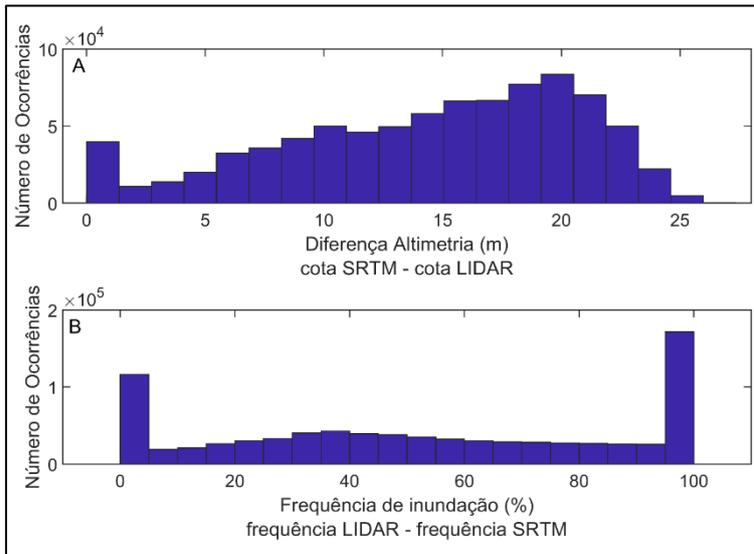


Figura 7-116: Análise de frequência a diferença de resultados de interpolação de altimetria e ocorrência de inundação (%). Em (A), o número de ocorrências se refere ao número de pontos de grade em que determinado intervalo de diferença entre a cota altimétrica determinada por SRTM e aquela determinada por LiDAR foi observado. Em (B), o número de ocorrências se refere ao número de pontos de grade em que determinado intervalo de diferença entre a de frequência de inundação segundo modelo utilizando dados LiDAR e aquele utilizando dados SRTM foi observada.

Para o domínio do modelo do rio Turiaçu, a altura média obtida pela interpolação das cotas altimétricas de LiDAR foi de 2,88 m, sendo predominante as cotas entre 2 m e 4 m (Figura 7-117). A diferença média encontrada entre o SRTM e o MDT produzido pelo LiDAR foi de 5,65 m, o que está de acordo com a precisão vertical do SRTM para a América do Sul, de 6,2 m (RODRIGUEZ *et al.*, 2006; GROHMANN *et al.*, 2008).

Semelhante ao rio Mojuim, os valores de altura de maré para esta região (7,36 m) são maiores que em comparação às cotas altimétricas, o que indica que a planície de inundação proposta está sujeita aos processos de alaga e seca segundo o regime de maré.

O dado de SRTM apresentou cota média de 8,54 m. Além disso, observou-se áreas com predominância de cotas com valor entre 8 e 15 m. Com a utilização de dados de LiDAR, pode-se observar que essas áreas apresentam topografias mais baixas (aproximadamente 3 m), como resultado, a diferença altimétrica entre o modelo que utilizada dados de SRTM e aquele que utiliza LiDAR ultrapassa os 5 metros em grande parte do domínio.

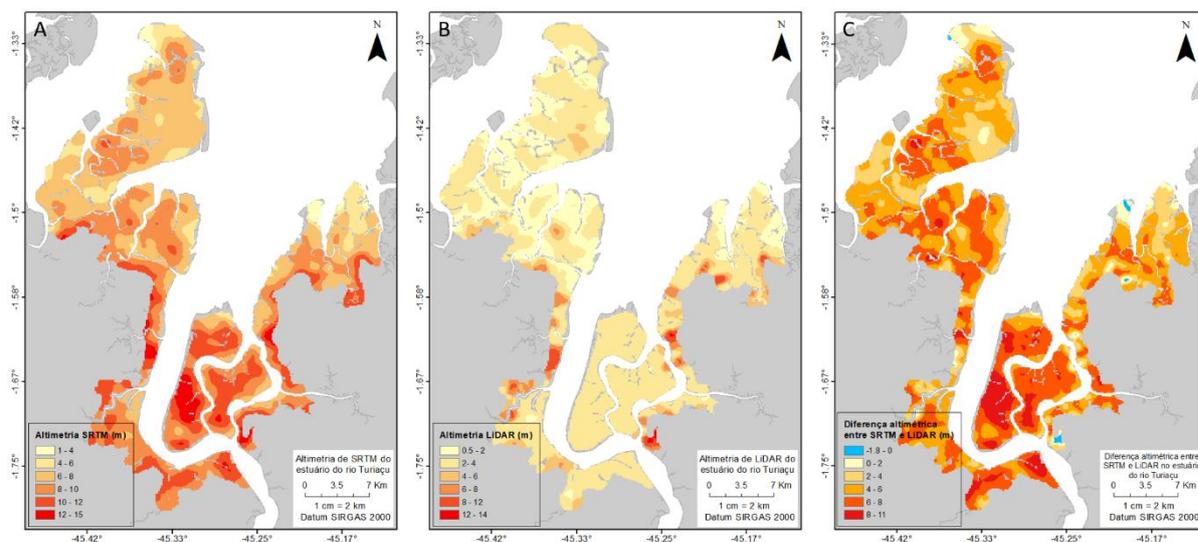


Figura 7-117: Mapa ilustrando a altimetria do estuário do rio Turiaçu para a área onde o sobrevoo de LiDAR foi realizado. A) Representação da altimetria por SRTM; B) representação da altimetria obtido pelo sobrevoo de LiDAR; C) a diferença para a área entre os valores obtidos por SRTM e LiDAR.

O detalhamento dos parâmetros altimétricos e de rugosidade do domínio continental do modelo hidrodinâmico do rio Turiaçu permitiram aperfeiçoamentos na precisão do modelo. Após a inclusão da altimetria de LiDAR, observou-se uma redução nos valores de RMSE de $\sim 1\%$ para a maré e $\sim 3\%$ para a velocidade no canal estuarino em comparação a modelos com LiDAR ausente.

A utilização do estudo de uso e cobertura de terra para o cálculo da rugosidade proporcionou a reprodução da inversão de fluxo observada *in situ* no baixo estuário do rio Turiaçu (Figura 7-118).

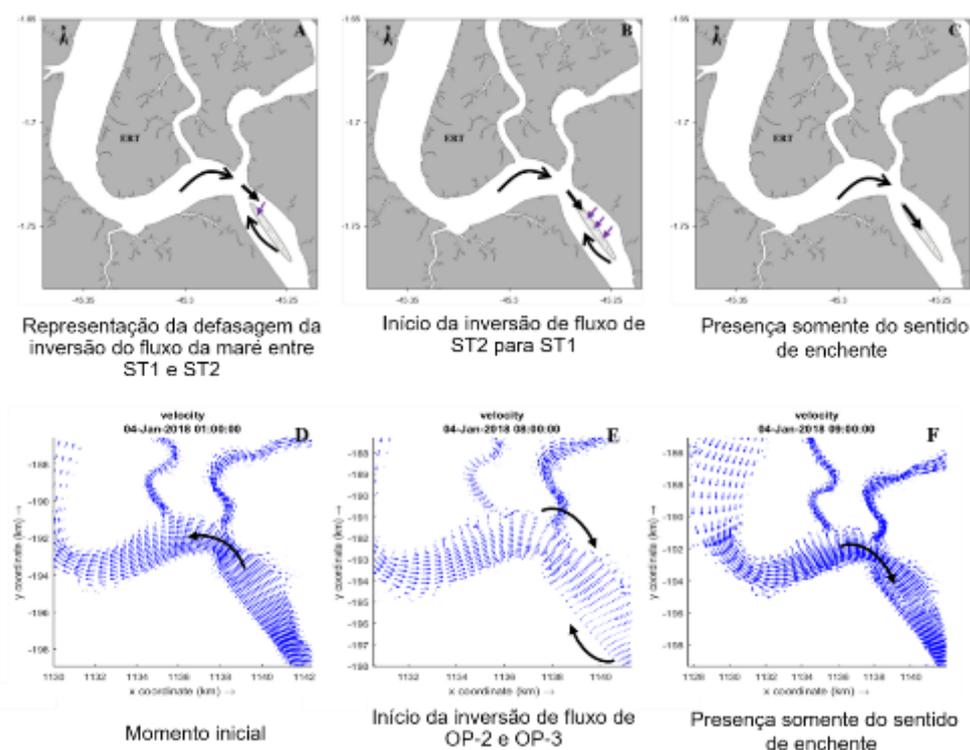


Figura 7-118: Representação esquemática do percurso das correntes no rio Turiaçu. Comparação do observado *in situ* e resultados do modelo hidrodinâmico na seção do baixo estuário. A) Representação da defasagem da inversão do fluxo da maré entre ST1 e ST2; B) início da inversão de fluxo de ST2 para ST1; e C) o fluxo apresenta sentido de enchente nos dois pontos, ST1 e ST2; D) representação da defasagem da inversão do fluxo no cenário S2; E) início da inversão de fluxo; F) o fluxo apresenta o mesmo sentido nas duas margens.

Para o modelo hidrodinâmico do estuário do rio Sucuriju, o dado de SRTM apresentou cota média de 19,35 m, com predominância entre 16 e 25 m. Após a inclusão de dados de LiDAR, pode-se observar que essas áreas apresentam topografias mais baixas (aproximadamente 3 m), como resultado, a diferença altimétrica entre o modelo que utiliza dados de SRTM e aquele que utiliza LiDAR ultrapassa os 16 metros em grande parte do domínio (Figura 7-119).

Semelhante ao modelo hidrodinâmico do ERT, a altimetria de LiDAR permitiu uma redução nos valores de RMSE de ~6,6% para a maré e ~6,44% para o transporte no canal estuarino em comparação ao modelo sem LiDAR.

Assim, os modelos hidrodinâmicos são afetados tanto pela batimetria do canal (rio ou estuário), quanto pela a topografia (altimetria) circundante da planície de inundação visto a troca de massa entre estas fisiografias, logo, estes parâmetros afetam diretamente a precisão do modelo (MERWADE *et al.*, 2008).

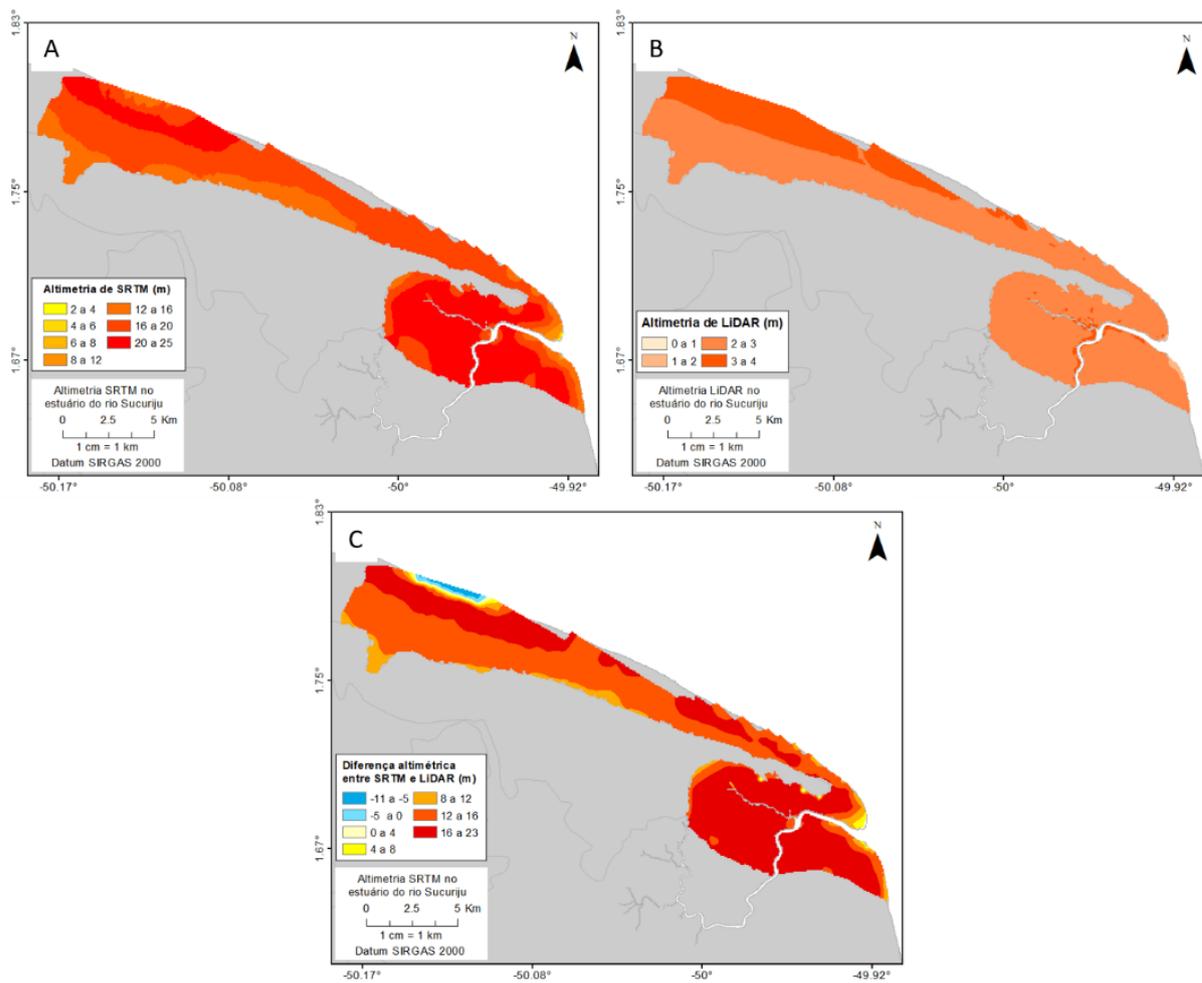


Figura 7-119: Mapa ilustrando a altimetria do estuário do rio Sucuriju para a área onde o sobrevoo de LiDAR foi realizado. A) representação da altimetria por SRTM; B) representação da altimetria obtido pelo sobrevoo de LiDAR; C) A diferença para a área entre os valores obtidos por SRTM e LiDAR, onde os valores negativos representam cotas maiores para o LiDAR e, positivos, para o SRTM.

7.4.2.4. Estudo energético das planícies de inundação

O estudo energético das planícies de inundação, a fim de avaliar a vulnerabilidade desses ambientes ao toque de poluentes se inicia com o estudo da frequência de inundação.

Nesse contexto, calculou-se a frequência de alagamento para o modelo de São Caetano de Odivelas que utilizou dados de LiDAR para definir as cotas topográficas da planície de inundação. Nesse cenário foram realizadas três análises: frequência de inundação ao longo de 1 ano, frequência de inundação ao longo do mês com maior índice pluviométrico (período chuvoso) e, mês com menor índice pluviométrico (período seco).

Optou-se por fazer essa análise devido à grande demanda operacional observada quando se escolhe o processamento para 1 ano. Dessa maneira, se as análises para o mês seco e chuvoso apresentam valores aproximados do anual, pode-se afirmar que o processamento referente a 1 mês é suficiente para o estudo da frequência de inundação nas planícies que ocorrem na zona costeira amazônica.

Para essa análise, definiu-se o mês de fevereiro de 2016 como representativo do período chuvoso e o mês de novembro de 2016 como representativo do período seco. A escolha foi baseada nos dados de precipitação para uma estação na cidade de Curuçá fornecidos pela HidroWeb (ANA, 2018) e confirmados pela análise de precipitação acumulada feita por SILVA (2017) a partir de medições realizadas por uma estação meteoceanográfica localizada no estuário do rio Mojuim na altura da cidade de São Caetano de Odivelas (Figura 7-120).

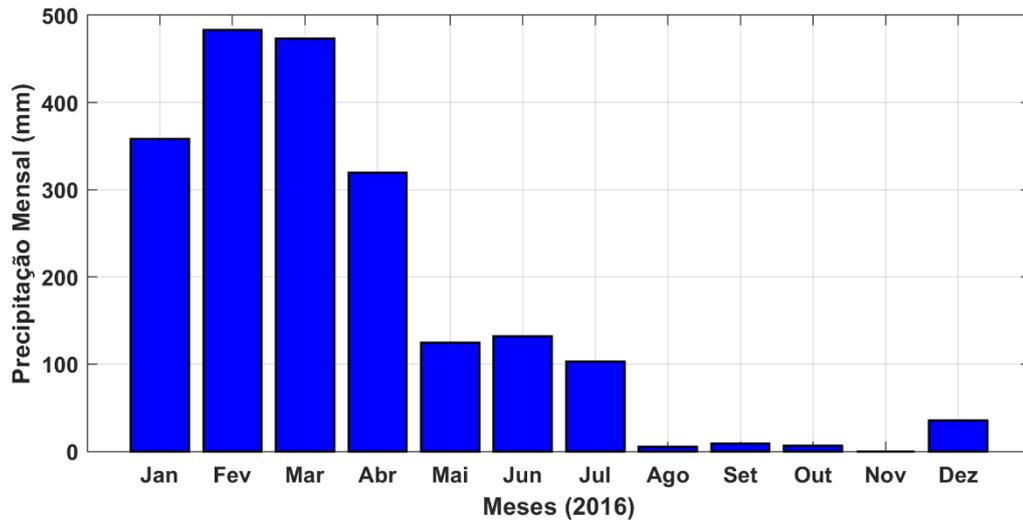


Figura 7-120: Precipitação acumulada para cada mês no ano de 2016 e a porcentagem de chuvas anual para São Caetano de Odivelas. Fonte: SILVA (2017).

Baseado nos resultados de frequência de inundação para as 3 análises propostas, verifica-se que durante o período chuvoso áreas próximas às margens inundam mais em relação ao período seco. Entretanto, no período seco, áreas na porção interna das ilhas tem alta frequência de inundação (~100%) (Figura 7-121).

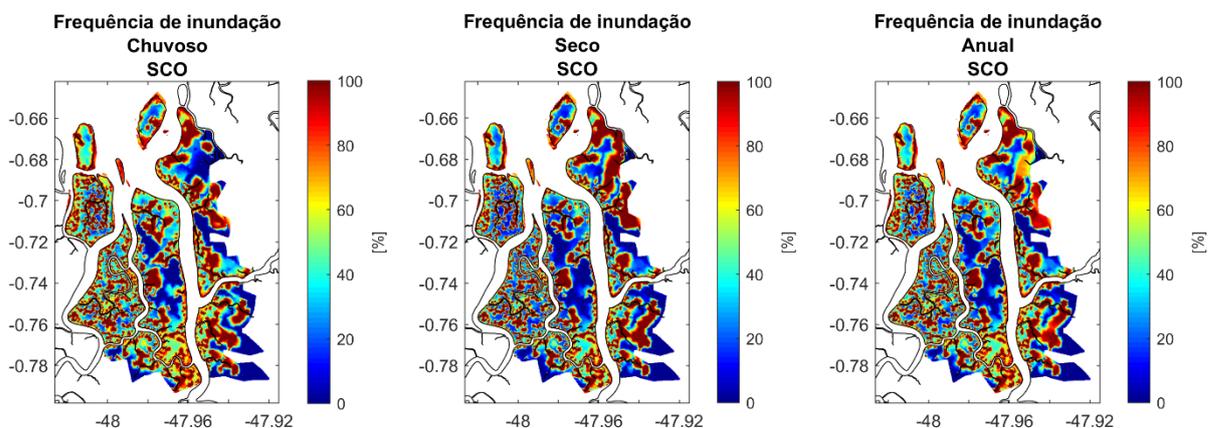


Figura 7-121: Frequência de inundação para períodos chuvoso (esquerda), seco (centro) e ao longo de 1 ano (direita) para a grade regular proposta para análise. O resultado foi obtido após simulação do modelo de São Caetano de Odivelas utilizando dados de LiDAR.

A ocorrência de porções internas às ilhas com alta frequência de inundação se explica pelo aprisionamento de água nos elementos de grade durante a simulação, pois a propagação da onda de maré nesse ambiente não considera pequenos canais responsáveis pela percolação, propiciando o empilhamento do fluido com a ocorrência de marés de enchente consecutivas (Figura 7-122 - A). o modelo também despreza a evapotranspiração e a infiltração do fluido no solo corroborando, assim, para o aprisionamento do fluido nos elementos de grade.

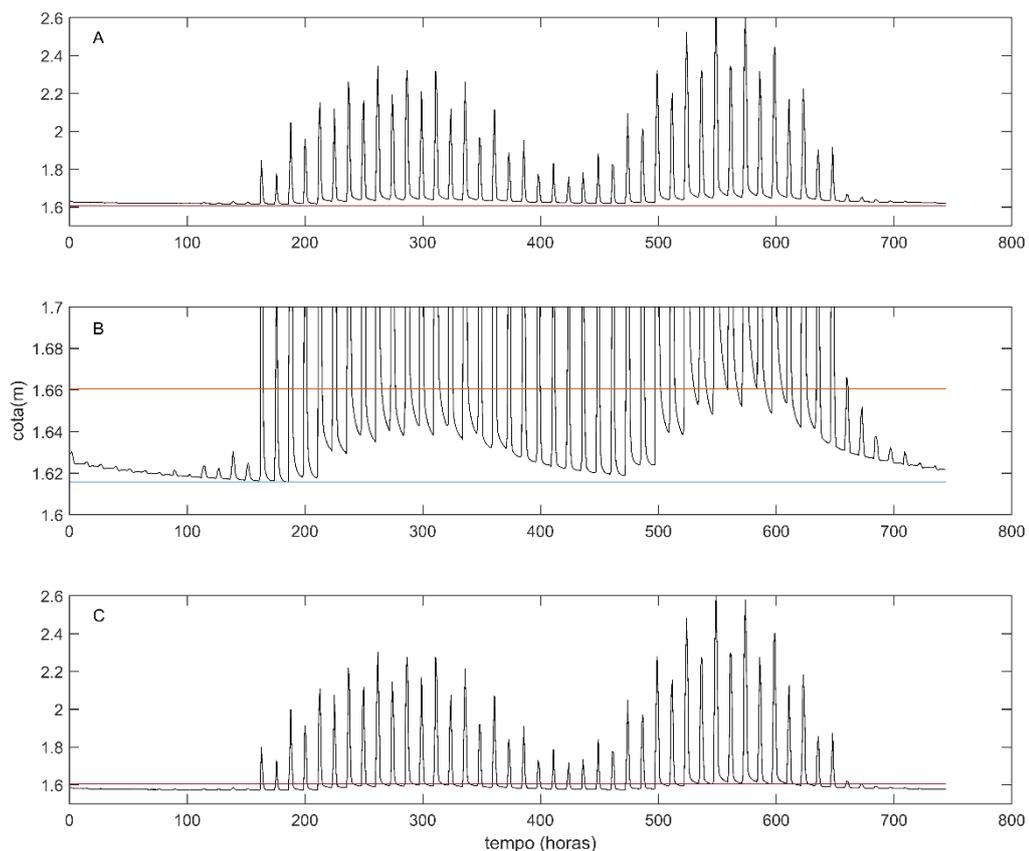


Figura 7-122: Variação de superfície livre em ponto sobre a planície de inundação. O resultado foi obtido após simulação do modelo de São Caetano de Odivelas utilizando dados de LiDAR. Em (A) variação de superfície livre (em preto) e cota altimétrica (vermelho). Em (B) máxima (laranja) e mínima cota de baixa-mar (azul). Em (C) variação de superfície livre (em preto) após correção.

Essa resposta do modelo se intensifica no período seco quando a maré adentra o estuário por elementos de grade com altimetria que permite sua propagação ao interior das ilhas, mas a baixa densidade desses elementos não permite a percolação total dessa massa de água antes da maré de enchente seguinte (Figura 7-122 - A). Já no período chuvoso, o processo de inundação se dá de forma mais uniforme ao longo da planície de inundação, tendo o fluido assim uma maior área para retornar aos canais (Figura 7-121).

Como mostra a Figura 7-123, durante o período chuvoso aumenta o número de pontos de grade que apresentam frequência de inundação entre 30% e 50%, já no período seco aumenta o número de pontos

de grade que mostram frequência de inundação entre 10% e 30% e os com frequência de inundação de ~100%.

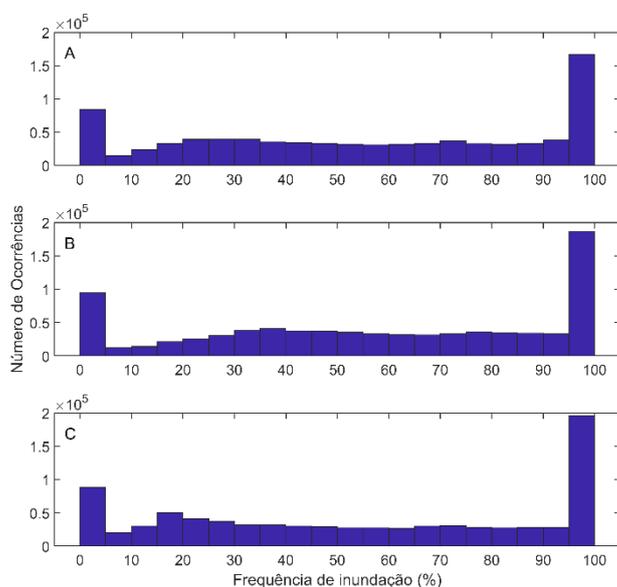


Figura 7-123: Análise de frequência para o percentual de ocorrência de inundação para cada ponto da grade regular, que foi definida para o estudo da planície de inundação. O número de ocorrências se refere ao número de pontos de grade em que determinado intervalo de frequência de inundação foi observado. O resultado foi obtido após simulação do modelo de São Caetano de Odivelas utilizando dados de LiDAR. Em (A) o período analisado foi 1 ano completo, em (B) o período analisado foi o mês de fevereiro referente ao período chuvoso e, em (C) o período analisado foi o mês de novembro referente ao período seco

As diferentes respostas para períodos sazonais distintos são refletidas na análise anual, quando se pode observar tanto a alta frequência ao longo das margens inerente ao período chuvoso e as porções com alta frequência no interior das ilhas característica do período seco (Figura 7-121). Assim, a análise anual se apresentou mais completa. Entretanto, o entendimento da dinâmica da frequência de inundação é mais bem compreendido quando se analisa curtos período em conjunto, propiciando um melhor entendimento de sua evolução de acordo com a sazonalidade.

Vale ressaltar que as grandes áreas com alta frequência de inundação apresentadas na Figura 7-121 resultam da interpolação do resultado bruto para a malha regular proposta. Isto pois os dados brutos resultam de um modelo construído em malha irregular (Figura 7-124), logo, o dado gerado para 1 ponto de grade da malha irregular é transmitido para vários pontos da grade regular durante a interpolação final.

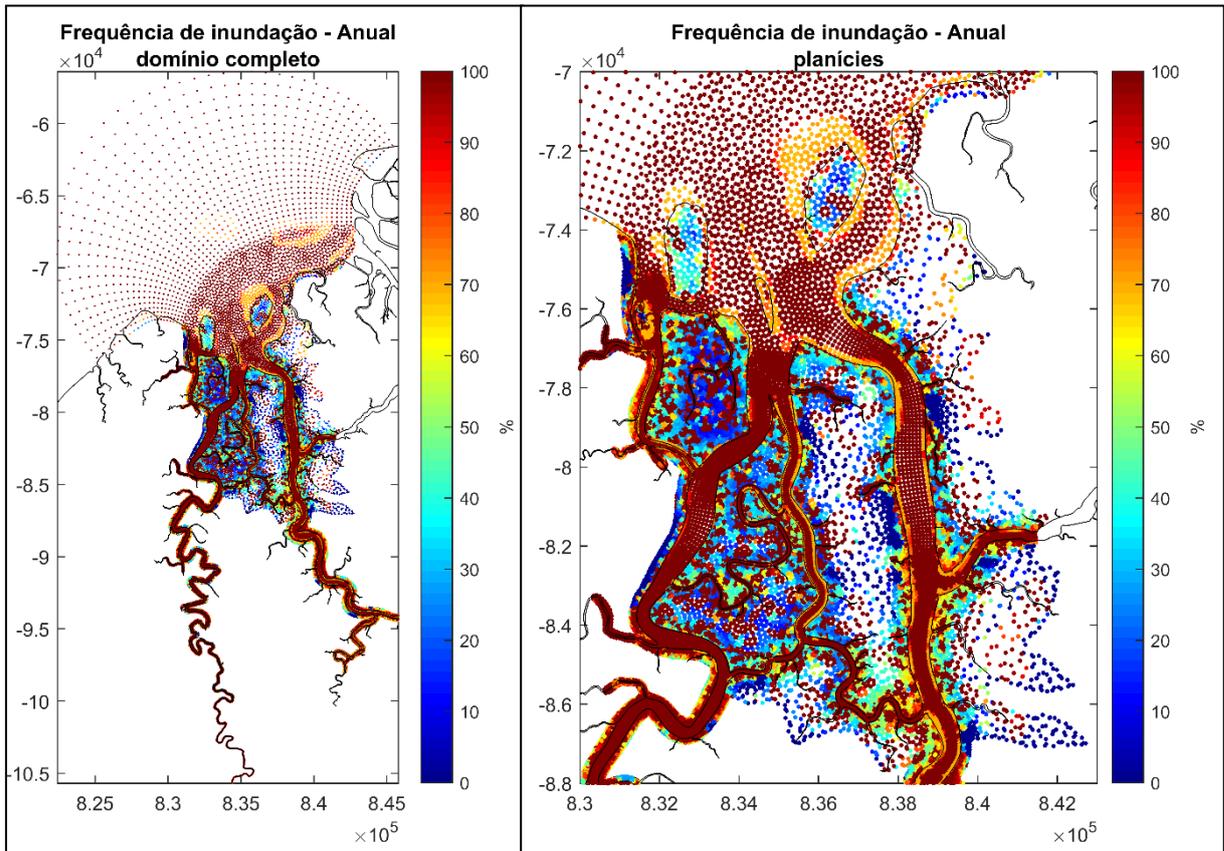


Figura 7-124: Frequência de inundação ao longo de 1 ano para a grade irregular definida durante a discretização do domínio. O resultado foi obtido após simulação do modelo de São Caetano de Odivelas utilizando dados de LiDAR. À esquerda, visualização da frequência de inundação para domínio completo, a direita, visualização em detalhe para área onde ocorre a planície de inundação abrangida pelos dados de LiDAR.

Na medida em que essas áreas de alta frequência de inundação no interior das ilhas foram julgadas como uma limitação do modelo, propõe-se sua correção para melhor representar o ambiente estudado. Essa correção se baseia em desconsiderar uma lâmina de água que fica aprisionada na planície de inundação (Figura 7-122 - A).

Para isso definiu-se a cota máxima e mínima das baixas-mares para cada ponto de grade. A diferença entre essas duas cotas é definida como a altura de lâmina d'água que se deve desconsiderar (Figura 7-122 - B). Como para a frequência de alagamento não se considera a altura da coluna d'água, mas se o ponto de grade alaga ou não, subtrai-se essa diferença do nível de superfície livre, corrigindo o valor superestimado de frequência de alagamento (Figura 7-122 - C).

A Figura 7-125 mostra que a diferença quando se analisa o período anual e o mês referente aos períodos sazonais é de aproximadamente 10%. Esse valor é definido como alto, uma vez que para o transporte de massa, e, portanto, de contaminantes é necessária e suficiente a ocorrência, não importando sua frequência.

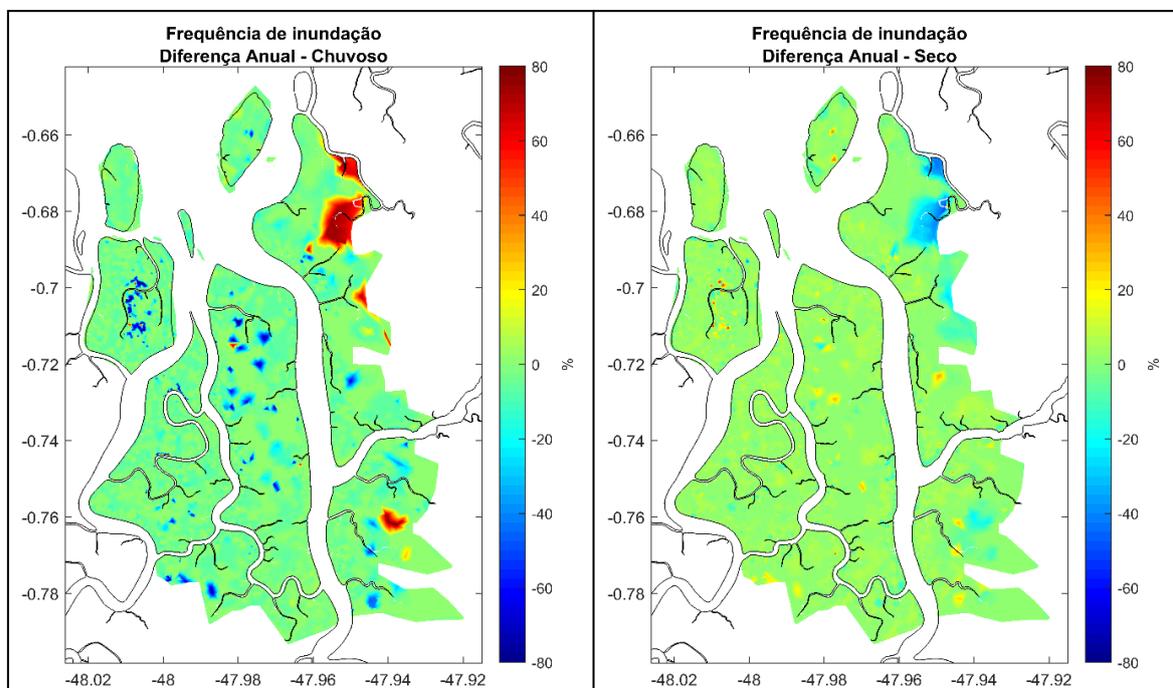


Figura 7-125: Diferença entre frequência de inundação analisada ao longo de 1 ano e aquela ao longo de 1 mês representativo de período sazonal. À esquerda período chuvoso e à direita período seco. O resultado foi obtido após simulação do modelo de São Caetano de Odivelas utilizando dados de LiDAR.

Como mostra a Figura 7-126, 88% da área analisada para São Caetano de Odivelas fica alagada pelo menos 10% do tempo (878 horas ao longo do ano de 2016), enquanto 55% da área analisada fica alagada no mínimo 50% do tempo (4392 horas ao longo do ano de 2016).

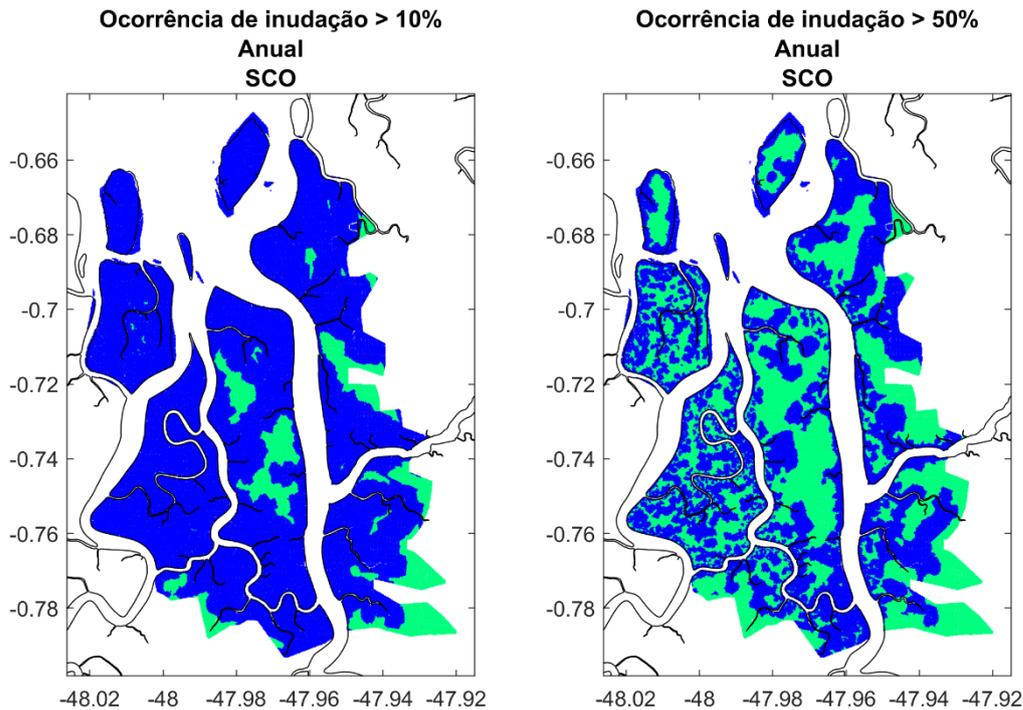


Figura 7-126: Avalia o de frequência de inunda o para São Caetano de Odivelas.   esquerda, as áreas em azul são aquelas que estão sujeitas   inunda o durante ao menos 10% de 1 ano.   direita, as áreas em azul são aquelas que estão sujeitas   inunda o durante ao menos 50% de 1 ano.

Definida a metodologia de análise segundo os resultados obtidos para São Caetano de Odivelas, esta foi aplicada aos demais modelos da zona estuarina, ou seja, modelo de Turiaçu, modelo de Soure e Modelo de Sucuriju (Figura 7-127 a Figura 7-129).

Vale notar que, devido os diferentes modelos desenvolvidos possuirem diferentes resolu es de discretiza o (pois depende da morfologia e hidrodinâmica intr secas a cada modelo), o empilhamento do fluido devido   ausência de percola o, evapotranspira o e infiltra o pode ocorrer com em diferentes propor es, entretanto, segundo a metodologia proposta, esse erro   corrigido. Entretanto sugere-se que a avalia o de cada área seja sempre realizada para diferentes períodos sazonais para que se tenha panorama detalhado do sistema de alaga e seca das plan cias de inunda o.

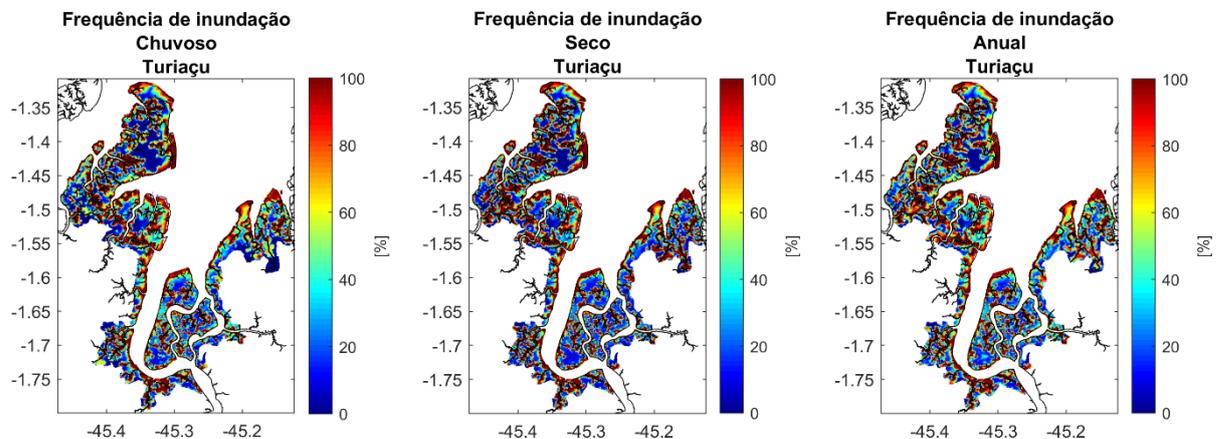


Figura 7-127: Frequência de inunda o para períodos chuvoso (esquerda), seco (centro) e ao longo de 1 ano (direita) para a grade regular proposta para análise. O resultado foi obtido após simula o do modelo Turiaçu utilizando dados de LiDAR.

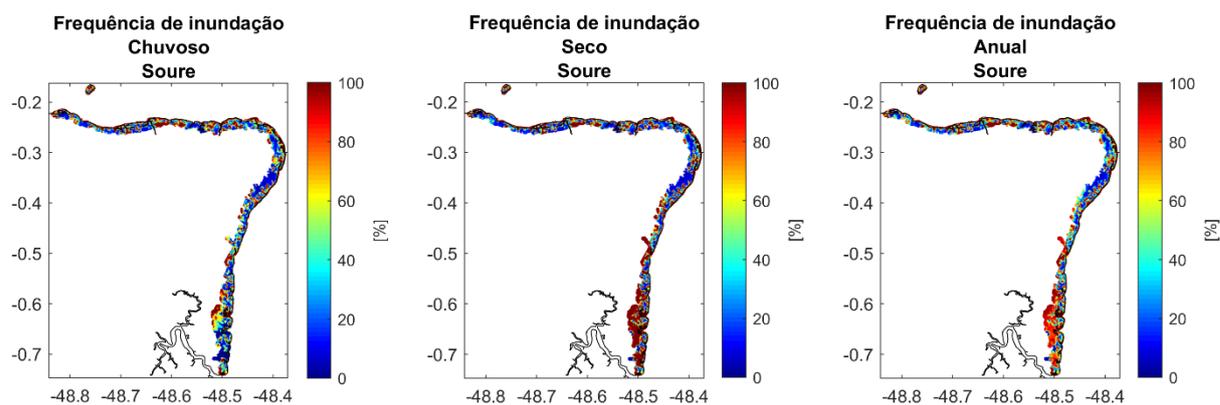


Figura 7-128: Frequência de inundação para períodos chuvoso (esquerda), seco (centro) e ao longo de 1 ano (direita) para a grade regular proposta para análise. O resultado foi obtido após simulação do modelo de Soure utilizando dados de LiDAR.

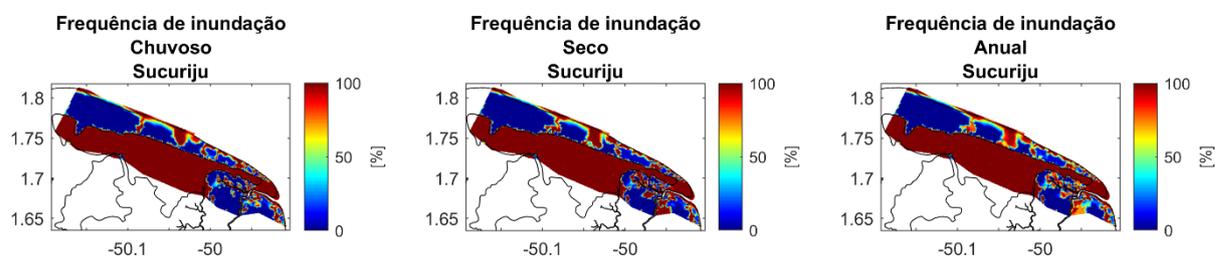


Figura 7-129: Frequência de inundação para períodos chuvoso (esquerda), seco (centro) e ao longo de 1 ano (direita) para a grade regular proposta para análise. O resultado foi obtido após simulação do modelo de Sucuriju utilizando dados de LiDAR.

Como mostra a Figura 7-130, 94% da área analisada para Turiaçu fica alagada pelo menos 10% do tempo (878 horas ao longo do ano de 2016), enquanto 56% da área analisada fica alagada no mínimo 50% do tempo (4392 horas ao longo do ano de 2016).

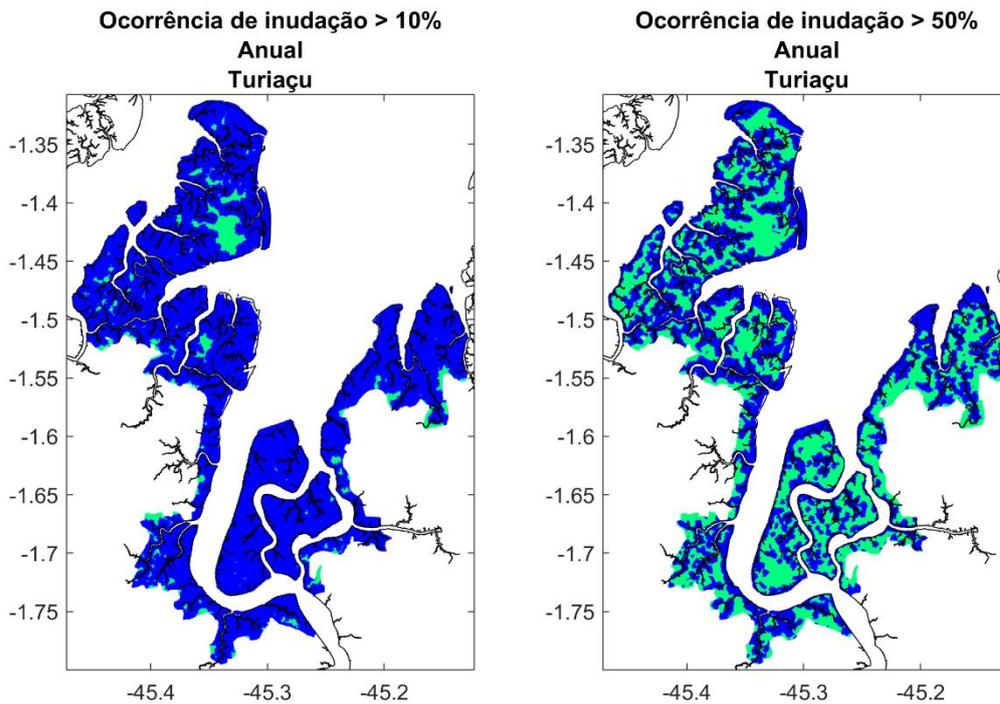


Figura 7-130: Avalia o de frequência de inunda o para Turiaçu.   esquerda, as áreas em azul são aquelas que estão sujeitas   inunda o durante ao menos 10% de 1 ano.   direita, as áreas em azul são aquelas que estão sujeitas   inunda o durante ao menos 50% de 1 ano.

Como mostra a Figura 7-131, 93% da área analisada para Soure fica alagada pelo menos 10% do tempo (878 horas ao longo do ano de 2016), enquanto 56% da área analisada fica alagada no mínimo 50% do tempo (4392 horas ao longo do ano de 2016).

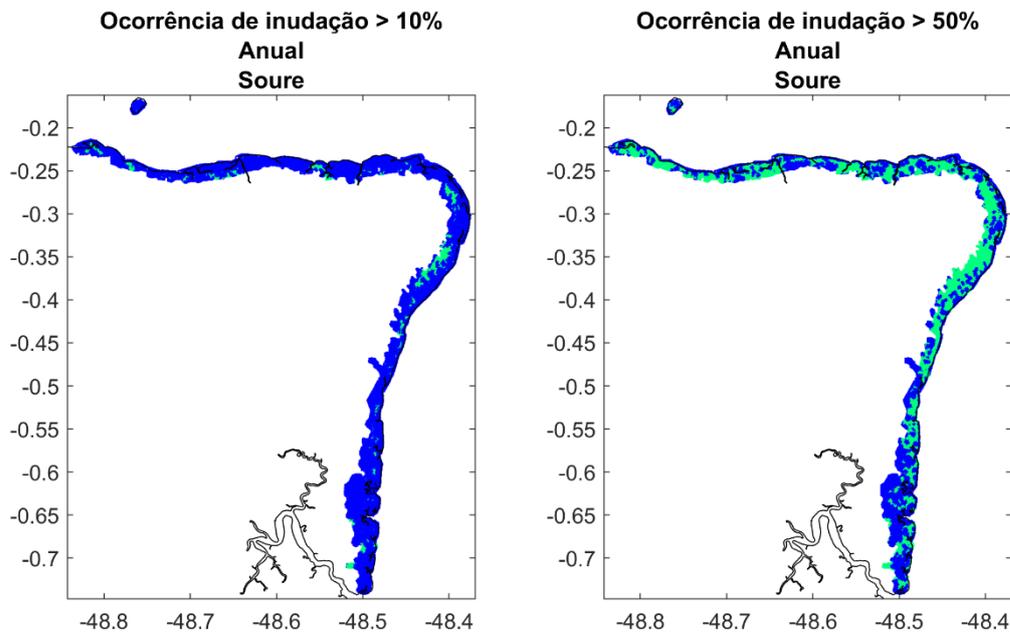


Figura 7-131: Avalia o de frequência de inunda o para Soure.   esquerda, as áreas em azul são aquelas que estão sujeitas   inunda o durante ao menos 10% de 1 ano.   direita, as áreas em azul são aquelas que estão sujeitas   inunda o durante ao menos 50% de 1 ano.

Como mostra a Figura 7-132, 73% da área analisada para Sucuriçu fica alagada pelo menos 10% do tempo (878 horas ao longo do ano de 2016), enquanto 63% da área analisada fica alagada no mínimo 50% do tempo (4392 horas ao longo do ano de 2016).

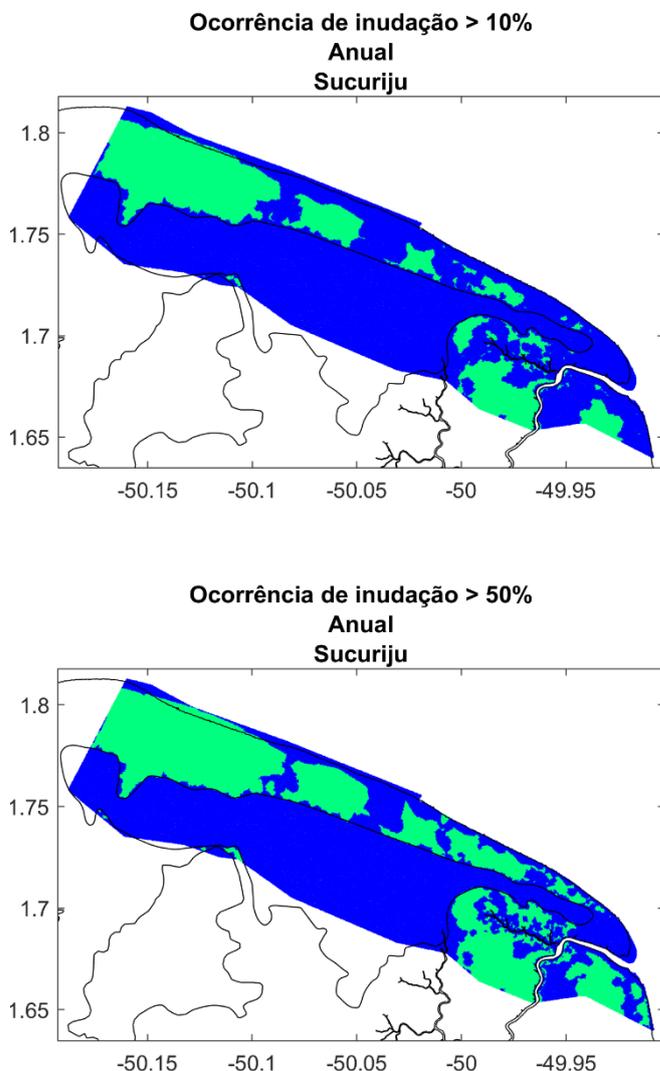


Figura 7-132: Avalia o de frequência de inundação para Sucuriçu.   esquerda, as áreas em azul são aquelas que estão sujeitas   inundação durante ao menos 10% de 1 ano.   direita, as áreas em azul são aquelas que estão sujeitas   inundação durante ao menos 50% de 1 ano.

Ainda sobre o estudo energético das plan cias de inundação, a energia cinética e o trabalho foram utilizados para auxiliar na avalia o da vulnerabilidade ao toque de poluentes. O primeiro indica o grau de estresse ao que o ambiente está submetido uma vez que se refere ao grau de energia do ambiente a partir da velocidade do volume de água por ponto de grade; o segundo, a capacidade do ambiente de se recuperar dado que o trabalho representa a transferência de massa. Dessa maneira relacionados aos conceitos de sensibilidade e resiliência, respectivamente.

A energia e o trabalho foram calculados a partir das bases hidrodinâmicas oriundas dos modelos referentes a zona estuarina, cuja topografia foi definida a partir dos dados de LIDAR. Para os parâmetros foram calculados os valores médios e acumulados ao longo de 1 ano.

Dada a distribui o espacial da energia cinética e do trabalho, observou-se que a utiliza o de valores absolutos não permite a identifica o do gradiente desses parâmetros de forma satisfatória, seja utilizando

valores médios, seja usando valores acumulados (Figura 7-133 a Figura 7-140). Essa perda de resolução empobrece o dado, diminuindo sua capacidade de descrever as particularidades de diferentes porções da área estudada.

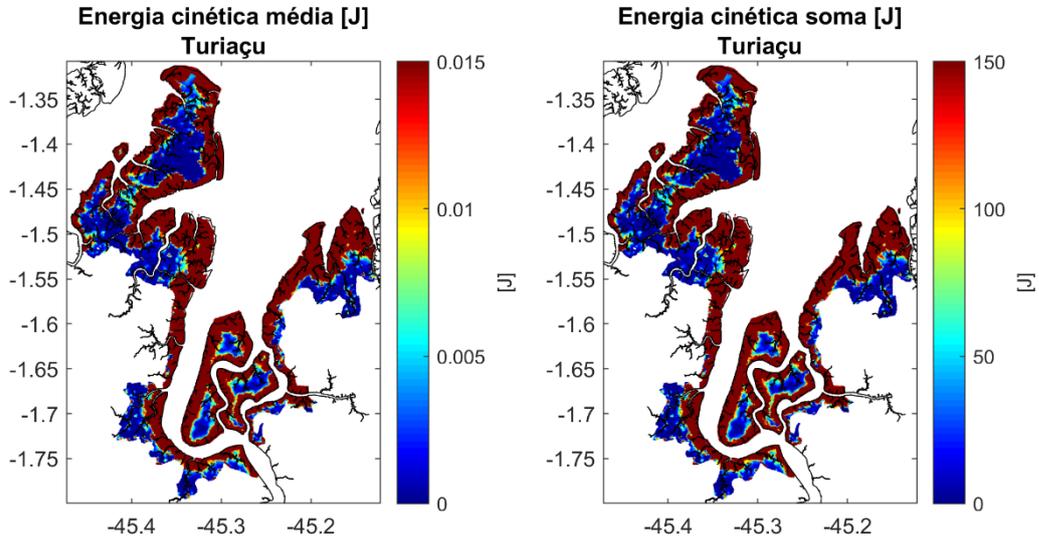


Figura 7-133: Energia cinética (em joule) calculada a partir do resultado obtido após simulação do modelo de Turiaçu utilizando dados de LiDAR. À esquerda energia cinética média e à direita energia cinética acumulada, ambas calculadas para o período de 1 ano.

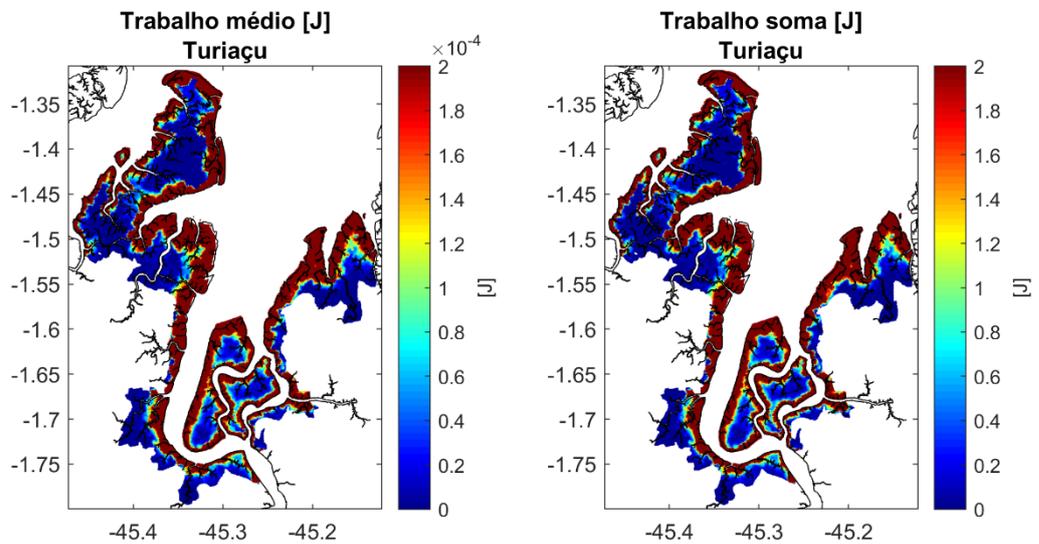


Figura 7-134: Trabalho (em joule) calculado a partir do resultado obtido após simulação do modelo de Turiaçu utilizando dados de LiDAR. À esquerda trabalho médio e à direita trabalho acumulado, ambos calculados para o período de 1 ano.

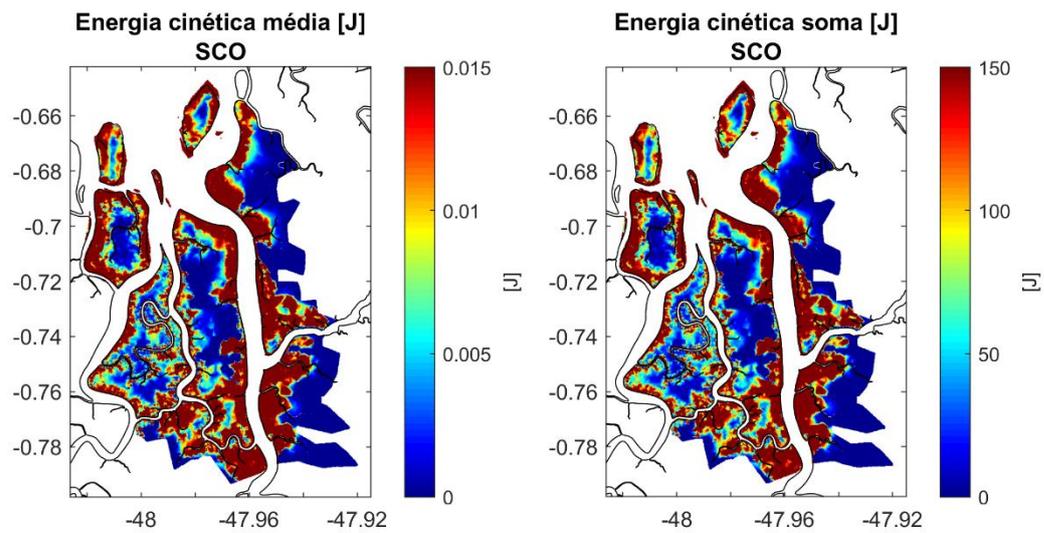


Figura 7-135: Energia cinética (em joule) calculada a partir do resultado obtido após simulação do modelo de São Caetano de Odvelas utilizando dados de LiDAR. À esquerda energia cinética média e à direita energia cinética acumulada, ambas calculadas para o período de 1 ano.

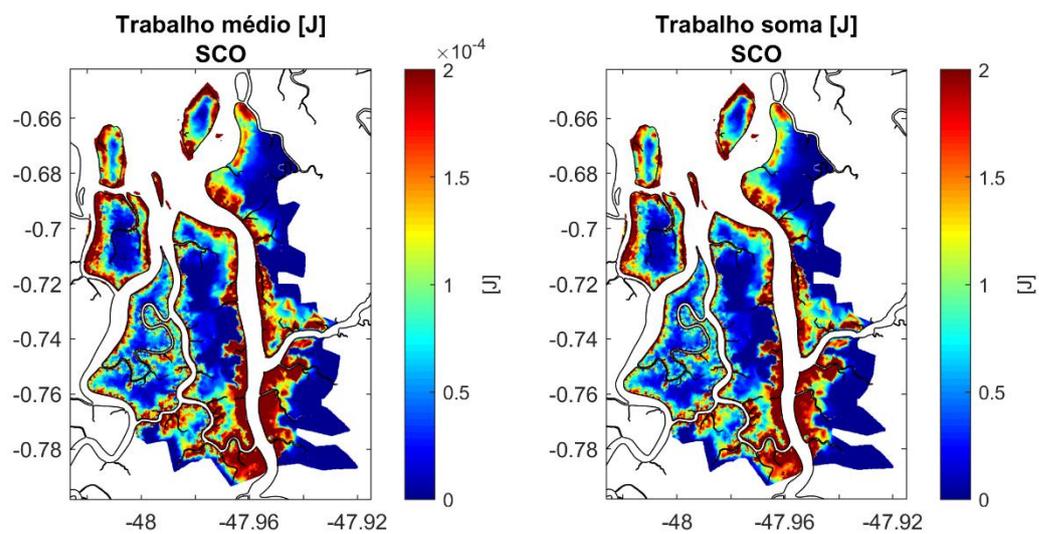


Figura 7-136: Trabalho (em joule) calculado a partir do resultado obtido após simulação do modelo de São Caetano de Odvelas utilizando dados de LiDAR. À esquerda trabalho médio e à direita trabalho acumulado, ambos calculados para o período de 1 ano.

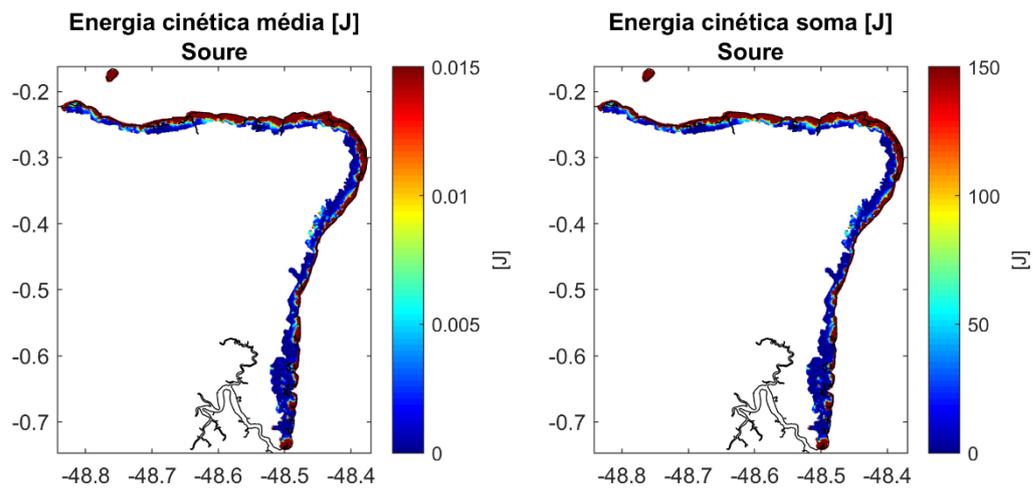


Figura 7-137: Energia cinética (em joule) calculada a partir do resultado obtido após simulação do modelo de Soire utilizando dados de LiDAR. À esquerda energia cinética média e à direita energia cinética acumulada, ambas calculadas para o período de 1 ano.

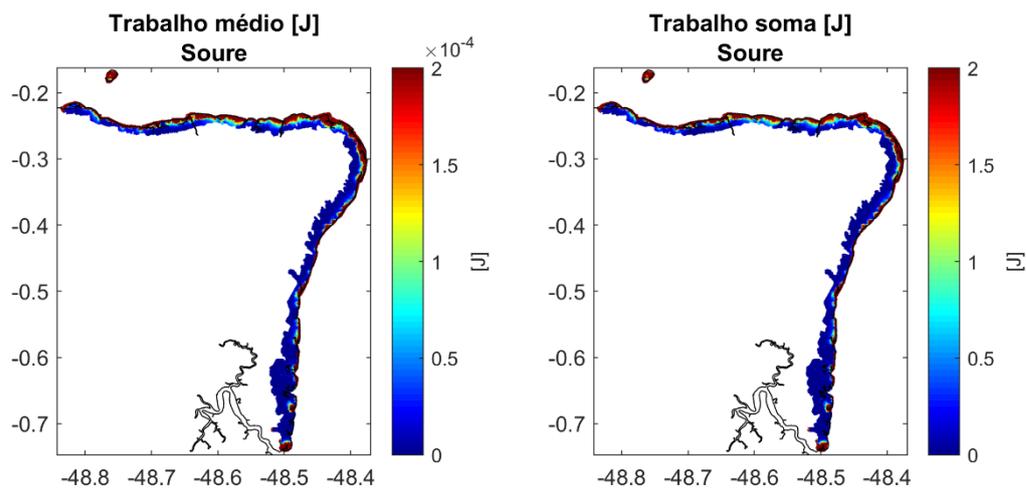


Figura 7-138: Trabalho (em joule) calculado a partir do resultado obtido após simulação do modelo de Soire utilizando dados de LiDAR. À esquerda trabalho médio e à direita trabalho acumulado, ambos calculados para o período de 1 ano.

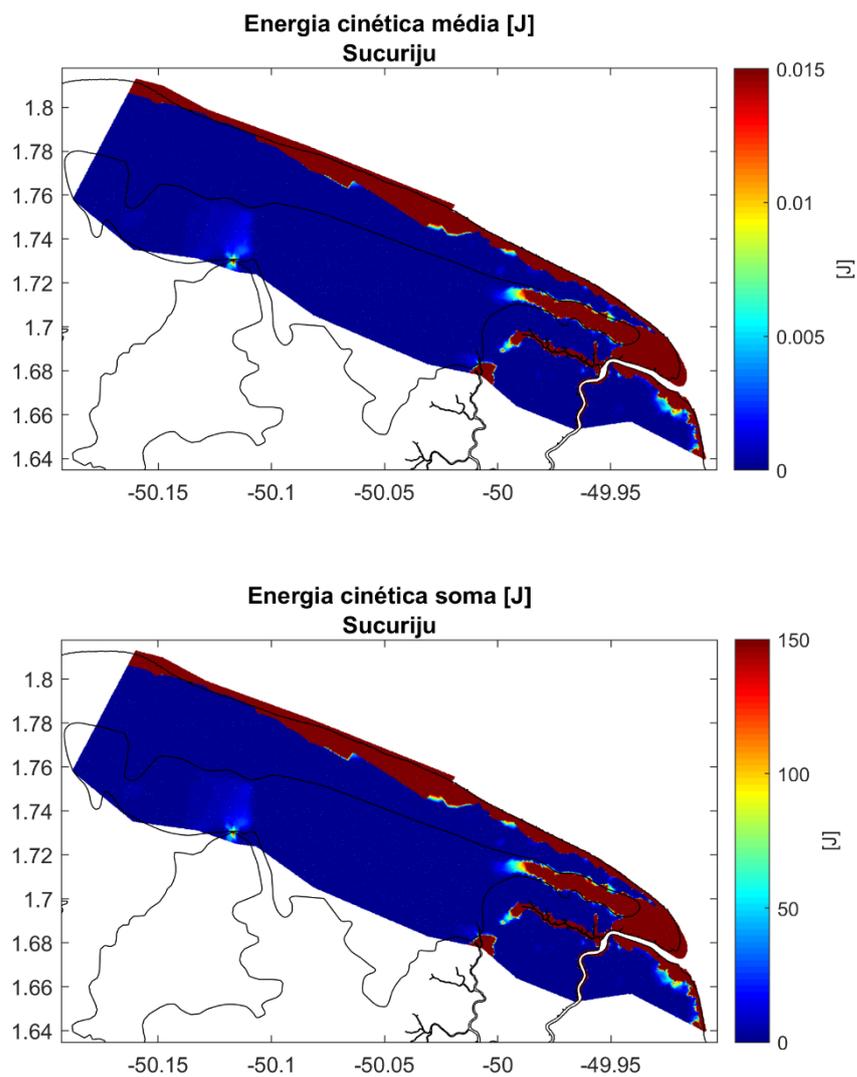


Figura 7-139: Energia cinética (em joule) calculada a partir do resultado obtido após simulação do modelo de Sucuriju utilizando dados de LiDAR. À esquerda energia cinética média e à direita energia cinética acumulada, ambas calculadas para o período de 1 ano.

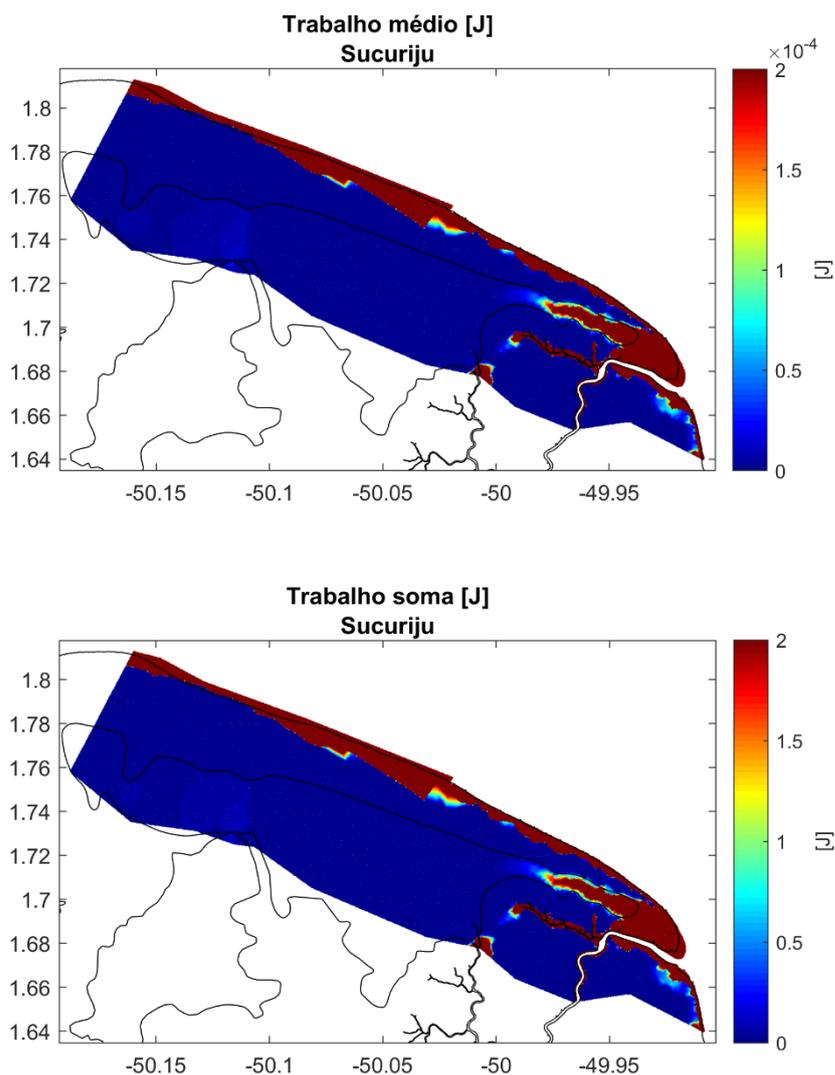


Figura 7-140: Trabalho (em joule) calculado a partir do resultado obtido após simulação do modelo de Sucuriju utilizando dados de LiDAR. À esquerda trabalho médio e à direita trabalho acumulado, ambos calculados para o período de 1 ano.

A partir da identificação dessa limitação, verificou-se a necessidade de uma análise da distribuição dos valores para avaliar sua natureza e propor um método alternativo para utilização dos dados gerados (Figura 7-141 e Figura 7-144).

Após análise de distribuição de valores de energia cinética e trabalho, constatou-se que sua utilização em escala logarítmica permitiu uma identificação satisfatória de seu gradiente, possibilitando, assim, a visualização das particularidades de diferentes porções da área estudada (Figura 7-145 a Figura 7-152).

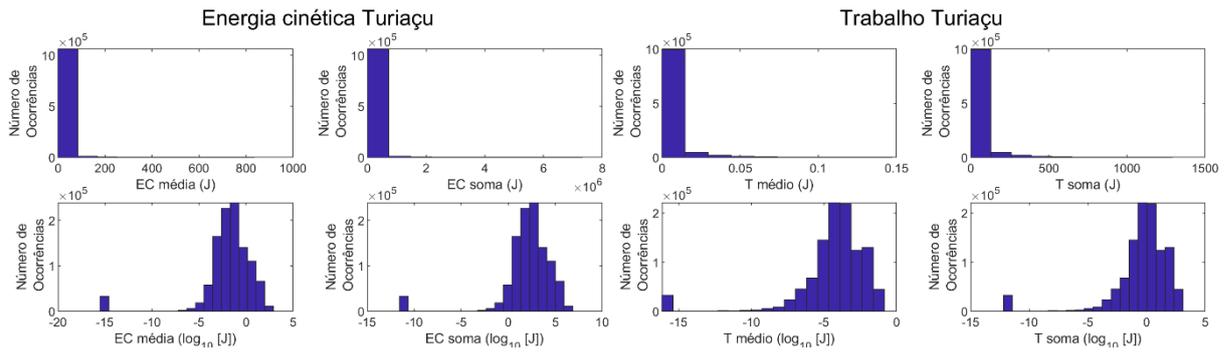


Figura 7-141: Análise de frequência sobre os valores obtidos para energia cinética (média e acumulada) e trabalho (médio e acumulada) em valores absolutos e em escala logarítmica (\log_{10}). O número de ocorrências se refere ao número de pontos de grade em que determinado intervalo de energia (energia cinética ou trabalho) em J foi observado. O resultado foi obtido após simulação do modelo de Turiaçu utilizando dados de LiDAR.

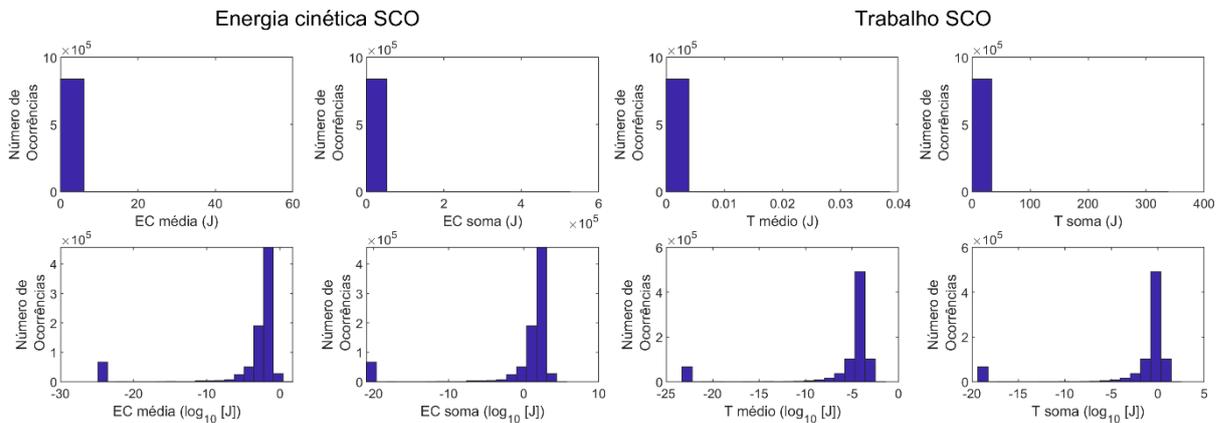


Figura 7-142: Análise de frequência sobre os valores obtidos para energia cinética (média e acumulada) e trabalho (médio e acumulada) em valores absolutos e em escala logarítmica (\log_{10}). O número de ocorrências se refere ao número de pontos de grade em que determinado intervalo de energia (energia cinética ou trabalho) em J foi observado. O resultado foi obtido após simulação do modelo de São Caetano de Odivelas utilizando dados de LiDAR.

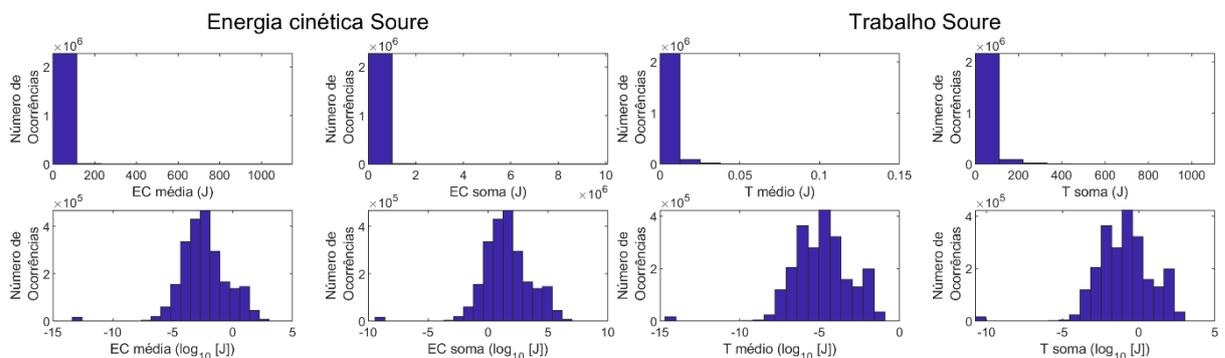


Figura 7-143: Análise de frequência sobre os valores obtidos para energia cinética (média e acumulada) e trabalho (médio e acumulada) em valores absolutos e em escala logarítmica (\log_{10}). O número de ocorrências se refere ao número de pontos de grade em que determinado intervalo de energia (energia cinética ou trabalho) em J foi observado. O resultado foi obtido após simulação do modelo de Soure utilizando dados de LiDAR.

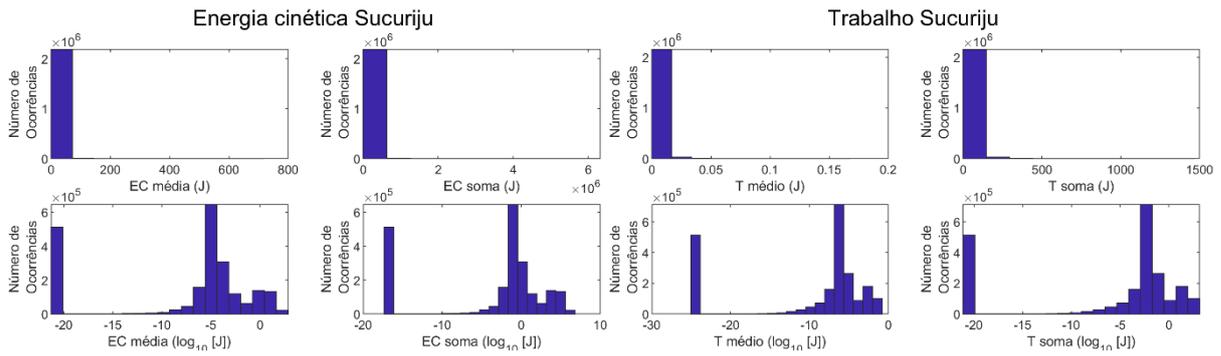


Figura 7-144: Análise de frequência sobre os valores obtidos para energia cinética (média e acumulada) e trabalho (médio e acumulado) em valores absolutos e em escala logarítmica (\log_{10}). O número de ocorrências se refere ao número de pontos de grade em que determinado intervalo de energia (energia cinética ou trabalho) em J foi observado. O resultado foi obtido após simulação do modelo de Sucuriju utilizando dados de LiDAR.

Entretanto, mesmo com o manuseio em escala logarítmica, os valores referentes à média e ao acumulado são distribuídos no domínio de forma bastante similar (Figura 7-145 a Figura 7-152). Dessa forma, para o manuseio da informação como auxílio à avaliação de áreas vulneráveis na ZCNB, tem-se a possibilidade de se operar com ambas as informações. Porém, a energia cinética e o trabalho traduzem o comportamento do ambiente frente ao toque de poluentes, resposta que não ocorre de forma instantânea e sim acumuladas ao longo de certo período. Assim, sugere-se a utilização de valores acumulados em forma logarítmica para o manuseio de informação de energia cinética e trabalho como índices para cálculo de vulnerabilidade na ZCNB.

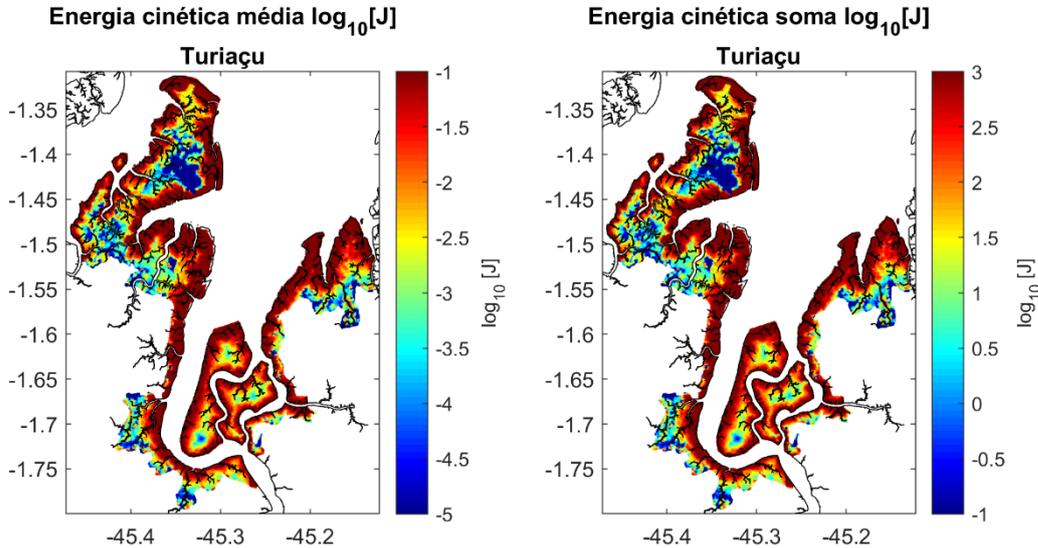


Figura 7-145: Energia cinética (em joule) calculada a partir do resultado obtido após simulação do modelo de Turiaçu utilizando dados de LiDAR. Os valores são apresentados em escala logarítmica, resultado da análise de distribuição dos valores. À esquerda energia cinética média e à direita energia cinética acumulada, ambas calculadas para o período de 1 ano.

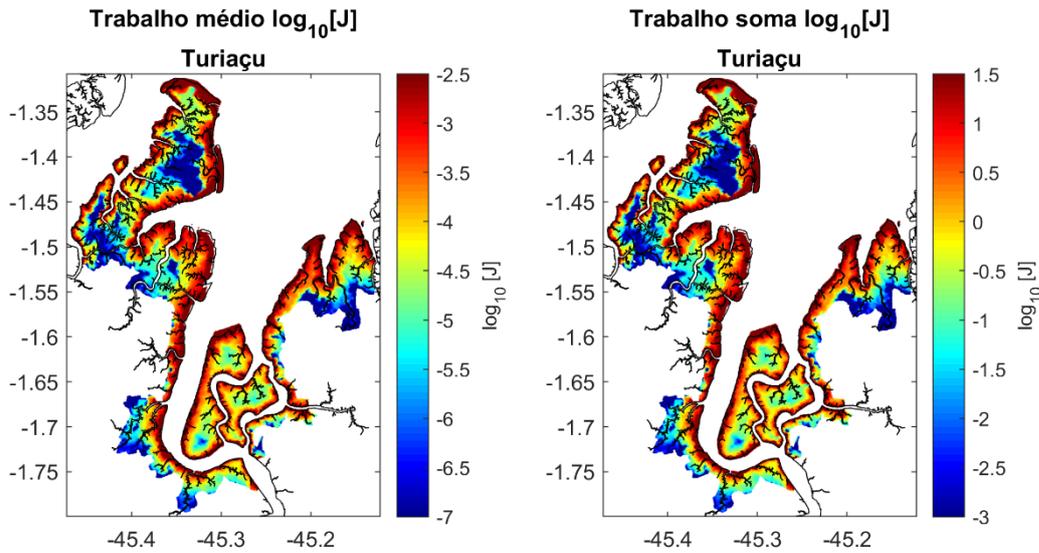


Figura 7-146: Trabalho (em joule) calculado a partir do resultado obtido após simulação do modelo de Turiaçu utilizando dados de LIDAR. Os valores são apresentados em escala logarítmica, resultado da análise de distribuição dos valores. À esquerda trabalho médio e à direita trabalho acumulado, ambos calculados para o período de 1 ano.

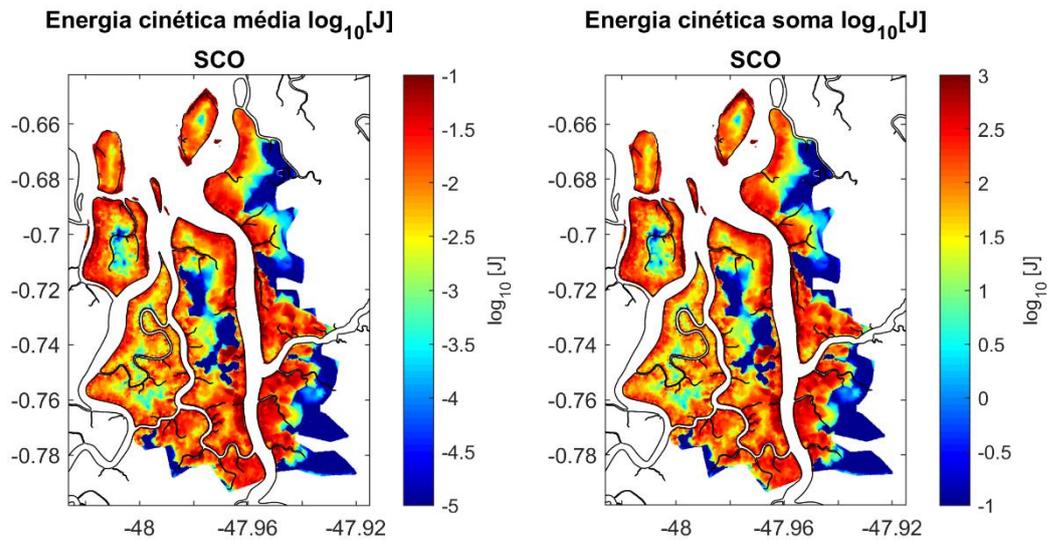


Figura 7-147: Energia cinética (em joule) calculada a partir do resultado obtido após simulação do modelo de São Caetano de Odivelas utilizando dados de LIDAR. Os valores são apresentados em escala logarítmica, resultado da análise de distribuição dos valores. À esquerda energia cinética média e à direita energia cinética acumulada, ambas calculadas para o período de 1 ano.

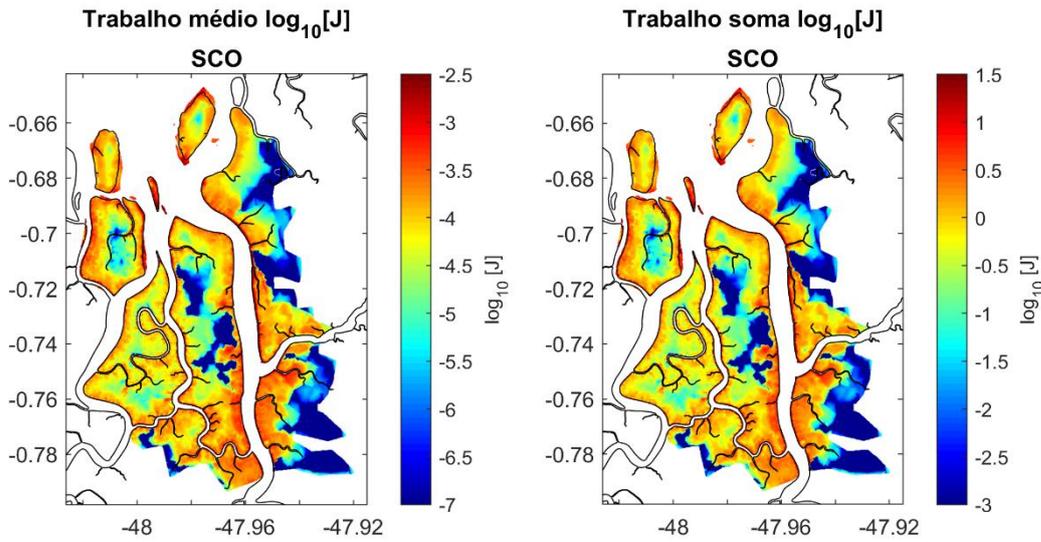


Figura 7-148: Trabalho (em joule) calculado a partir do resultado obtido após simulação do modelo de São Caetano de Odivelas utilizando dados de LiDAR. Os valores são apresentados em escala logarítmica, resultado da análise de distribuição dos valores. À esquerda trabalho médio e à direita trabalho acumulado, ambos calculados para o período de 1 ano.

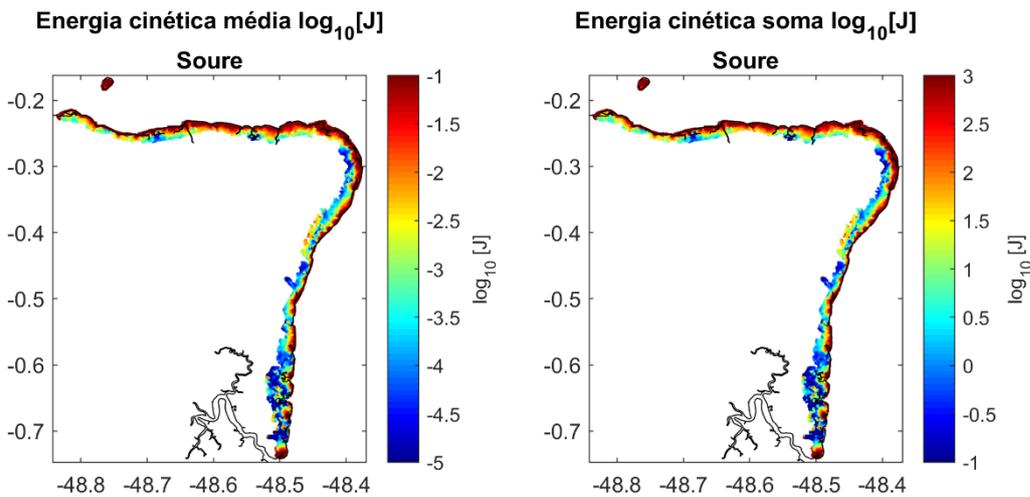


Figura 7-149: Energia cinética (em joule) calculada a partir do resultado obtido após simulação do modelo de Soure utilizando dados de LiDAR. Os valores são apresentados em escala logarítmica, resultado da análise de distribuição dos valores. À esquerda energia cinética média e à direita energia cinética acumulada, ambas calculadas para o período de 1 ano.

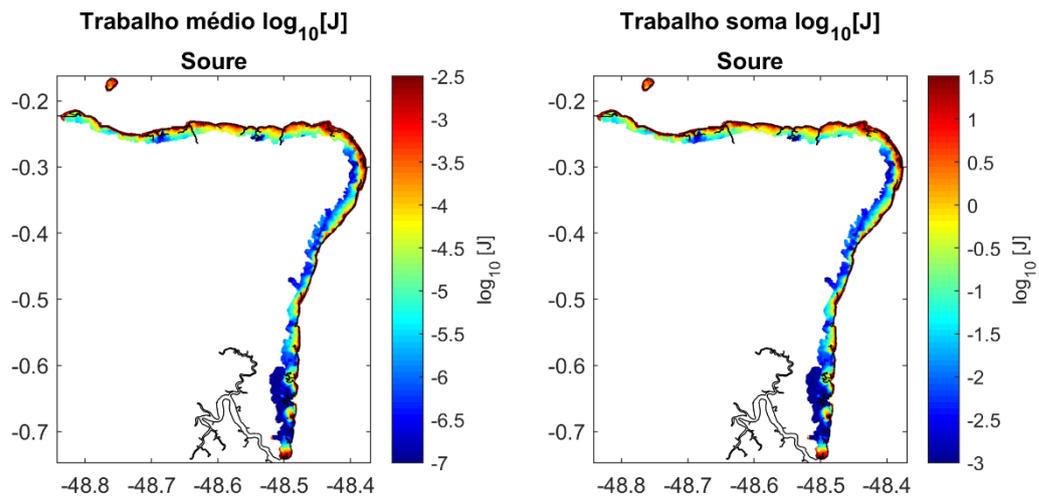


Figura 7-150: Trabalho (em joule) calculado a partir do resultado obtido após simulação do modelo de Soure utilizando dados de LiDAR. Os valores são apresentados em escala logarítmica, resultado da análise de distribuição dos valores. À esquerda trabalho médio e à direita trabalho acumulado, ambos calculados para o período de 1 ano.

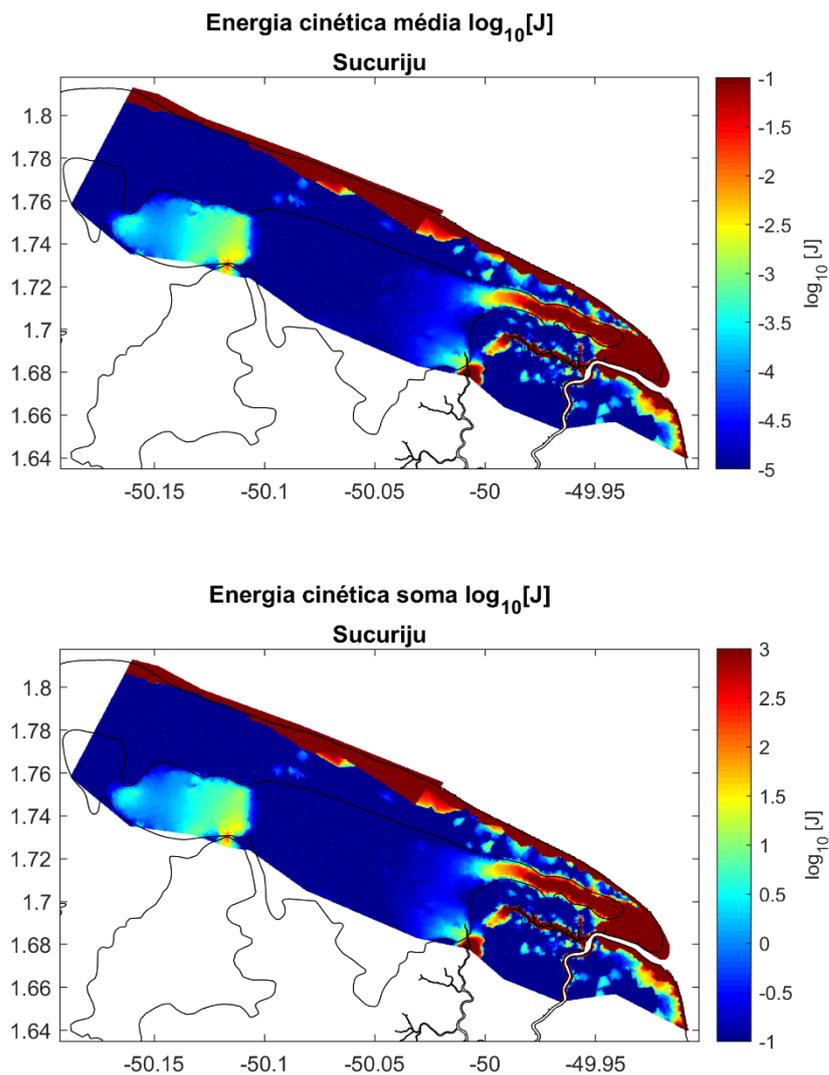


Figura 7-151: Energia cinética (em joule) calculada a partir do resultado obtido após simulação do modelo de Sucuriju utilizando dados de LiDAR. Os valores são apresentados em escala logarítmica, resultado da análise de distribuição dos valores. À esquerda energia cinética média e à direita energia cinética acumulada, ambas calculadas para o período de 1 ano.

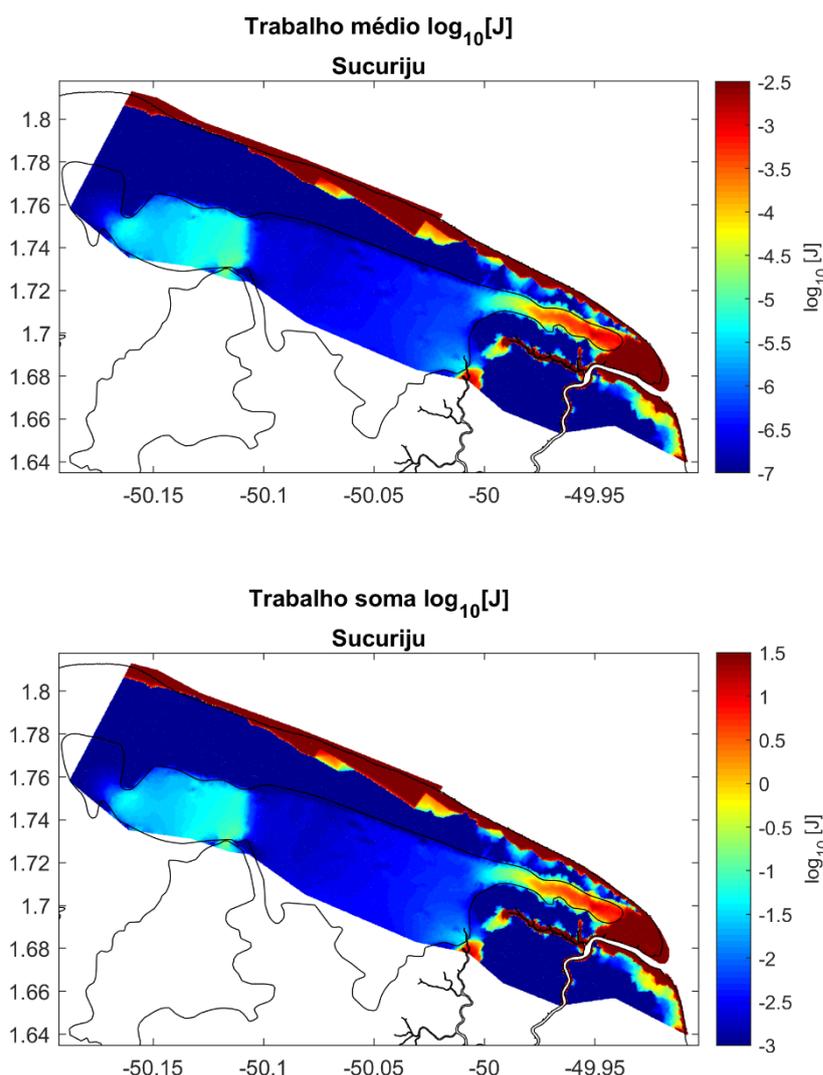


Figura 7-152: Trabalho (em joule) calculado a partir do resultado obtido após simulação do modelo de Sucuriçu utilizando dados de LiDAR. Os valores são apresentados em escala logarítmica, resultado da análise de distribuição dos valores. À esquerda trabalho médio e à direita trabalho acumulado, ambos calculados para o período de 1 ano.

7.5. Comparação entre as diferentes metodologias de modelagem aplicadas

Nesta seção serão apresentadas análises que tem como objetivo avaliar as metodologias de modelagem hidrodinâmica aplicadas pelos dois grupos de pesquisa envolvidos para a caracterização da plataforma continental, costeira e estuarina na área de estudo. Para tal, foram definidas duas seções perpendiculares à orientação da linha de costa, próximas à foz dos dois principais rios da região, que são o Amazonas e o Pará, a fim de avaliar quais fenômenos e padrões hidrodinâmicos cada metodologia representou nestes pontos.

Em cada uma das radiais foram selecionados dois pontos para a análise das séries temporais das componentes meridional e zonal das velocidades barotrópica. Os pontos foram escolhidos com a intenção de representarem áreas com diferentes regimes de circulação, assim selecionou-se um próximo a foz do respectivo rio e um em posição intermediária da plataforma continental, em pontos contidos nas áreas das grades numéricas utilizadas nas diferentes metodologias, como pode ser observado na Figura 7-153.

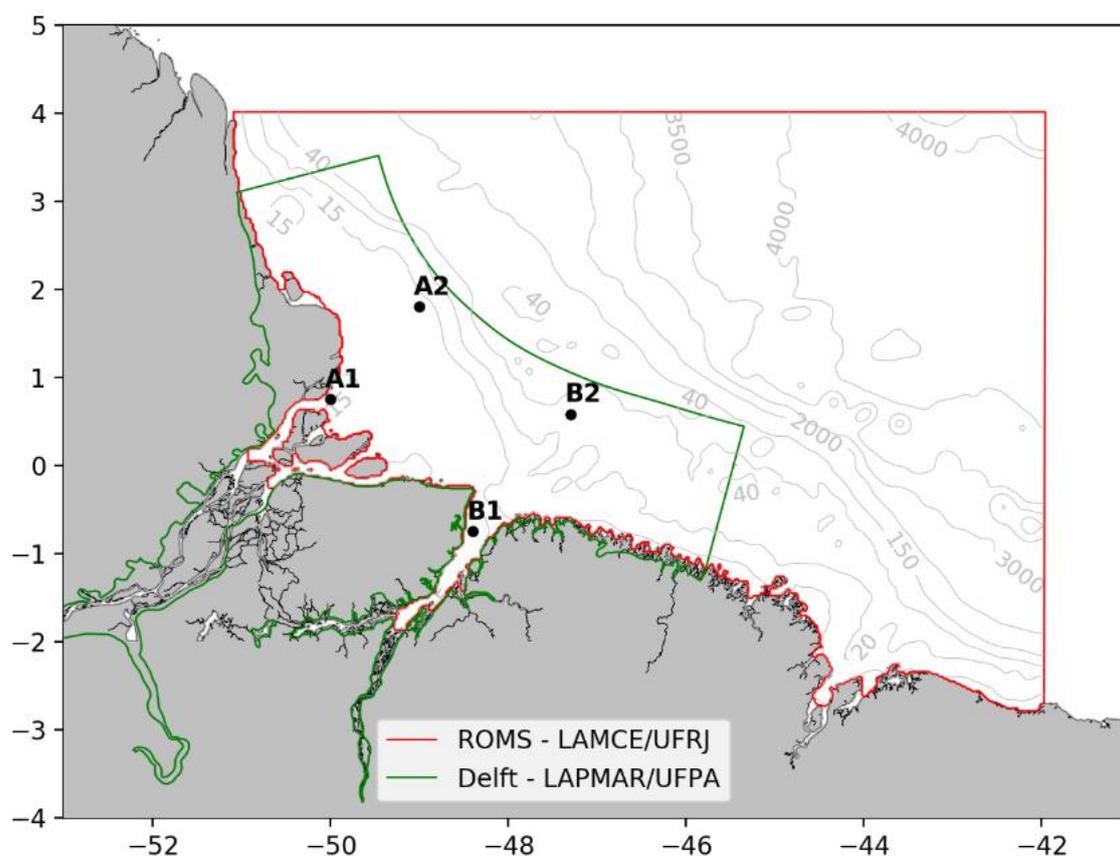


Figura 7-153: Limite das grades ROMS-G2 (ROMS, item 7.3), em vermelho, e Pará-Maranhão (D3D-FM, item 7.4), em verde, e a posição dos pontos escolhidos para a extração das séries temporais. As linhas cinza representam a profundidade da região, em metros, de acordo com a grade ROMS-G2. A radial A encontra-se na foz do rio Amazonas e a B na foz do rio Pará.

As séries temporais de velocidade foram analisadas através de rosas de correntes médias para cada ponto e também foram avaliadas no domínio da frequência, através de Transformadas Rápidas de Fourier (FFT, em inglês). O primeiro método buscou identificar diferentes padrões de circulação ao longo da região simulada, permitindo associações aos forçantes mais atuantes em cada porção da plataforma continental, enquanto o segundo método buscou quantificar a influência destes.

A partir das rosas de corrente foi possível perceber uma modificação nos padrões de circulação oceânica entres os pontos analisados. Como esperado, há grande influência da maré nas regiões costeiras, marcada nas rosas através de direções opostas entre si e perpendiculares à orientação da linha de costa apresentando grande percentual de ocorrência, como pode ser visto nos resultados para os pontos A2 (Figura 7-154b) e B1 (Figura 7-154c).

Diferentemente do esperado por ser um dos pontos mais costeiros, o ponto A1 (Figura 7-154a) não demonstrou tal padrão, visto que a direção nordeste foi, cerca de, três vezes mais frequente que a direção oposta mais observada. Essa dominância reflete a relevância da vazão do rio Amazonas sobre a hidrodinâmica local. Tal influência atinge inclusive o ponto A2 (Figura 7-154b), porém em menor grau, visto que a diferença da porcentagem nas direções a favor e contra o fluxo do rio são menores. Sugere-se também que a vazão do rio Pará seja a forçante que permitiu a maior ocorrência de direções concordantes a ela no ponto B1 (Figura 7-154d), porém em menor medida que o rio Amazonas, uma vez que a vazão média inserida no modelo para o primeiro foi de $14.577 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ e para o segundo foi de $200.547 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

De maneira oposta, a hidrodinâmica nas áreas mais distantes da costa é dominada pela CNB. A presença dessa feição foi verificada nas rosas de corrente através da maior ocorrência do fluxo na direção noroeste, como ficou claro nos resultados B2 (Figura 7-154d).

A predominância do sinal da CNB no ponto B2, difere do outro ponto localizado na região intermediária da plataforma continental na radial A, onde é observada a maior influência do fluxo de marés (Figura 7-154b), em termos de frequência de ocorrência. Possivelmente, na região do ponto B2 a área de influência da CNB abrange porções mais internas da plataforma continental, o que não ocorre mais ao norte visto a influência da vazão do rio Amazonas (Figura 7-154b).

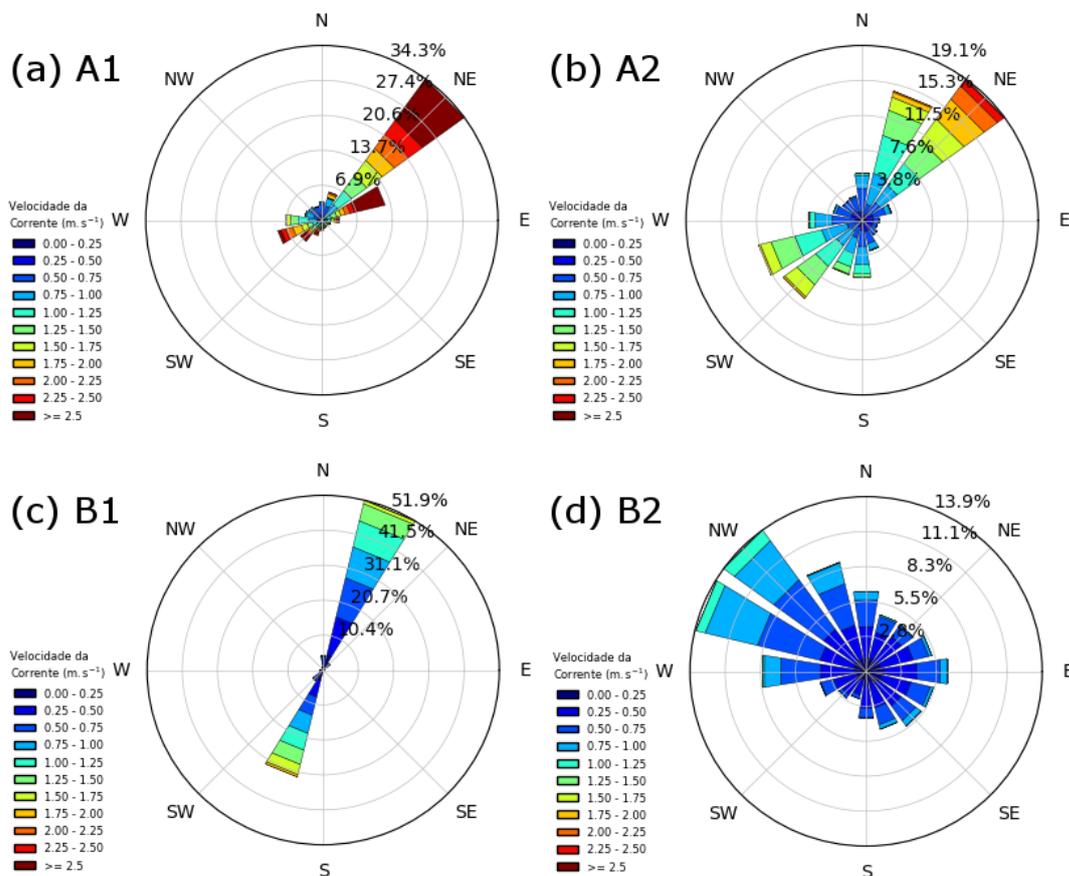


Figura 7-154: Rosas de correntes referente às velocidades barotrópicas da grade ROMS-G2. A primeira linha de figuras se refere à radial A, localizada na foz do rio Amazonas e segunda linha à radial B, localizada na foz do rio Pará. A primeira coluna apresenta os pontos mais costeiros e a segunda coluna os pontos intermediários, conforme ilustrado na Figura 7-153.

A Figura 7-155 ilustra a distribuição das rosas de correntes presentes na Figura 7-154 sobre o mapa da área de estudo, possibilitando a melhor visualização das características da região e da hidrodinâmica. É possível perceber que a maré é o forçante mais energético na região de estudo, sendo observadas maiores velocidades de correntes nos pontos em que ela domina. Entretanto, a vazão do rio Amazonas é o principal forçante local, como pode ser claramente observado no fluxo dominante no ponto A1.

Tal diferenciação também foi observada nas análises das séries temporais no domínio da frequência, onde as energias das componentes zonal e meridional da velocidade barotrópica para o ponto A1 foram as

maiores, seguidas pelos pontos onde a maré foi o controlador e por fim as áreas onde a CNB dominou a hidrodinâmica.

No tocante aos períodos de maior energia, os períodos de 12 e 24 h, relacionados às componentes de marés diurnas e semidiurnas, foram os mais importantes em todos os pontos próximos à foz dos rios e na plataforma continental intermediária (Pontos A e B). No ponto B2, no entanto, também é observada uma maior energia no periodograma na baixa frequência (Figura 7-156), que poderia estar associado ao período da CNB, no entanto, devido ao tamanho da série utilizada para a análise de frequência, com um ano de duração, não foi possível realizar esta análise com precisão

Nos pontos A1, B1 e C1, também se destaca que os períodos em torno de 6 h foram energeticamente relevantes. Isto se explica, pois as componentes de maré quartidiurnas estão associadas a regiões mais rasas, características dos pontos na foz dos rios.

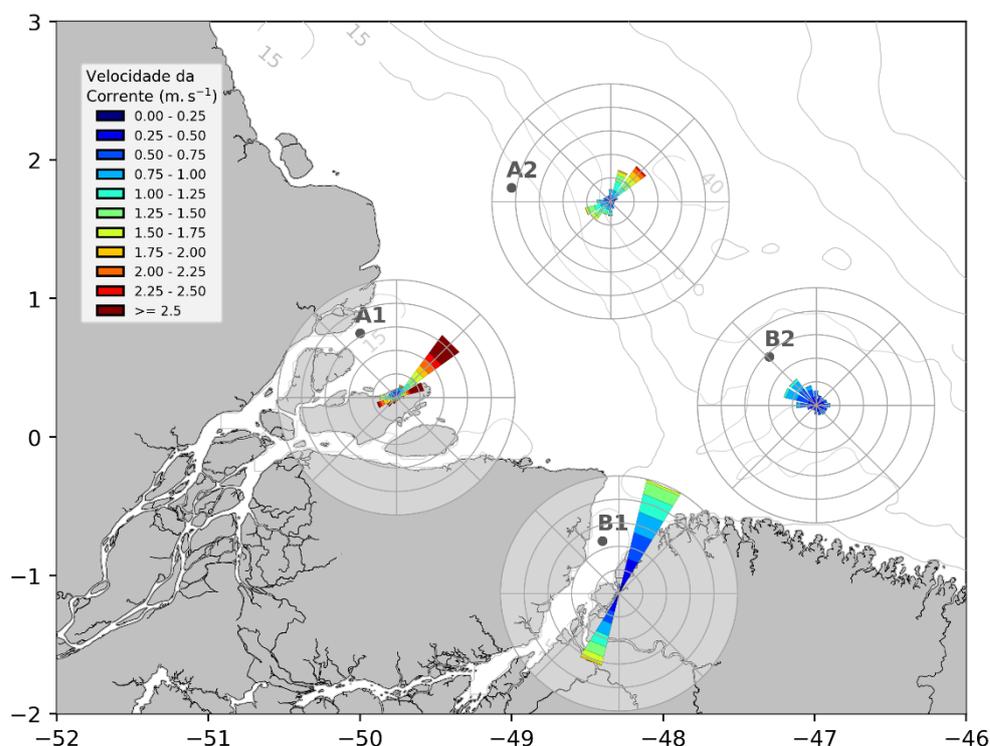


Figura 7-155: Distribuição das rosas de correntes barotrópicas apresentadas na Figura 7-154 sobre o mapa da grade intermediária ROMS-G2 e a posição dos pontos escolhidos para a extração das séries temporais utilizadas na produção das mesmas. As linhas cinza representam a profundidade da região, em metros, de acordo com a grade ROMS-G2. Destaque-se que os círculos concêntricos de frequência de ocorrência de cada direção foram padronizados para todas as rosas seguindo aquela com os maiores percentuais, neste caso, o B1. Tais valores correspondem, em ordem decrescente, a 52%, 41,6%, 31,2%, 20,8% e 10,4%.

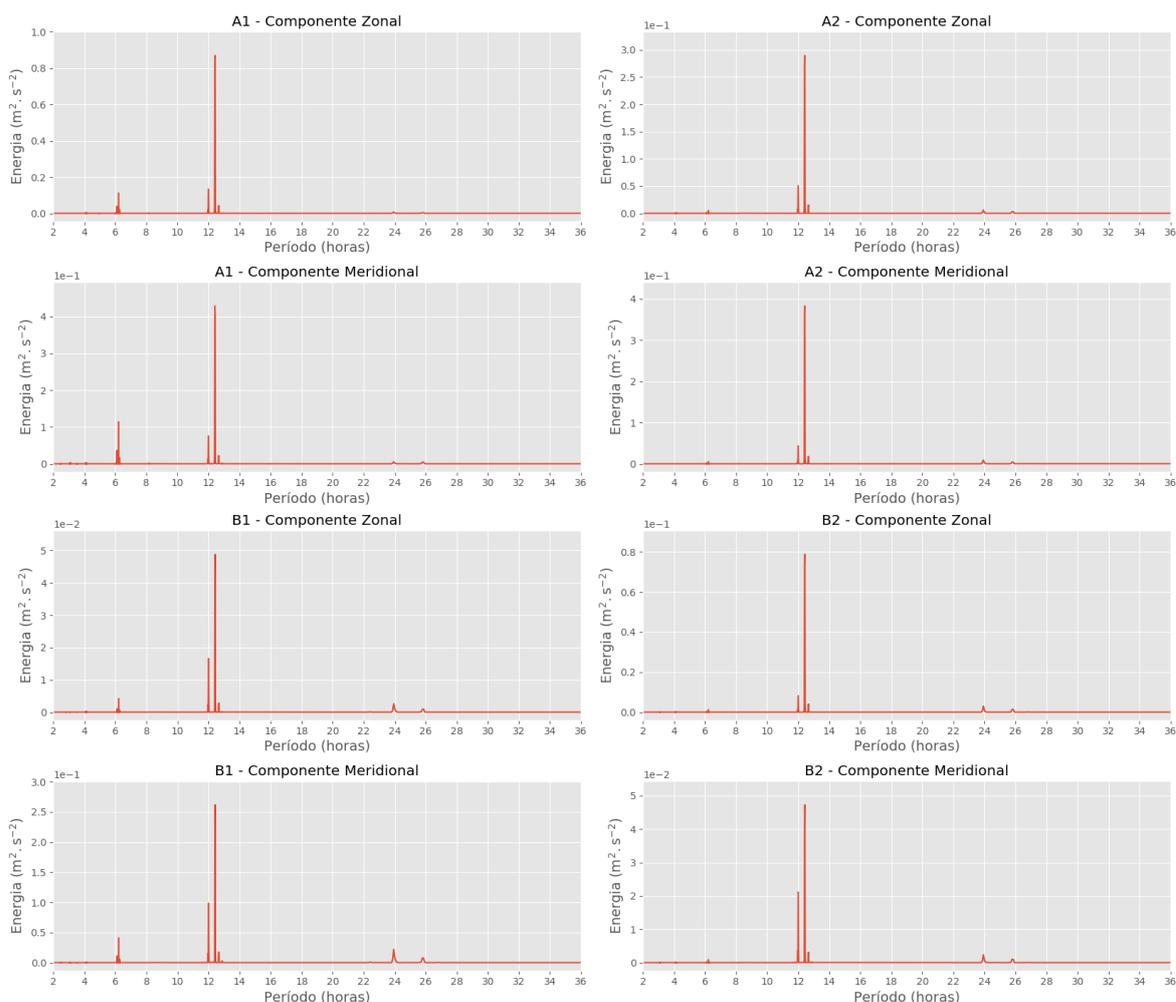


Figura 7-156: Periodogramas das séries temporais das componentes meridional e zonal da velocidade barotrópica para os pontos apresentados na Figura 7-153 de acordo com a simulação desenvolvida para a grade intermediária ROMS-G2.

Segundo as rosas de corrente aplicada aos resultados obtidos pelo modelo construído em volumes finitos (Delft3D-FM) observa-se a predominância da maré nessa região inclusive em pontos mais distantes como A2 e B2, da mesma forma do que apresentado pelo modelo construído em diferenças finitas (ROMS) segundo o comportamento em direções opostas entre si e perpendiculares à orientação da linha de costa (Figura 7-157). Nesse resultado, também pode ser apontada a grande relevância do aporte do rio Amazonas visto em A2 mas maiores velocidades possuem direção nordeste. Sob o mesmo ponto de análise, o rio Pará também se apresentou como importante forçante, fator apontado pela maior ocorrência de direções em sentido nordeste em B2.

Diferente do que foi observado no modelo em diferenças finitas (Figura 7-155) a CNB não foi identificada nos pontos A2 e B2 sendo possível apenas a identificação da maré. Esse resultado é coerente com a metodologia de desenvolvimento desse modelo visto que seu principal alvo foram os padrões hidrodinâmicos no estuário e planícies alagáveis não procurando responder processos em plataforma.

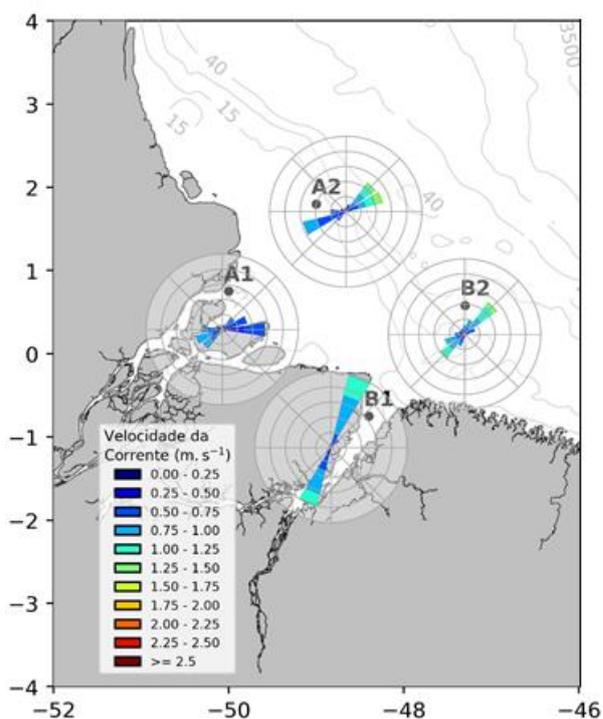


Figura 7-157: Distribuição das rosas de correntes barotrópicas resultado do modelo Pará-Amazonas (Delft3d-FM). As linhas cinza representam a profundidade da região, em metros. Destaque-se que os círculos concêntricos de frequência de ocorrência de cada direção foram padronizados para todas as rosas seguindo aquela com os maiores percentuais, neste caso, o B1. Tais valores correspondem, em ordem decrescente, a 52%, 41,6%, 31,2%, 20,8% e 10,4%.

O modelo Pará-Amazonas indicou o período de 12 horas como o de maior energia, relacionado às componentes semidiurnas da maré para todos os pontos. Nos pontos A1 e B1, foram identificados períodos de 6h corroborando com o observado na grade ROMS-G2 que também indica as componentes quartidiurnas associadas a regiões rasas.

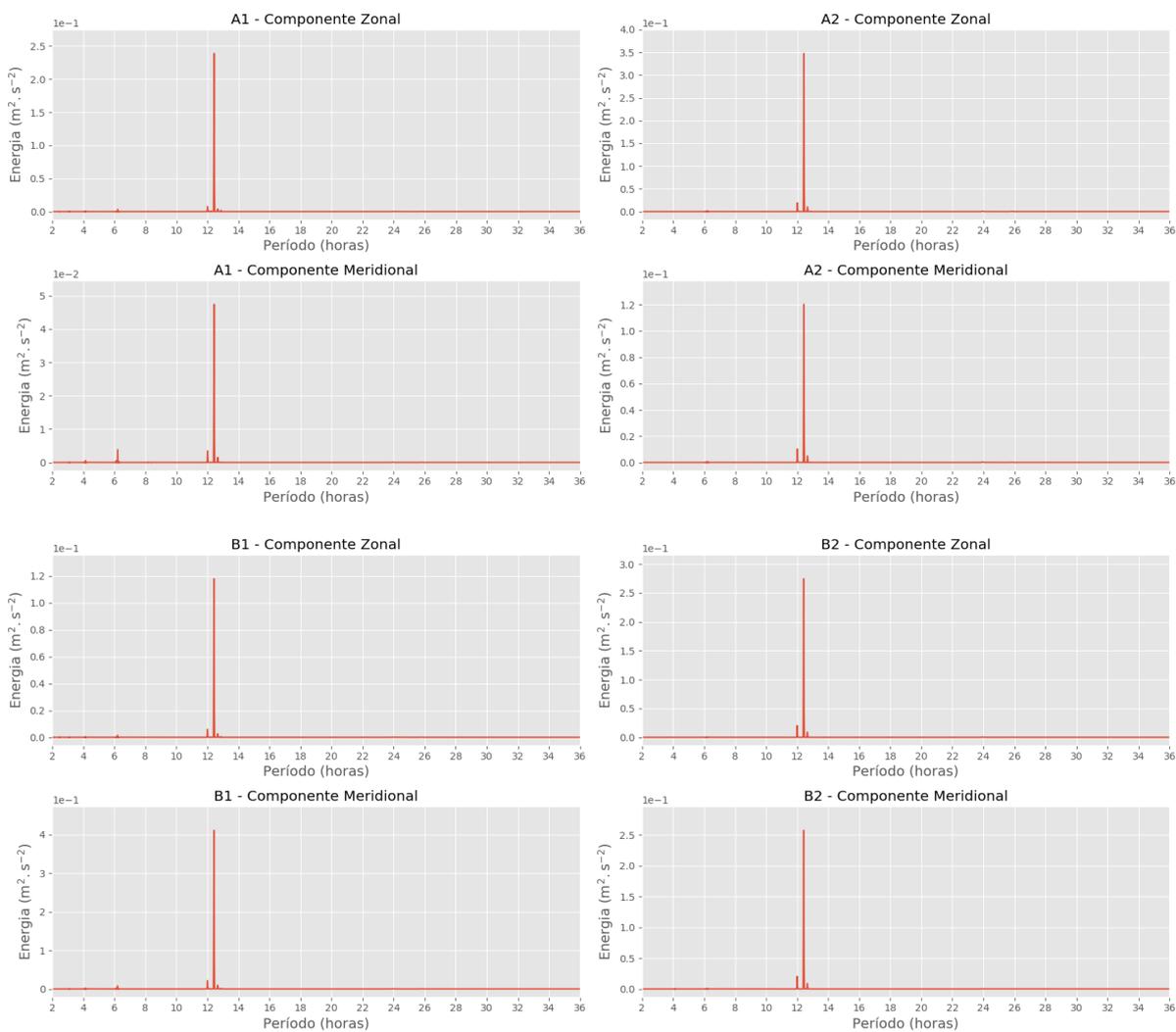


Figura 7-158: Periodogramas das séries temporais das componentes meridional e zonal da velocidade barotrópica para os pontos apresentados na Figura 7-157 de acordo com os resultados obtidos após simulação do modelo Pará-Amazonas.

7.6. Referências Bibliográficas

- AMANTE, C., EAKINS, B. W., 2009. "ETOPO1 Global Relief Model converted to PanMap layer format". Disponível em: <<https://doi.org/10.1594/PANGAEA.769615>>.
- ARCEMENT JR, G. J., SCHNEIDER, V. R. Guide for Selecting Manning's Roughness Coefficients for Natural Channels and. Federal Highway Administration, 1989.
- DELMAN, A. S., MCCLEAN, J. L., SPRINTALL, J., et al., 2015, "Effects of Eddy Vorticity Forcing on the Mean State of the Kuroshio Extension", *Journal of Physical Oceanography*, v. 45, n. 5, pp. 1356–1375. doi: 10.1175/JPO-D-13-0259.1.
- DONG, C., GAO, X., ZHANG, Y., et al., 2019, "Multiple-Scale Variations of Sea Ice and Ocean Circulation in the Bering Sea Using Remote Sensing Observations and Numerical Modeling", *Remote Sensing*, v. 11, n. 12. ISSN: 2072-4292. doi: 10.3390/rs11121484.
- EGBERT, G. D., BENNETT, A. F., FOREMAN, M. G. G., 1994, "TOPEX/POSEIDON tides estimated using a global inverse model", *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 99, n. C12, pp. 24821–24852. ISSN: 2156-2202. doi: 10.1029/94JC01894.
- GOOD, S. A., MARTIN, M. J., RAYNER, N. A., 2013, "EN4: Quality controlled ocean temperature and salinity profiles and monthly objective analyses with uncertainty estimates", *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 118, n. 12, pp. 6704–6716. doi: 10.1002/2013JC009067.
- INGLEBY, B., HUDDLESTON, M., 2007, "Quality control of ocean temperature and salinity profiles — Historical and real-time data", *Journal of Marine Systems*, v. 65, pp. 158–175. doi: 10.1016/j.jmarsys.2005.11.019.
- JOUANNO, J., SHEINBAUM, J., BARNIER, B., et al., 2012, "Seasonal and Interannual Modulation of the Eddy Kinetic Energy in the Caribbean Sea", *Journal of Physical Oceanography*, v. 42, n. 11, pp. 2041–2055. doi: 10.1175/JPO-D-12-048.1.
- JPL, N., 2013a. "NASA Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) Global 1 arc second". a. Disponível em: <<https://earthexplorer.usgs.gov/>>.
- JPL, N., 2013b. "NASA Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) Water Body Data Shapefiles & Raster Files". b. Disponível em: <<https://earthexplorer.usgs.gov/>>.
- KANAMITSU, M., EBISUZAKI, W., WOOLLEN, J., et al., 2002, "NCEP–DOE AMIP-II Reanalysis (R-2)", *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 83, n. 11, pp. 1631–1644. doi: 10.1175/BAMS-8311-1631.
- LEE, T., GENTEMANN, C., 2018, "Satellite SST and SSS Observations and Their Roles to Constrain Ocean Models". In: Chassignet, E. P., Pascual, A., Tintoré, J., et al. (Eds.), *New Frontiers in Operational Oceanography*, 1 ed., GODAE OceanView, cap. 11, pp. 271–288, The address of the publisher, 11. doi: 10.17125/gov2018.ch11.
- LIU, X. Airborne LiDAR for DEM generation: some critical issues. *Progress in physical geography*, v. 32, n. 1, p. 31-49, 2008.

- MARCHESIELLO, P., MCWILLIAMS, J. C., SHCHEPETKIN, A., 2003, "Equilibrium Structure and Dynamics of the California Current System", *Journal of Physical Oceanography*, v. 33, n. 4, pp. 753–783. doi: 10.1175/1520-0485(2003)33<753:ESADOT>2.0.CO;2.
- MOORE, A. M., ARANGO, H. G., BROQUET, G., et al., 2011, "The Regional Ocean Modeling System (ROMS) 4-dimensional variational data assimilation systems: Part I – System overview and formulation", *Progress in Oceanography*, v. 91, n. 1, pp. 34–49. ISSN: 0079-6611. doi:10.1016/j.pocean.2011.05.004.
- OUDOT, C., TERNON, J. F., ANDRIÉ, C., et al., 1999, "On the crossing of the equator by intermediate water masses in the western Atlantic ocean: Identification and pathways of Antarctic Intermediate Water and Upper Circumpolar Water", *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 104, n. C9, pp. 20911–20926. doi: 10.1029/1999JC900123.
- PHILANDER, S., 2001, "Atlantic Ocean Equatorial Currents". In: Steele, J. H. (Ed.), *Encyclopedia of Ocean Sciences*, Academic Press, pp. 188 – 191, Oxford. ISBN: 978-0-12-227430-5. doi: 10.1006/rwos.2001.0361.
- PICAUT, J., HAYES, S. P., MCPHADEN, M. J., 1989, "Use of the geostrophic approximation to estimate time-varying zonal currents at the equator", *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 94, n. C3, pp. 3228–3236. doi: 10.1029/JC094iC03p03228.
- SERVAIN, J., BUSALACCHI, A. J., MCPHADEN, M. J., et al., 1998, "A Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic (PIRATA)", *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 79, n. 10, pp. 2019–2032. doi: 10.1175/1520-0477(1998)079<2019:APRMAI>2.0.CO;2.
- SHCHEPETKIN, A. F., MCWILLIAMS, J. C., 2005, "The regional oceanic modeling system (ROMS): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model", *Ocean Modelling*, v. 9, pp. 347–404.
- STARK, J. D., DONLON, C. J., MARTIN, M. J., et al., 2007, "OSTIA: An operational, high resolution, real time, global sea surface temperature analysis system". In: *Oceans 2007*, Aberdeen, Scotland. IEEE Service Center. doi: 10.1109/OCEANSE.2007.4302251.
- TOSTE, R. Efeitos da subida do nível do mar na inundação costeira na costa leste do Brasil devido às Mudanças Climáticas. Tese de Doutorado – Programa de Engenharia Civil – COPPE/UFRJ. Rio de Janeiro. 212p. 2017.
- WARNER, J. C., DEFNE, Z., HAAS, K., et al., 2013, "A wetting and drying scheme for ROMS", *Computers & geosciences*, v. 58, pp. 54–61.
- WEAVER, A., COURTIER, P., 2001, "Correlation modelling on the sphere using a generalized diffusion equation", *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 127, n. 575, pp. 1815–1846. doi: 10.1002/qj.49712757518.
- WILKIN, J. L., BOWEN, M. M., EMERY, W. J., 2002, "Mapping mesoscale currents by optimal interpolation of satellite radiometer and altimeter data", *Ocean Dynamics*, v. 52, pp. 95–103. doi: 10.1007/s10236-001-0011-2.

ZAVALA-GARAY, J., WILKIN, J. L., 2011, Sub-mesoscale Ocean State Estimation in Shelf/Slope Regions Using Variational Data Assimilation to Integrate Ocean Observing System Data: Application to SW06. Relatório técnico, RUTGERS - THE STATE UNIV NEW BRUNSWICK NJ INST OF MARINE AND COASTAL SCIENCE, 12.