



INFLUÊNCIA DAS OSCILAÇÕES SUBINERCIAIS NA VARIABILIDADE DE TEMPERATURA NA PLATAFORMA CONTINENTAL SUDESTE DO BRASIL

Bruna Reis Leite França

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-graduação em Engenharia Civil, COPPE, da Universidade Federal do Rio de Janeiro, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Doutor em Engenharia Civil.

Orientadores: Luiz Landau
Luiz Paulo de Freitas Assad

Rio de Janeiro
Agosto de 2018

INFLUÊNCIA DAS OSCILAÇÕES SUBINERCIAIS NA VARIABILIDADE DE
TEMPERATURA NA PLATAFORMA CONTINENTAL SUDESTE DO BRASIL

Bruna Reis Leite França

TESE SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO INSTITUTO ALBERTO LUIZ
COIMBRA DE PÓS-GRADUAÇÃO E PESQUISA DE ENGENHARIA (COPPE)
DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO COMO PARTE DOS
REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE DOUTOR
EM CIÊNCIAS EM ENGENHARIA CIVIL.

Examinada por:

Prof. Luiz Landau, D.Sc.

Prof. Luiz Paulo de Freitas Assad, D.Sc.

Prof. José Luis Drummond Alves, D.Sc.

Prof. Edilson Marton, D.Sc.

Prof. Mauro Cirano, Ph.D.

Prof. Marcio Cataldi, D.Sc.

RIO DE JANEIRO, RJ – BRASIL
AGOSTO DE 2018

França, Bruna Reis Leite

Influência das Oscilações Subinerciais na Variabilidade de Temperatura na Plataforma Continental Sudeste do Brasil /Bruna Reis Leite França. – Rio de Janeiro: UFRJ/COPPE, 2018.

XIX, 120 p.: il.; 29,7cm.

Orientadores: Luiz Landau

Luiz Paulo de Freitas Assad

Tese (doutorado) – UFRJ/COPPE/Programa de Engenharia Civil, 2018.

Referências Bibliográficas: p. 103 – 111.

1. Oscilações Subinerciais. 2. Ondas de Plataforma.
3. Ondas Confinadas Costeiras. 4. Maré Meteorológica.
5. Frentes Frias. 6. Fluxos de Calor. 7. Plataforma Continental Sudeste do Brasil. I. Landau, Luiz *et al.*
II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE, Programa de Engenharia Civil. III. Título.

Agradecimentos

Meus agradecimentos a todos que contribuíram para o desenvolvimento dessa tese.

Aos meus orientadores Luiz Landau e Luiz Paulo de Freitas Assad pela oportunidade, confiança e incentivo na elaboração dessa tese e na participação dos projetos do Laboratório de Métodos Computacionais em Engenharia (LAMCE). Ainda que em momentos desafiadores, nunca me faltou suporte ao longo desse trabalho.

Ao Programa Petrobrás de Formação de Recursos Humanos (PFRH) pelo financiamento e ao Programa de Engenharia Civil (PEC) pela oportunidade de aperfeiçoamento pessoal.

Aos integrantes da banca Marcio Cataldi, Edilson Marton, Mauro Cirano e José Luis Drummond Alves pelas sugestões e pelas discussões levantadas.

A equipe LAMCE por todo tipo de suporte prestado. Em destaque a equipe da TI pela prontidão em solucionar eventuais problemas técnicos.

A todos os integrantes do Núcleo de Modelagem Ambiental (NUMA) pelos cafés, amizade, incentivo e troca de conhecimento, em especial à Raquel Toste que foi fundamental no aprendizado do modelo hidrodinâmico utilizado nessa tese.

Aos colegas da REMO-CHM (Rede de Modelagem e Observação Oceanográfica - Centro de Hidrografia da Marinha) pelas sugestões na etapa final do trabalho.

Finalmente gostaria de agradecer à minha família, aos meus amigos e ao Paulo pelo apoio, carinho e incentivo durante essa etapa.

Resumo da Tese apresentada à COPPE/UFRJ como parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Doutor em Ciências (D.Sc.)

INFLUÊNCIA DAS OSCILAÇÕES SUBINERCIAIS NA VARIABILIDADE DE TEMPERATURA NA PLATAFORMA CONTINENTAL SUDESTE DO BRASIL

Bruna Reis Leite França

Agosto/2018

Orientadores: Luiz Landau

Luiz Paulo de Freitas Assad

Programa: Engenharia Civil

O impacto das oscilações subinerciais oriundas de frentes frias na variabilidade da temperatura do mar na Plataforma Continental Sudeste do Brasil foi investigado a partir de duas simulações numéricas em alta resolução espacial. Com o fim de avaliar o comportamento das ondas citadas com e sem influência de sistemas frontais os experimentos foram configurados com forçantes atmosféricos diários (Experimento 1) e mensais (Experimento 2) respectivamente. Para cada simulação foram avaliados um evento típico e extremo previamente selecionados e caracterizados. De forma geral, observou-se uma tendência ao resfriamento do oceano em superfície estendendo-se para maiores profundidades ao longo da propagação das oscilações para NE em ambas simulações, principalmente no Expt.1. Nesse experimento foi observado na plataforma continental interna um declínio da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) de até $0,2\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{dia}$ durante o evento típico e de até $0,6\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{dia}$ durante o evento extremo. O efeito de resfriamento apresentou-se mitigado após Ilha Bela, exceto no evento extremo cujo declínio da temperatura estendeu-se até Cabo Frio. No Experimento 1 foi observada a maior contribuição do termo advectivo vertical na equação de conservação de calor e do termo advectivo horizontal no Experimento 2, indicando a maior influência da interação na camada limite oceano-atmosfera e da propagação da onda respectivamente. A maior contribuição negativa no balanço do fluxo de calor superficial total foi associada à menor incidência de radiação solar no evento típico e aos fluxos turbulentos de calor, especialmente de calor latente, no evento extremo. Nos eventos típico e extremo foi observada uma transferência de calor do oceano para a atmosfera de aproximadamente $20\text{ W}/\text{m}^2$ e $220\text{ W}/\text{m}^2$ respectivamente.

Abstract of Thesis presented to COPPE/UFRJ as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Doctor of Science (D.Sc.)

INFLUENCE OF SUBINERTIAL WAVES IN THE VARIABILITY OF
TEMPERATURE IN THE SOUTHEASTERN CONTINENTAL SHELF OF
BRAZIL

Bruna Reis Leite França

August/2018

Advisors: Luiz Landau

Luiz Paulo de Freitas Assad

Department: Civil Engineering

The impact of subinertial waves originated from cold fronts on the variability of sea temperature in Southeast Brazilian Continental Shelf was investigated through two numerical simulations with high spatial resolution. In order to evaluate the behavior of these waves with and without influence of frontal systems, the experiments were configured with daily (Experiment 1) and monthly (Experiment 2) atmospheric forcing respectively. In each simulation was evaluated a typical and an extreme event previously selected and characterized. In general, a tendency to ocean cooling on the surface and into greater depths along the propagation of the oscillations for NE was observed in both experiments, mainly in Expt.1. In this experiment was observed the decline in Sea Surface Temperature (SST) of up to $0.2\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{day}$ during the typical event and up to $0.6\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{day}$ on inner continental shelf during the extreme event. The cooling effect was mitigated after Ilha Bela, except in extreme event when the temperature decline spreads to Cabo Frio. The greatest contribution in heat conservation equation was the vertical advective term in Experiment 1 and the horizontal advective term in Experiment 2, indicating the greater influence of the interaction in the ocean-atmosphere boundary layer and of the wave propagation respectively. The largest negative contribution in the total surface heat flux balance was associated with the lower incidence of solar radiation in the typical event and with turbulent heat fluxes, especially latent heat, in the extreme event. In the typical and extreme events selected, the heat transfer from the ocean to the atmosphere was observed to be about $20\text{ W}/\text{m}^2$ and $220\text{ W}/\text{m}^2$ respectively.

Sumário

| | |
|--|--------------|
| Lista de Figuras | ix |
| Lista de Tabelas | xvii |
| Lista de Abreviaturas | xviii |
| 1 Introdução | 1 |
| 2 Plataforma Continental Sudeste do Brasil | 5 |
| 2.1 Características Termohalinas e Circulação na PCSE | 6 |
| 2.1.1 Plataforma Continental Interna (PCI) | 8 |
| 2.1.2 Plataforma Continental Média (PCM) | 9 |
| 2.1.3 Plataforma Continental Externa (PCE) | 10 |
| 2.2 Forçantes Meteorológicos | 11 |
| 3 Metodologia | 20 |
| 3.1 Etapa 1: Bases para Definição e Caracterização dos Eventos Típico e Extremo | 20 |
| 3.1.1 Base oceânica: modelo HYCOM | 20 |
| 3.1.2 Base atmosférica: Reanálise do NCEP | 21 |
| 3.1.3 <i>Wavelet</i> (Ondaleta) | 21 |
| 3.2 Etapa 2: Representação dos eventos - Modelo oceânico ROMS | 22 |
| 3.2.1 Discretizações Horizontais e Verticais | 23 |
| 3.2.2 Experimentos | 24 |
| 3.3 Etapa 3: Análise dos fluxos de calor | 26 |
| 4 Resultados e Discussões | 31 |
| 4.1 Avaliação dos Experimentos | 31 |
| 4.1.1 Comparação entre as simulações oceânicas e as bases MUR, PNBOIA, GLOSS, NCEP e ECMWF | 31 |
| 4.1.2 Aspectos Oceanográficos | 42 |
| 4.2 Definição e caracterização dos eventos típicos e extremos | 48 |

| | | |
|----------|---|------------|
| 4.2.1 | Frequência de ocorrência das oscilações subinerciais | 50 |
| 4.2.2 | Caracterização dos eventos selecionados | 52 |
| 4.3 | Densidades espectrais | 60 |
| 4.4 | Efeito das oscilações subinerciais nos campos de temperatura em superfície e na coluna d'água | 65 |
| 4.4.1 | Contribuição dos termos da equação de conservação de calor | 73 |
| 5 | Conclusões | 97 |
| 5.1 | Características dos eventos típico e extremos selecionados | 97 |
| 5.2 | Frequência de ocorrência dos eventos e principais densidades espectrais | 98 |
| 5.3 | Impacto das OS na variabilidade da temperatura na PCSE | 98 |
| 5.3.1 | Termo dominante no balanço de calor das OS | 99 |
| 5.3.2 | Fluxo de calor superficial | 100 |
| 6 | Considerações Finais | 101 |
| | Referências Bibliográficas | 103 |
| A | Anexo | 112 |
| A.1 | Teoria das OPCs | 112 |
| A.1.1 | Ondas de Kelvin | 112 |
| A.1.2 | Ondas Topográficas | 115 |

Lista de Figuras

| | | |
|-----|--|----|
| 2.1 | Batimetria da Plataforma Continental Sudeste do Brasil | 5 |
| 2.2 | Esquematisação da dinâmica da PCSE nos compartimentos PCI, PCM e PCE. Retirada de GREGORIO (2014). | 8 |
| 2.3 | Campos médios da pressão (Pa) no nível médio do mar e de vento (m/s) a 10 m (vetores) durante verão (dezembro a fevereiro - quadro superior) e inverno (junho a agosto - quadro inferior) considerando o período entre 2000 e 2010. Fonte: Dados oriundos da reanálise ERA-Interim. | 12 |
| 2.4 | Modelo conceitual de uma passagem de frente fria sobre a América do Sul aplicado aos períodos de verão e inverno. As setas escuras (claras) representam os ventos de baixo nível advectando ar frio (quente). Os centros de alta (baixa) pressão são indicados por A(B). Os contornos finos representam a superfície isobárica. Adaptada de GARREAUD (2000). | 14 |
| 2.5 | Representação gráfica do modelo conceitual de uma frente fria durante o inverno na costa sudeste do Brasil. Os eixos x e o y representam a direção leste e norte respectivamente. Adaptada de STECH e LORENZZETTI (1992). | 16 |
| 2.6 | Evolução temporal do nível médio (cm), com período entre 3 e 20 dias, ao longo da costa. As linhas tracejadas em 23 °S e 18 °S indicam a localização dos pontos onde ocorrem variações nas amplitudes e velocidade de propagação das OPCs e as setas os trechos em que foram calculadas as respectivas velocidades. Retirada de FRANÇA (2013). | 18 |
| 2.7 | Modelo conceitual proposto por GREGORIO (2014) indicando as regiões de formação e propagação das ondas de plataforma na PCSE. Retirada de GREGORIO (2014). | 19 |
| 3.1 | Esquematisação de uma grade C Arakawa. Retirado de https://www.myroms.org/ | 23 |

| | | |
|-----|--|----|
| 3.2 | Discretização vertical utilizada no ROMS (quadro esquerdo) e exemplo da distribuição vertical de camadas (quadro direito) seguindo o terreno em uma seção. Adaptado de https://www.myroms.org/ | 24 |
| 3.3 | Configurações básicas dos experimentos. | 26 |
| 4.1 | Campos médios sazonais de TSM da base MUR (coluna esquerda), da simulação do HYCOM (coluna central) e suas respectivas anomalias (coluna direita). A isobatimétrica é a de 200 m, limite aproximado da plataforma. | 33 |
| 4.2 | Campos médios sazonais de TSM da base MUR (1ª coluna), das simulações do ROMS (2ª e 4ª coluna) e suas respectivas anomalias (3ª e 5ª coluna). A linha em negrito preta indica a isobatimétrica de 200 m, limite aproximado da plataforma. | 34 |
| 4.3 | Médias espaciais (linha cheia) e desvios padrões (áreas sombreadas) de TSM das bases MUR, HYCOM e ROMS (Expt.1 e Expt.2 - quadro superior e inferior respectivamente) de 2012, englobando somente profundidades inferiores a 200 m. | 35 |
| 4.4 | Batimetria da PCSE e localização dos pontos situados em Ilha Fiscal (ponto amarelo) e em Santos (ponto vermelho). Os dados dos pontos citados compõem os projetos GLOSS e PNBOIA respectivamente, os quais fornecem dados de ASM e TSM. | 36 |
| 4.5 | Séries de TSM de 2012 referente ao ponto de Santos oriundas do Projeto PNBOIA e das simulações Expt.1 e Expt.2. | 37 |
| 4.6 | Séries de ASM com períodos entre 3 e 20 dias da Ilha Fiscal do Projeto GLOSS e das simulações no HYCOM (1ª linha) e no ROMS (2ª e 3ª linha respectivamente) e os respectivos coeficientes de correlação (Corr.) e RMSE entre as séries. O quarto quadro indica a comparação ampliada entre o dado e os experimentos no ROMS entre meados de agosto e outubro de 2012. | 38 |
| 4.7 | Comparação entre as séries médias compreendendo a área de grade do ROMS dos fluxos de calor (W/m^2) turbulentos (calor sensível e latente - 1ª e 2ª linha respectivamente) e dos fluxos radiativos (3ª linha: ondas curtas - O.C.; 4ª linha: ondas longas - O.L.), considerando as bases do NCEP, ECMWF e Expt.1 (ROMS). Os coeficientes de correlação entre as bases e o experimento são indicados nas figuras. O primeiro valor é referente a comparação com o NCEP e o segundo com o ECMWF. | 41 |

| | | |
|------|--|----|
| 4.8 | Batimetria(m) da PCSE, localização da seção para análise dos campos de massa e de velocidade (pontos amarelos) e localização dos pontos definidos para análise do diagrama TS (símbolos vermelhos). | 42 |
| 4.9 | Comparação do Diagrama TS, considerando os valores médios anuais dos perfis do HYCOM (coluna esquerda) e dos experimentos do ROMS (coluna central e direita) nas isobatimétricas de 200, 1000 e 2000 m em região central da área simulada. | 43 |
| 4.10 | Comparação de seção em região central da área simulada de temperatura considerando os valores médios de verão de 2012 do HYCOM (1ª linha) e dos experimentos do ROMS (Expt.1 e Expt.2 - 2ª e 3ª linha respectivamente) durante o verão. | 44 |
| 4.11 | Comparação de seção em região central da área simulada de temperatura considerando os valores médios de inverno de 2012 do HYCOM e dos experimentos do ROMS durante o inverno. | 45 |
| 4.12 | Comparação de seção em região central da área simulada de salinidade considerando os valores médios de verão de 2012 do HYCOM e dos experimentos do ROMS durante o verão. | 46 |
| 4.13 | Comparação de seção em região central da área simulada de salinidade considerando os valores médios de inverno de 2012 do HYCOM e dos experimentos do ROMS durante o inverno. | 46 |
| 4.14 | Comparação de seção em região central da área simulada da componente meridional de velocidade considerando os valores médios de verão de 2012 do HYCOM e dos experimentos do ROMS durante o verão. | 47 |
| 4.15 | Comparação de seção em região central da área simulada da componente meridional de velocidade considerando os valores médios de inverno de 2012 do HYCOM e dos experimentos do ROMS durante o inverno. | 48 |
| 4.16 | Batimetria(m) da PCSE e localização do ponto selecionado ao sul de Cabo Frio (ponto vermelho) para análise dos eventos na região. | 49 |
| 4.17 | Série de ASM entre 1992 e 2012 do HYCOM com períodos entre 3 e 20 dias extraída de ponto ao sul de Cabo Frio (quadro inferior). A linha tracejada indica o dobro do desvio padrão (2σ), e os triângulos vermelhos as elevações superiores a 0,3 m. O quadro superior indica o histograma da respectiva série em função da frequência de ocorrência e amplitude. | 50 |

| | | |
|------|--|----|
| 4.18 | Série de 2012 de ASM do HYCOM com períodos entre 3 e 20 dias extraída de ponto ao sul de Cabo Frio (quadro inferior) e histograma da respectiva série (quadro superior). Os círculos destacados indicam eventos típicos de elevação com magnitudes entre 0,05 e 0,15m, sendo o círculo vermelho a indicação do evento típico selecionado para análise. | 52 |
| 4.19 | Evolução temporal das séries de elevação extraídas na isobatimétrica de 20 m com períodos entre 3 e 20 dias em função do tempo e da latitude ao longo de 2012 (quadro superior). O quadro inferior refere-se ao período compreendendo o evento extremo selecionado. | 53 |
| 4.20 | Campos de pressão média no nível do mar (Pa) e de vento em superfície (m/s) - os círculos indicam centros de alta (A) ou baixa (B) pressão; e campos de temperatura do ar (°C) em superfície do NCEP (quadros superiores e intermediários respectivamente); e campos de elevação do nível do mar considerando somente os valores positivos do HYCOM (quadros inferiores) durante o evento extremo selecionado. | 55 |
| 4.21 | Campos de pressão média no nível do mar (Pa) e de vento em superfície (m/s) - os círculos indicam centros de alta (A) ou baixa (B) pressão; e campos de temperatura do ar (°C) em superfície do NCEP (quadros superiores e intermediários respectivamente); e campos de elevação do nível do mar considerando somente os valores positivos do HYCOM (quadros inferiores) durante o evento típico selecionado. | 58 |
| 4.22 | Série de ASM do HYCOM com períodos entre 3 e 20 dias (quadro inferior) extraída de ponto central da PCSE (quadro superior - ponto em vermelho no mapa). Os períodos destacados na série indicam eventos extremos (asteriscos vermelhos) com magnitudes superiores a 0.5m. | 60 |
| 4.23 | Série de ASM com períodos entre 3 e 20 dias de ponto central da PCSE referente ao ano de 1999 (quadro superior) e análise <i>wavelet</i> aplicada à respectiva série sem filtro (quadro inferior). Na série os círculos laranjas indicam eventos extremos citados na literatura e asteriscos vermelhos eventos com magnitudes superiores a 0,5m. Na análise o espectro de potência é associado aos períodos, os quais foram representados na escala logarítmica (base 2), a linha preta indica nível de confiança superior a 95% e a linha curva o cone de influência. | 62 |

| | | |
|------|--|----|
| 4.24 | Série de ASM com períodos entre 3 e 20 dias de ponto central da PCSE referente ao ano de 2012 (quadro superior) e análise <i>wavelet</i> aplicada à respectiva série sem filtro (quadro inferior). Na série os círculos laranjas indicam eventos extremos citados na literatura e asteriscos vermelhos eventos com magnitudes superiores a 0,5m. Na análise o espectro de potência é associado aos períodos, os quais foram representados na escala logarítmica (base 2), a linha preta indica nível de confiança superior a 95% e a linha curva o cone de influência. | 63 |
| 4.25 | Campos de ASM (m) e velocidade barotrópica (vetores), TSM ($^{\circ}C$), $\frac{\partial TSM}{\partial t}$ e $\frac{\partial T}{\partial t}$ ($^{\circ}C/dia$) com profundidades até 200 m da PCSE e períodos entre 3 e 20 dias considerando um evento típico de OS do Expt.1. A linha amarela indica a isobatimétrica de 20 m e o dia 0 indica o dia 22/09/12. | 67 |
| 4.26 | Somatório dos campos de $\partial TSM/\partial t$ (quadro direito) e $\partial T/\partial t$ (quadro esquerdo) durante o evento típico do Expt.1. entre os dias -1 e 1. | 68 |
| 4.27 | Campos de ASM (m) e velocidade barotrópica (vetores), TSM ($^{\circ}C$), $\frac{\partial TSM}{\partial t}$ e $\frac{\partial T}{\partial t}$ ($^{\circ}C/dia$) com profundidades até 200 m da PCSE e períodos entre 3 e 20 dias considerando um evento extremo de OS do Expt.1. A linha amarela indica a isobatimétrica de 20 m e o dia 0 indica o dia 27/09/12. | 70 |
| 4.28 | Somatório dos campos de $\partial TSM/\partial t$ (quadro direito) e $\partial T/\partial t$ (quadro esquerdo) durante o evento extremo do Expt.1. entre os dias -2 e 1 | 71 |
| 4.29 | Campos de ASM (m), velocidade barotrópica e $\frac{\partial T}{\partial t}$ ($^{\circ}C/dia$) com profundidades até 200 m da PCSE e períodos entre 3 e 20 dias considerando um evento típico e extremo de OS do Expt.2. O dia 0 indica o dia 22/09/12 no evento típico (1 ^a e 2 ^a coluna) 27/09/12 no evento extremo (3 ^a e 4 ^a coluna). | 72 |
| 4.30 | Soma dos campos de $\partial T/\partial t$ durante o evento típico (quadro esquerdo) e extremo (quadro direito) do Expt.2. entre os dias -1 e 1. | 73 |
| 4.31 | Subdivisão por áreas da PCI (quadro esquerdo), PCM (quadro central) e PCE (quadro direito) da área simulada definidas para análise do balanço de calor. | 74 |
| 4.32 | Evolução temporal das séries de elevação (m) e da média vertical da temperatura da água ($^{\circ}C$) - 1 ^a linha; da magnitude (m/s), direção dos ventos (setas), da temperatura do ar ($^{\circ}C$) - 2 ^a linha; da componente meridional de velocidade (m/s) - 3 ^a linha; e dos termos da conservação de calor ($^{\circ}C/dia$) - 4 ^a a 6 ^a linha, considerando os valores médios ao longo da profundidade na isobatimétrica de 20 m da área 2 durante os eventos típico e extremo do Expt.1. | 76 |

| | | |
|------|--|----|
| 4.33 | Evolução temporal das séries de elevação (m) e da média vertical da temperatura da água ($^{\circ}C$) - 1 ^a linha; da magnitude (m/s), direção dos ventos (setas), da temperatura do ar ($^{\circ}C$) - 2 ^a linha; da componente meridional de velocidade (m/s) - 3 ^a linha; e dos termos da conservação de calor ($^{\circ}C/dia$) - 4 ^a a 6 ^a linha, considerando os valores médios ao longo da profundidade na isobatimétrica de 20 m da área 3 durante os eventos típico e extremo do Expt.1. | 77 |
| 4.34 | Evolução temporal das séries de elevação (m) e da média vertical da temperatura da água ($^{\circ}C$) - 1 ^a linha; da componente meridional de velocidade (m/s) - 2 ^a linha; e dos termos da conservação de calor ($^{\circ}C/dia$) - 3 ^a a 5 ^a linha, considerando os valores médios ao longo da profundidade na isobatimétrica de 20 m da área 2 durante os eventos típico e extremo do Expt.2. | 79 |
| 4.35 | Evolução temporal das séries de elevação (m) e da média vertical da temperatura da água ($^{\circ}C$) - 1 ^a linha; da componente meridional de velocidade (m/s) - 2 ^a linha; e dos termos da conservação de calor ($^{\circ}C/dia$) - 3 ^a a 5 ^a linha, considerando os valores médios ao longo da profundidade na isobatimétrica de 20 m da área 3 durante os eventos típico e extremo do Expt.2. | 80 |
| 4.36 | Evolução temporal das componentes horizontais (coluna esquerda) e verticais (coluna direita) do termo advectivo ($^{\circ}C/dia$) considerando os valores médios da isobatimétrica de 20 m da área 2 durante os eventos típico e extremo do Expt.1 e Expt.2. | 81 |
| 4.37 | Evolução temporal das componentes horizontais (coluna esquerda) e verticais (coluna direita) do termo advectivo ($^{\circ}C/dia$) considerando os valores médios da isobatimétrica de 20 m da área 3 durante os eventos típico e extremo do Expt.1 e Expt.2. | 81 |
| 4.38 | Perfis verticais da temperatura média considerando a isobatimétrica de 50 m da área 2 entre 18/09/12 e 01/10/12, período abrangendo os eventos típico e extremo dos dois experimentos. | 83 |
| 4.39 | Valores médios de elevação (linha azul escuro) e $\partial T/\partial t$ (linha laranja) integrados na coluna d'água considerando os primeiros 20 m durante eventos típicos (quadro superior) e extremos (quadro inferior) de 2012 do Expt.1. Os contornos sombreados delimitam o dobro do desvio padrão e as linhas em tons mais claros indicam os eventos típico e extremo selecionados dos respectivos parâmetros. As linhas verticais indicam a localização de barreiras geográficas que delimitam as áreas mencionadas (de sul para norte: Cabo de Santa Marta, Ilha Bela e Cabo Frio). | 85 |

| | | |
|------|--|----|
| 4.40 | Valores médios de elevação (linha azul escuro) e $\partial T/\partial t$ (linha laranja) integrados na coluna d'água considerando os primeiros 20 m durante eventos típicos (quadro superior) e extremos (quadro inferior) de 2012 do Expt.2. Os contornos sombreados delimitam o dobro do desvio padrão e as linhas em tons mais claros indicam os eventos típico e extremo selecionados dos respectivos parâmetros. As linhas verticais indicam a localização de barreiras geográficas que delimitam as áreas mencionadas (de sul para norte: Cabo de santa Marta, Ilha Bela e Cabo Frio). | 86 |
| 4.41 | Valores médios de elevação (linha azul escuro) e $\partial T/\partial t$ (linha laranja) integrados na coluna d'água considerando as profundidades entre 20 e 100 m durante eventos típicos (quadro 1) e extremos (quadro 2) do Expt.1 e durante eventos típicos (quadro 3) e extremos (quadro 4) do Expt.2 de 2012. Os contornos sombreados delimitam o dobro do desvio padrão e as linhas em tons mais claros indicam os eventos típico e extremo selecionados dos respectivos parâmetros. As linhas verticais indicam a localização de barreiras geográficas que delimitam as áreas mencionadas (de sul para norte: Cabo de santa Marta, Ilha Bela e Cabo Frio). | 88 |
| 4.42 | Valores médios de elevação (linha azul escuro) e $\partial T/\partial t$ (linha laranja) integrados na coluna d'água considerando as profundidades entre 100 e 200 m durante eventos típicos (quadro 1) e extremos (quadro 2) do Expt.1 e durante eventos típicos (quadro 3) e extremos (quadro 4) do Expt.2 de 2012. Os contornos sombreados delimitam o dobro do desvio padrão e as linhas em tons mais claros indicam os eventos típico e extremo selecionados dos respectivos parâmetros. As linhas verticais indicam a localização de barreiras geográficas que delimitam as áreas mencionadas (de sul para norte: Cabo de santa Marta, Ilha Bela e Cabo Frio). | 89 |
| 4.43 | Séries com frequências entre 3 e 20 dias de elevação (m) das áreas 2 (azul) e 3 (laranja), do fluxo de calor superficial total (Q_{net}) e suas respectivas componentes (calor latente, sensível, ondas longas e ondas curtas - W/m^2), das variáveis atmosféricas em superfície: componente meridional do vento (m/s), pressão atmosférica (mb), umidade relativa do ar (%), temperatura do ar ($^{\circ}C$) e variáveis oceânicas: TSM e $\partial T/\partial t$ ($^{\circ}C$) abrangendo os eventos típico e extremo. As linhas verticais indicam o ápice das frentes nas respectivas áreas, definida pelo máximo da componente meridional do vento. A frente anterior ao evento extremo ocorre simultaneamente nas duas áreas apresentadas. | 95 |

| | | |
|------|--|-----|
| 4.44 | Relação entre os valores médios do termo Q_{net} , das componentes com maior correlação com o termo Q_{net} e das variáveis associadas à camada limite oceano-atmosfera na PCI da área 2, no Expt.1. Os círculos cinzas abrangem somente os períodos onde a componente meridional do vento é positiva e os triângulos os períodos do evento típico (triângulo invertido) e do evento extremo (triângulo normal) selecionados. Os coeficientes de correlação entre as variáveis são indicados no topo de cada figura. | 96 |
| A.1 | Cristas e cavados das ondas de Kelvin no hemisfério norte. Devido às diferentes velocidades na crista e no cavado, os padrões de convergência e divergência criam uma elevação ou um declínio na superfície. Adaptada de CUSHMAN-ROISIN e BECKERS (2011). | 115 |
| A.2 | Camada de fluido homogêneo sobre um fundo inclinado. Adaptada de CUSHMAN-ROISIN e BECKERS (2011). | 116 |
| A.3 | Mecanismos físicos que impulsionam as ondas topográficas. As parcelas do fluido ao deslocarem-se reagem de acordo com a localização que ocupam desenvolvendo vorticidades horárias ou anti-horárias. Adaptada de CUSHMAN-ROISIN e BECKERS (2011). | 120 |

Lista de Tabelas

| | | |
|-----|--|----|
| 4.1 | Frequência sazonal de oscilações subinerciais | 51 |
| 4.2 | Principais faixas espectrais associadas às oscilações subinerciais identificadas no nível do mar | 65 |

Lista de Abreviaturas

| | |
|-------|---|
| ACAS | Água Central do Atlântico Sul, p. 6 |
| AC | Água Costeira, p. 6 |
| ASAS | Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul, p. 11 |
| AT | Água Tropical, p. 6 |
| CB | Corrente do Brasil, p. 6 |
| CPTEC | Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos, p. 56 |
| ECMWF | European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, p. 39 |
| FHS | Frente Halina Superficial, p. 7 |
| FTP | Frente Térmica Profunda, p. 7 |
| GEBCO | General Bathymetric Chart of the Oceans, p. 21 |
| GLOSS | Global Sea Level Observing System, p. 37 |
| HYCOM | HYbrid Coordinate Ocean Model, p. 20 |
| INPE | Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, p. 56 |
| MOST | Monin–Obukhov Similarity Theory, p. 29 |
| MUR | Multi-scale Ultra-high Resolution, p. 32 |
| NCEP | (National Centers for Environmental Predictions, p. 21 |
| NCODA | Navy Coupled Oceans Data Assimilation, p. 20 |
| PCE | Plataforma Continental Externa, p. 7 |
| PCI | Plataforma Continental Interna, p. 7 |
| PCM | Plataforma Continental Média, p. 7 |

| | |
|------------|--|
| PCSE | Plataforma Continental Sudeste do Brasil, p. 5 |
| PNBOIA | Programa Nacional de Boias, p. 35 |
| ROMS | Regional Ocean Modeling System, p. 22 |
| TOGA COARE | Tropical Ocean and Global Atmosphere Coupled Ocean- Atmosphere Response Experiment, p. 28 |
| TSM | Temperatura da Superfície do Mar, p. 3 |
| WHOI | Woods Hole Oceanographic Institution, p. 39 |

Capítulo 1

Introdução

Em várias regiões do mundo são identificadas oscilações no nível do mar em baixa frequência propagando-se ao longo da costa sobre a plataforma continental. Com amplitudes de poucos centímetros, períodos de dias e comprimentos de onda da ordem de até 10^3 km essas perturbações são observadas no hemisfério sul (norte) propagando-se com a costa à sua esquerda (direita). As ondas de plataforma continental (OPC), termo introduzido por ROBINSON (1964), desempenham um papel importante na compreensão da circulação na plataforma, e na sua interação com fenômenos associados às passagens de tempestade, variações no clima, interações com meandros e ressurgências. Em eventos severos de tempestade, a elevação do nível do mar pode causar inundações costeiras acarretando destruição de obras litorâneas. Adicionalmente a variação do nível do mar e das correntes associadas às oscilações citadas também podem impactar regiões portuárias e regiões da plataforma ligadas a atividades petrolíferas, por exemplo. Sendo assim, o estudo das ondas de plataforma, também conhecidas como ondas confinadas costeiras ou maré meteorológica é fundamental no planejamento de atividades desenvolvidas em ambientes litorâneos e de plataforma.

As oscilações subinerciais podem ser consideradas uma soma complexa de diferentes sistemas de ondas combinando a energia de sistemas atmosféricos locais e remotos. A interação dos forçantes que geram as ondas com as distribuições espaciais do regime de vento, com a topografia de fundo da plataforma, com a linha de costa, com distintas estratificações e com efeitos de rotação torna a resposta do oceano ainda mais complexa. A contribuição de cada componente que força essas ondas é discutida em função da frequência e da posição que as mesmas ocupam a plataforma. ADAMS e BUCHWALD (1969) atribuíram à tensão de cisalhamento do vento como o principal mecanismo de geração dessas ondas, sendo os sistemas meteorológicos em escala sinótica, como a passagem de ciclones e anticiclones, os principais forçantes atmosféricos de ondas de plataforma em latitudes médias (GILL e SCHUMANN, 1974).

Na costa sudeste do Brasil as oscilações subinerciais já foram objetos de estudo em diversos trabalhos. STECH e LORENZZETTI (1992) observaram que as oscilações subinerciais na plataforma continental sudeste do Brasil são uma resposta principalmente às passagens de frente frias, as quais ocorrem com um intervalo de 7 dias e com duração de 2 dias aproximadamente. Propagando-se para nordeste com velocidades entre 9 e 12 m/s (CASTRO e LEE, 1995; FILIPPO *et al.*, 2012; FRANÇA, 2013; GREGORIO, 2014) e com maiores amplitudes ao sul, as flutuações em baixa frequência no nível do mar são melhores correlacionadas com sistemas atmosféricos (pressão atmosférica, ventos) ao sul indicando a importância de forçantes remotas na geração dessas ondas na região (CAMARGO *et al.*, 1999; CASTRO e LEE, 1995; GREGORIO, 2014; RAHY, 2006; UAISSONE, 2004).

FRANÇA (2013) indica a região Argentina, entre $42^{\circ}S$ e $45^{\circ}S$, como a possível área de geração das OPCs e observa que ao longo da sua propagação confinada à plataforma sul-sudeste do Brasil, há um declínio acentuado na sua velocidade de propagação. As velocidades em torno de 12 m/s observadas ao sul da plataforma brasileira decaem para 4 m/s nas proximidades de Cabo Frio. NASCIMENTO (2017) analisando a mesma região observou comportamento semelhante com velocidades variando entre 9,2 e 10,2 m/s na porção sul da plataforma e declinando na região norte para velocidades entre 2,4 e 5 m/s.

GREGORIO (2014) ao simular numericamente as oscilações subinerciais na costa sudeste do Brasil para diferentes cenários de frentes frias que se propagam ou não por toda a área de estudo observou que as ondas são geradas e se propagam com características semelhantes em ambos os experimentos, exceto em relação às amplitudes. Dessa forma ele concluiu que as alterações nos campos de vento na região sul e central podem gerar oscilações que se deslocam para norte da plataforma sudeste, independente dos sistemas meteorológicos mencionados.

As OPCs apresentam um comportamento essencialmente barotrópico nas regiões da plataforma internas e médias (CASTRO e LEE, 1995; DOTTORI e CASTRO, 2009; RAHY, 2006). Embora predomine o comportamento barotrópico nesses compartimentos da plataforma FRANÇA (2013) identificou a intensificação do sinal baroclínico ao longo da propagação dessas ondas para NE nas regiões de Cabo Frio e Macaé, devido a maior estratificação da coluna d'água com águas superficiais mais quentes e a progressão de águas mais frias e profundas para regiões mais rasas devido a ressurgência. Nas porções externas da plataforma, devido a maior influência de processos oceânicos de meso e grande escala, o comportamento baroclínico torna-se dominante em regiões superficiais e próximas ao fundo (DOTTORI e CASTRO, 2009).

A ocorrência de frentes frias além de estar associada à geração remota de ondas subinerciais também é responsável pela variação da temperatura da superfície

do mar (TSM) e pela intensificação da turbulência na interface oceano atmosfera desempenhando um papel importante nas trocas de calor e movimento. Pequenas variações de TSM podem causar impactos significativos no fluxos da calor na interface oceano-atmosfera (PEZZI *et al.*, 2016b). TEIXEIRA *et al.* (2009) observaram a partir da análise de imagens de satélite que a variância anual de TSM na região sudoeste do Atlântico Sul é de 1 a 13 °C, onde as máximas variações são identificadas em regiões de plataforma, especialmente nas regiões próximas ao Rio da Prata. Por outro lado a variância semianual apresenta magnitudes em torno de 1,5 °C nas regiões entre 24 e 32 °S.

Os principais gradientes de TSM estão associados à presença de frentes oceanográficas, vórtices, passagem de ciclones e frentes frias. Diversos estudos mencionam o papel fundamental da variabilidade dos fluxos turbulentos de calor na geração e intensificação de mecanismos essenciais no balanço de calor no clima do planeta como os vórtices e ciclones, por exemplo (REBOITA *et al.*, 2010a,b; VERA *et al.*, 2002). Até o momento existem poucos trabalhos associados ao efeito das incursões de sistemas frontais na variação de TSM e da temperatura da coluna d'água no oceano na plataforma continental sudeste do Brasil. Porém existem alguns estudos em ambiente oceânico na região de confluência Brasil-Malvinas e em ambientes fluviais na região sudeste e centro oeste avaliando o impacto de tais sistemas meteorológicos.

CARDOSO e DOURADO (2013) ao investigarem a influência da passagem de uma frente fria sobre a superfície oceânica na região da confluência Brasil-Malvinas identificaram uma queda de aproximadamente 1°C na temperatura superficial do mar (TSM) e um aprofundamento de 16 m na camada de mistura durante o evento. Com a entrada da frente fria houve uma intensificação no fluxo do calor latente e de calor sensível, indicando perda de energia do oceano para a atmosfera. Até três dias após a passagem da frente foi observada uma perda de calor do oceano para a atmosfera, mesmo com a diminuição dos ventos, e um aprofundamento da camada de mistura chegando a 25 m. Três dias após a passagem da frente a extensão da camada de mistura voltou a diminuir gradativamente, assim como a TSM a aumentar. Com a redução dos fluxos de calor turbulentos, o oceano e a atmosfera tenderam a um equilíbrio.

Autores como ALCÂNTARA *et al.* (2010); TUNDISI *et al.* (2004) ao analisarem a influência de frentes frias nos reservatórios Carlos Botelho (SP) e Itumbiara (MG e GO) respectivamente, observaram que geralmente durante a sua passagem o vento aumenta, a temperatura do ar diminui, assim como a radiação solar. Adicionalmente há uma maior circulação vertical, acarretando em maior mistura e maior homogeneidade nas características hidrográficas. Em Itumbiara também foi observada a diminuição da pressão atmosférica e da temperatura do ar, reforçando a

umidade relativa. Com a maior cobertura de nuvens houve uma intensificação de radiação de ondas longas e da transferência de calor do oceano para a atmosfera.

Como citado anteriormente alguns trabalhos já foram realizados a cerca das oscilações subinerciais e da influência da passagem de frentes frias na plataforma continental sudeste do Brasil. Porém o efeito dessas oscilações na variabilidade de temperatura é uma lacuna a ser explorada. De forma a contribuir com o conhecimento sobre o tema proposto esse trabalho tem por objetivo geral analisar os efeitos da propagação das OPCs na variabilidade da temperatura e nos fluxos de calor na interface ar-mar da região. Para esse fim serão adotados os objetivos específicos:

- Classificar os eventos típicos e extremos associados à propagação de OPCs na Plataforma Continental Sudeste do Brasil considerando aspectos oceânicos e atmosféricos, frequência de ocorrência e densidades espectrais associadas.
- Avaliar a variabilidade de temperatura e dos fluxos turbulentos de calor das OPCs em cenários de eventos típicos e extremos a partir de duas simulações em um modelo numérico regional com alta resolução espacial: uma com a atuação de frentes frias e outra sob menor influência desses sistemas frontais.

Capítulo 2

Plataforma Continental Sudeste do Brasil

A Plataforma Continental Sudeste do Brasil (PCSE) está localizada entre o Cabo de São Tomé (21°59') no Rio de Janeiro e o Cabo de Santa Marta (28°40'), em Santa Catarina (Figura 2.1).

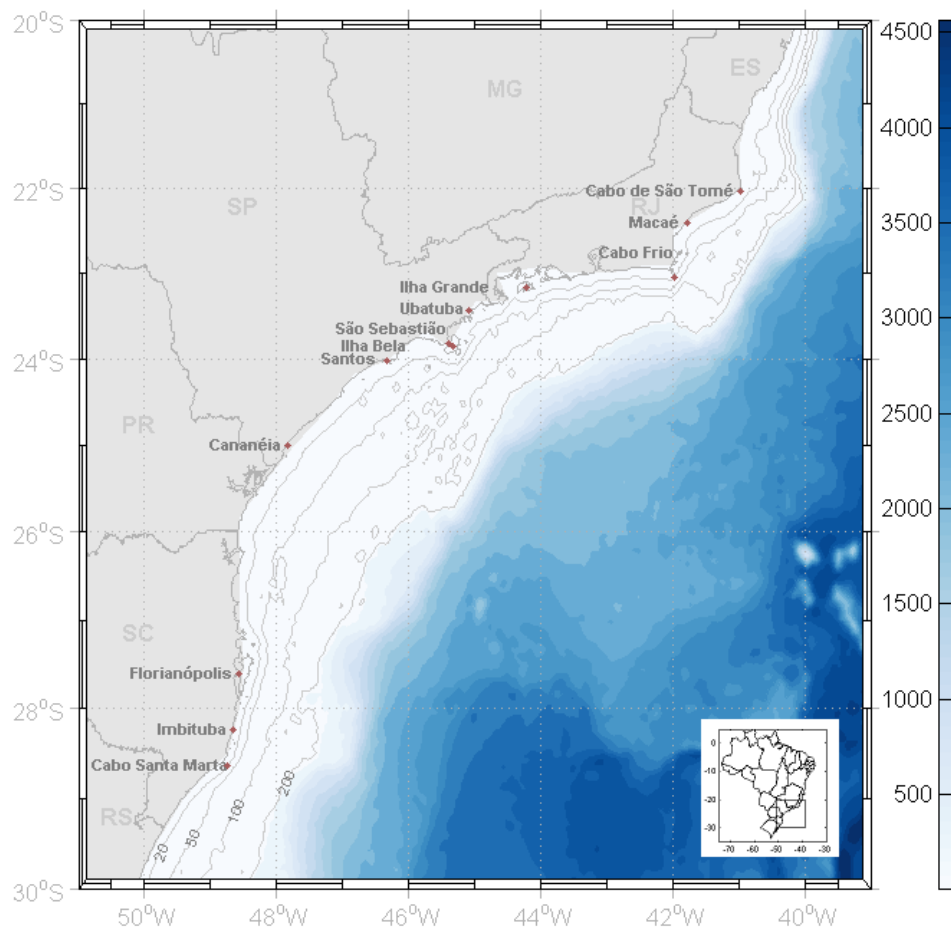


Figura 2.1: Batimetria da Plataforma Continental Sudeste do Brasil

Na região central são observadas as maiores larguras da plataforma com valores em torno de 230 km, enquanto que as regiões mais estreitas estão localizadas em Cabo Frio com 50 km e no Cabo de Santa Marta com 70 km de largura. A linha de costa da PCSE tem aproximadamente 1100 km de extensão, a topografia geralmente é suave com isóbatas paralelas à costa e a profundidade da quebra de plataforma varia entre 120 a 180 m. Destaca-se a mudança da direção da linha de costa a qual muda abruptamente de NE-SO para L-O na região de Cabo Frio.

2.1 Características Termohalinas e Circulação na PCSE

As massas d'água encontradas na PCSE são resultado da mistura (MIRANDA, 1982; SILVEIRA *et al.*, 2000) entre:

1. Água Tropical (AT) : Água quente e salina ($T > 20$ °C e $S > 36,4$) transportada para sudoeste pela camada superior da Corrente do Brasil (CB) , localizada entre 0 e 200 m próxima à borda da plataforma.
2. Água Central do Atlântico Sul (ACAS) : ($T > 6$ e < 20 °C e $S > 34,6$ e < 36) transportada para sudoeste ao longo do talude continental pela camada inferior da CB (200 – 500), próxima da borda da plataforma.
3. Água Costeira (AC) : Resultado da mistura da descarga continental com águas salinas da plataforma, caracterizada por baixas salinidades devido à influência de estuários presentes ao longo da PCSE.

A variabilidade na estrutura termohalina da plataforma está muito associada à intrusão da ACAS na camada profunda da PCSE. Durante o verão os ventos de nordeste geram uma circulação perpendicular à costa favorecendo a intrusão da ACAS pelo fundo em direção à costa principalmente na região de Cabo Frio. Por outro lado, os ventos de sudoeste podem inverter a circulação e gerar eventos de subsidência enfraquecendo a termoclina e recuando a ACAS para a quebra da plataforma (CASTRO *et al.*, 1987).

Grande parte das águas superficiais da PCSE tem temperaturas entre 25 e 27 °C durante o verão. Na região norte da plataforma o gradiente de temperatura horizontal é maior em relação às outras regiões e tem orientação perpendicular à plataforma, refletindo a influência da ressurgência de Cabo Frio. Próximo à costa é observada uma isoterma de 21 °C na isóbata de 50 m. Durante o inverno as temperaturas superficiais são mais homogêneas nas porções norte e centrais da PCSE,

apresentando valores entre 20 °e 23 °C. Os maiores gradientes horizontais de temperatura no inverno ficam confinados à parte sul da plataforma, onde a penetração de águas relativamente frias ($T < 18$ °C) de sul são identificadas (CASTRO e MIRANDA, 1998).

Os mesmos autores observam que os campos médios de salinidade no verão apresentam maiores salinidades ($S > 36$) na região mais externa da plataforma devido a maior influência da AT. Por outro lado, na região da plataforma mais próxima da costa são observadas baixas salinidades ($S < 33$), especialmente na parte central da PCSE. Esse mesmo comportamento é observado no inverno embora com uma salinidade ligeiramente maior. Ao sul da PCSE são observadas baixas salinidades em torno de 34, representando a entrada de uma massa de água fria na região durante o inverno.

A circulação na PCSE é resultado de uma combinação de diversos forçantes incluindo ventos (médios e associados a sistemas frontais), maré, Corrente do Brasil e variações no campo de massa, as quais podem ser influenciadas por fluxos radiacionais em superfície. Em latitudes médias, as oscilações subinerciais ao longo da plataforma, objeto de estudo desse trabalho, apresentam alta coerência com forçantes meteorológicos em bandas sinóticas. Essa circulação ao longo da plataforma gerada por ventos é resultado de um balanço geostrofico entre a força de Coriolis e a força de gradiente de pressão perpendicular à costa e apresenta-se mais energética em relação às correntes perpendiculares à plataforma (CASTRO e MIRANDA, 1998).

MÖLLER *et al.* (2008) analisaram como o descarte de águas de baixa salinidade oriundas do Rio da Prata afetam a circulação na plataforma continental. Eles observaram que a pluma de água costeira apresenta um deslocamento meridional até $28^{\circ}S$ durante o inverno e $32^{\circ}S$ no verão. A variabilidade no alcance dessas águas está associada à orientação de vento em cada período. Enquanto no inverno há maior incidência de ventos de SO, no verão os ventos de NE são predominantes, afetando o deslocamento das águas fluviais. Além do fator vento, os autores indicam que no inverno há baixa descarga do Rio da Prata. Na PCSE na altura de São Paulo, RUFFATO (2012) observou que os efeitos associados à distribuição de densidade são secundários comparados à circulação induzida pelo vento e também concluiu que a componente normal de velocidade é dominada pela maré.

CASTRO (1996) subdividiu a PCSE em compartimentos a partir de características termohalinas da região (Figura 2.2) . Esse autor a partir da identificação de uma Frente Térmica Profunda (FTP) e de uma Frente Halina Superficial (FHS) dividiu a plataforma em Plataforma Continental Interna (PCI) , Plataforma Continental Média (PCM) e Plataforma Continental Externa (PCE) na região do litoral norte de São Paulo. Estendendo essa caracterização à região da PCSE ao longo do

litoral do Rio de Janeiro, PASSOS (2015) dividiu os compartimentos da plataforma utilizando os mesmos parâmetros definidos por CASTRO (1996). A autora salienta que embora a caracterização a partir dos critérios originais permita subdividir a plataforma, há regiões no Rio de Janeiro, exceto no verão, em que é observada a intercepção das frentes citadas, o que impede a delimitação da PCI e PCM.

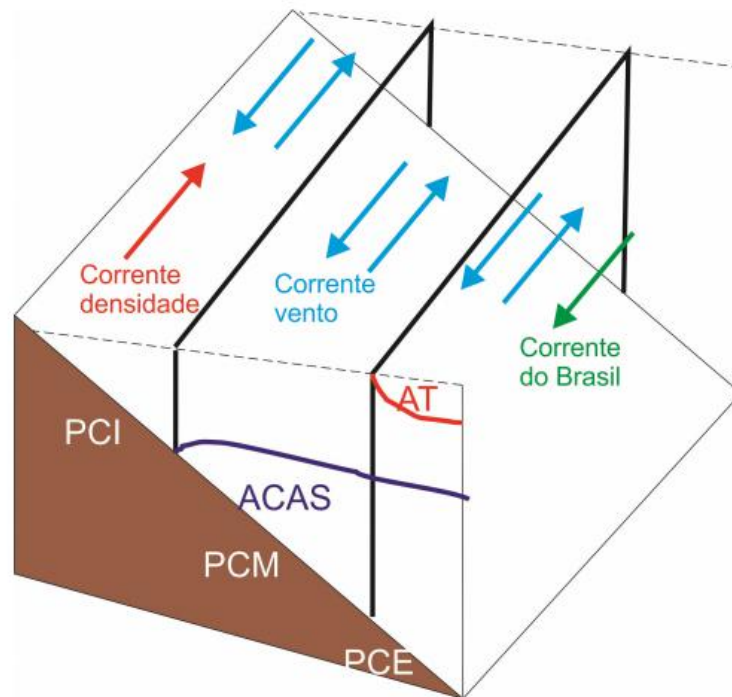


Figura 2.2: Esquemática da dinâmica da PCSE nos compartimentos PCI, PCM e PCE. Retirada de GREGORIO (2014).

2.1.1 Plataforma Continental Interna (PCI)

Essa região da plataforma é definida pela FTP, associada à intrusão da ACAS, a qual na região de São Paulo pode ser identificada nas isóbatas entre 20 e 40 m no verão e entre 50 e 70 m no inverno (CASTRO, 1996). Na região do Rio de Janeiro essa frente encontra-se essencialmente próxima à costa, na isóbata de 50 m podendo atingir a isóbata de 200 m durante o outono nas proximidades de Cabo Frio (PASSOS, 2015).

A PCI é constituída principalmente pela AC e devido à intensa influência da tensão de vento e da maré essa região tende a ser verticalmente homogênea. No verão, devido à intrusão da ACAS pelo fundo em direção à costa ocorre uma maior mistura entre a AC e ACAS. Por outro lado, no inverno a ACAS recua para a quebra da plataforma sendo detectada apenas na PCM e na PCE. Embora exista um pequeno número de estuários na região a descarga fluvial não é significativa na

PCSE.

As correntes na PCI são altamente influenciadas pela direção dos ventos (CASTRO, 1990; FONTES, 1995). Os ventos de nordeste usualmente forçam correntes de sudoeste e vice-versa. As oscilações subinerciais geradas por sistemas atmosféricos são identificadas principalmente nessa região da plataforma por diversos autores como CASTRO e LEE (1995); CASTRO *et al.* (2016); DOTTORI e CASTRO (2009); FRANÇA (2013); HIRATA (2008); RAHY (2006); RUFFATO (2012).

RAHY (2006) a partir de dados de fundeios localizados nas proximidades de Cabo Frio e Ubatuba identificou que na PCI e na PCM as correntes são dominadas por movimentos paralelos à costa e que nessas regiões as correntes são bem correlacionadas entre si na direção paralela à costa. O movimento oceânico predominante é para sudoeste, seguindo o padrão do vento local de nordeste e são frequentes inversões no sentido da corrente devido à passagem de frentes frias. A autora também observou que as oscilações subinerciais das correntes são altamente coerentes com praticamente todas as frequências inferiores a 0,5 cpd e que as maiores correlações da corrente em Cabo Frio ocorre com ventos medidos em Ubatuba, mais ao sul, indicando influência de forçantes atmosféricos remotos.

RUFFATO (2012) ao investigar a circulação na plataforma interna e intermediária de São Paulo observou que a componente paralela à costa de velocidade na frequência subinercial está associada à forçantes subinerciais como ventos climatológicos e gradiente de densidade.

Nesse compartimento da plataforma, especificamente na isóbata de 20 m, FRANÇA (2013) observou elevações máximas com frequência subinercial em torno de 30 cm e velocidades em torno de 0,5 m/s. Essas magnitudes tenderam a um decaimento significativo na PCM e na PCE.

CASTRO *et al.* (2016) ao analisarem as correntes subinerciais em regiões da PCI e parte da PCM da Baía de Campos, a qual abrange parte da PCSE, observaram uma maior variância associada à componente de velocidade paralela à costa. Os autores citados identificaram o fluxo para nordeste como o segundo grupo de correntes mais frequentes na região, cujas magnitudes máximas da componente v associada à frequência subinercial apresentaram-se variando entre 0,13 e 0,76 m/s. A maior frequência da inversão do fluxo preferencial de sudoeste para nordeste foi identificada durante os períodos de inverno e primavera nos dados analisados.

2.1.2 Plataforma Continental Média (PCM)

Essa porção da plataforma é delimitada entre a FTP e a FHS. A FHS é uma frente de salinidade perpendicular à plataforma próxima da superfície identificada

nas faixas entre 20 e 40 m, colapsando com a PCI especialmente no inverno, e na faixa entre 70 e 90 m (CASTRO, 1996). No Rio de Janeiro, a FHS encontra-se geralmente localizada entre a isóbata de 100 e 200 m, variando sazonalmente sendo a primavera o período em que a frente aproxima-se mais da costa. Ao norte de Cabo Frio, a FHS pode aproximar-se da isóbata de 50 m (PASSOS, 2015).

A PCM sofre maior influência de águas mais salinas offshore e é estruturada em duas camadas termohalinas. A camada inferior é dominada pela ACAS e a camada superior pela rasa termoclina sazonal, a qual é mais evidente durante o verão e conectada com a frente da PCI.

As correntes sazonais na PCM, assim como na PCI são coerentes com a tendência do vento e tendem a ser paralelas à costa com fluxo predominantemente para sudoeste e com velocidades médias de 0,4 a 0,5 m/s. Por outro lado, devido a maiores ocorrências e intensidades de ventos de sudoeste, típicos de frente fria, ocorrem inversões no fluxo para nordeste e com velocidades em torno de 0,3 a 0,4 m/s (CASTRO e MOREIRA, 1994). FRANÇA (2013) identificou nessa região amplitudes associadas às OPCs não ultrapassando a 5 cm e velocidades máximas em torno de 0,5 m/s.

2.1.3 Plataforma Continental Externa (PCE)

Estende-se da porção mais externa da PCM até a quebra de plataforma continental. Na PCE assim como na PCM são observadas duas camadas, sendo a mais superficial composta predominantemente pela AT e a camada inferior pela ACAS.

CASTRO e MOREIRA (1994) identificaram correntes fluindo predominantemente para sudoeste com velocidades próximas a 0,4 – 0,5 m/s na quebra da plataforma. RAHY (2006) observou que nessa região há uma maior influência da CB e o movimento dominante é para sudoeste com pouca variação no sentido da corrente. Além disso, as oscilações subinerciais das correntes não apresentam coerência significativa com as da PCI e da PCM e as faixas mais energéticas encontram-se com períodos entre 18 e 23 dias e 30 e 31 dias.

DOTTORI e CASTRO (2009) a partir da análise de dados de correntômetros e de simulação com um modelo numérico na PCSE observaram que na PCE a resposta do vento é mais fraca em relação à PCI e a PCM e que há uma variabilidade sazonal nessa região. No verão, os ventos associados às frentes frias são mais fracos e a correlação entre as correntes e a tensão de vento é negligenciável. Por outro lado, quando as frentes frias são mais frequentes e associadas com ventos mais fortes, pode ser observada uma pequena correlação entre as correntes com os ventos na PCE. As amplitudes das oscilações subinerciais no nível médio na quebra

de plataforma são muito menores do que as observadas próximas à costa, indicando que a resposta subinercial forçada por ventos é confinada na plataforma continental (DOTTORI e CASTRO, 2009; FRANÇA, 2013).

2.2 Forçantes Meteorológicos

O Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) , sistema meteorológico em grande escala responsável por gerar ventos predominantemente de L-NE na costa leste da América do Sul, possui papel fundamental na variabilidade do clima na região.

Esse sistema de alta pressão apresenta uma variabilidade sazonal significativa (Figura 2.3), sendo identificado mais fraco e afastado do continente no verão e mais intenso e avançando o continente durante o inverno (SUN *et al.*, 2017). SAMUELS e COX (1987) observaram que durante o verão os ventos de L-NE predominam entre $15^{\circ}S$ e $35^{\circ}S$. Por outro lado, no inverno são confinados a uma região menor, nas latitudes compreendidas entre $20^{\circ}S$ e $25^{\circ}S$.

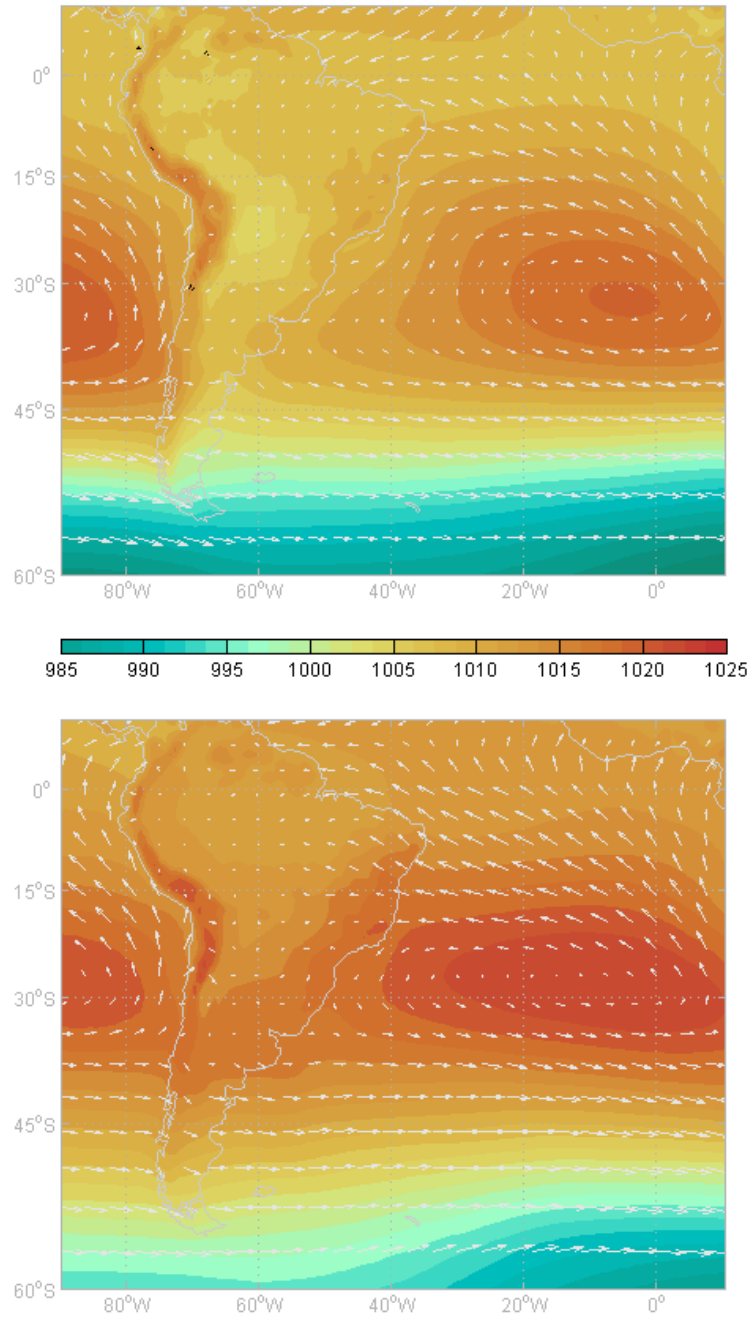


Figura 2.3: Campos médios da pressão (Pa) no nível médio do mar e de vento (m/s) a 10 m (vetores) durante verão (dezembro a fevereiro - quadro superior) e inverno (junho a agosto - quadro inferior) considerando o período entre 2000 e 2010. Fonte: Dados oriundos da reanálise ERA-Interim.

Além da ASAS, padrões sinóticos associados à passagem de frentes, são recorrentes na América do Sul e desempenham um papel significativo na variabilidade do clima regional subtropical e na circulação oceânica principalmente em

regiões costeiras. Considerando que o tema desse trabalho envolve o comportamento das ondas de plataforma, são descritas aqui as frentes frias, o principal sistema frontal associado à geração das oscilações citadas na PCSE (CASTRO e LEE, 1995; STECH e LORENZZETTI, 1992). Uma frente pode ser definida como o limite entre duas massas de ar com características distintas. A frente fria é o limite de uma massa de ar frio que avança sobre uma superfície quente. A passagem de uma frente fria gera uma perturbação atmosférica modificando a relação entre o sistema marinho através de interações entre a atmosfera e o oceano (VAREJÃO-SILVA, 2006).

Os sistemas frontais estão associados a recorrentes processos de ciclogênese na costa leste da América do Sul, cuja intensidade está relacionada à interação de fatores como a presença de cordilheiras montanhosas e o contraste térmico associado à CB na região (SINCLAIR, 1995; VERA *et al.*, 2002). Os ciclones extratropicais, por exemplo, geram intensos campos de ventos e consequentemente oscilações com grandes magnitudes. A dimensão da pista de vento, região onde ocorre a troca de *momentum* entre o oceano e a atmosfera, e a permanência da atuação do vento são citados como aspectos fundamentais para a geração de oscilações subinerciais, ou maré meteorológica (MARONE, 1991).

GARREAUD (2000) analisou a evolução de frentes frias em períodos de verão e inverno de forma a compreender a climatologia do fenômeno utilizando campos atmosféricos diários da reanálise NCEP - NCAR abrangendo um período de 17 anos (1979 e 1995). O autor propôs um modelo conceitual de forma a representar o padrão de comportamento observado durante a passagem de uma frente fria (Figura 2.4). Observou-se que no início da formação do sistema frontal (dia -1) um centro de alta pressão com origem no Oceano Pacífico migra para a costa sul do Chile e se move para o sul da Argentina em torno de $40^{\circ}S$. O centro de alta pressão associado ao anticiclone oriundo do Pacífico, ao invés de cruzar o Andes move-se para sul de forma a contorná-lo em aproximadamente $45^{\circ}S$, região onde a elevação é relativamente baixa, aumentando assim a curvatura anticiclônica (LICHTENSTEIN, 1989). Autores como MARENGO *et al.* (1997); SELUCHI e MARENGO (2000) inclusive indicam que as altas altitudes combinadas com o efeito canalizador à leste das montanhas do Andes pode ser crucial no avanço de sistemas de alta pressão e advecção de massa de ar frio em direção ao Equador, assim como o desenvolvimento de um mecanismo de intenso feedback entre os fluxos dos níveis inferiores e superiores da atmosfera.

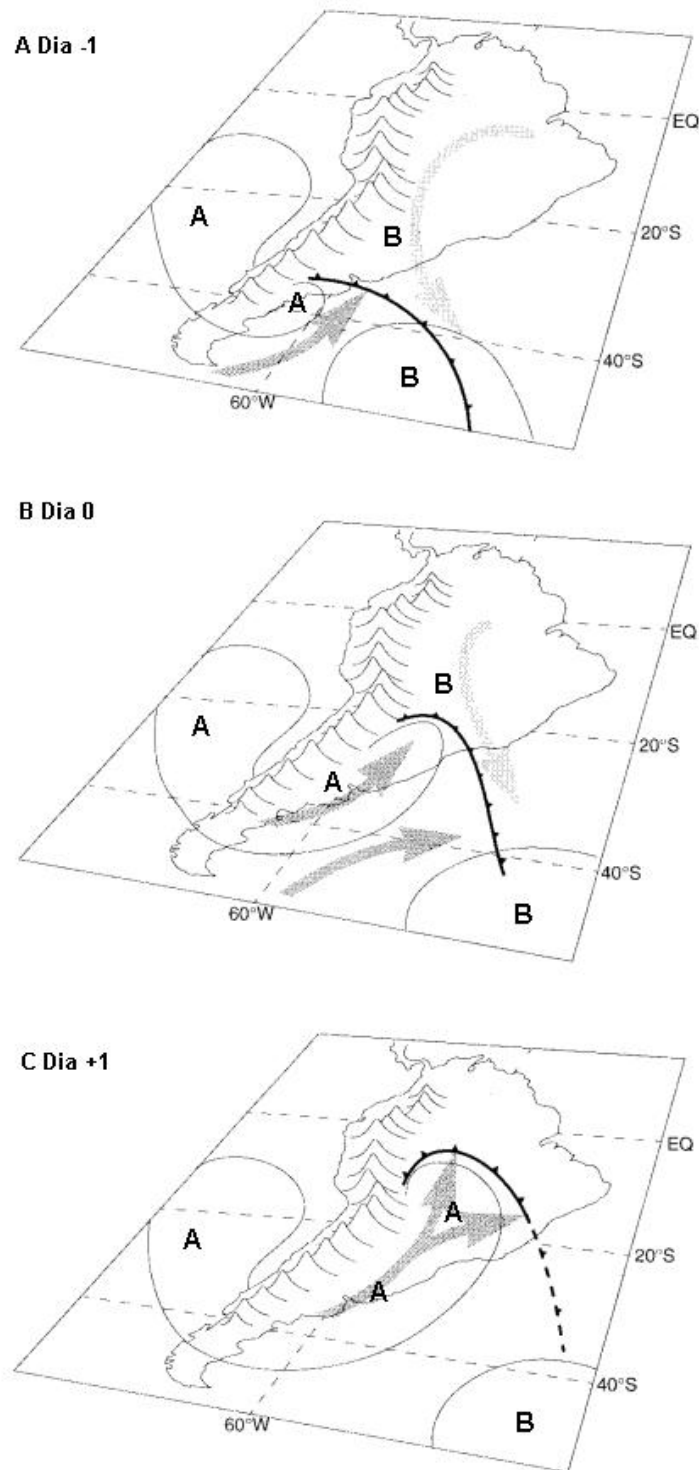


Figura 2.4: Modelo conceitual de uma passagem de frente fria sobre a América do Sul aplicado aos períodos de verão e inverno. As setas escuras (claras) representam os ventos de baixo nível advectando ar frio (quente). Os centros de alta (baixa) pressão são indicados por A(B). Os contornos finos representam a superfície isobárica. Adaptada de GARREAUD (2000).

Paralelamente um cavado estende-se da parte central do continente para o

sul do oceano Atlântico, onde mistura-se com um centro de baixa pressão. Nas 24h seguintes (dia 0) a área de alta pressão evolui para um estreito e intenso anticiclone centrado a leste dos Andes em $23^{\circ}S$ enquanto um cavado de baixa pressão move-se para a costa leste da América do Sul. Nos dias 1 e 2 o núcleo de alta pressão enfraquece e dirige-se lentamente para leste.

No campo de ventos foram observados ventos predominantemente de SO ao leste dos Andes com velocidades em torno de 15 m/s em $30^{\circ}S$ no dia 0 e com valores variando entre 8 a 10 m/s em $20^{\circ}S$ no dia 1. Nos campos de temperatura ele observou que em conjunto com o escoamento de sul em direção ao Equador, uma língua de ar frio move-se para baixas latitudes ao leste dos Andes. Em $25^{\circ}S$ foi observada uma taxa média de resfriamento durante o inverno de $5^{\circ}C/\text{dia}$ (considerando $60^{\circ}W$) e analisando episódios individuais a variabilidade máxima de resfriamento chegou a $10^{\circ}C/12\text{h}$. A contribuição da entrada de ar frio também foi estimada em torno de um domo de ar frio. Próximo a $20^{\circ}S$ observou-se que a temperatura varia cerca de -6K ($\sim -0,02^{\circ}C$) entre o dia 0 e +1, implicando uma mudança de pressão de $+5\text{ hPa}$.

A análise da equação termodinâmica ¹ permitiu GARREAUD (2000) concluir que dentro da região de ar frio, a componente meridional de advecção horizontal ($-v\partial T/\partial y$) domina o resfriamento local em ambos episódios (verão e inverno). O forte gradiente de pressão (temperatura) produz uma aceleração de ventos paralelos ao Andes, com velocidades em torno de 10 m/s .

GARREAUD (2000) concluiu que as frentes frias durante o inverno são estruturas de grande escala recorrentes e bem definidas na região subtropical da América do Sul. Durante o verão esse fenômeno exibe uma estrutura mais fraca e mais difusa, mas sua evolução e anomalias associadas são similares aos eventos de inverno. Ao norte de $20^{\circ}S$, o efeito direto da circulação associado às frentes frias torna-se pequeno. Por outro lado, o efeito de resfriamento da temperatura estende-se a latitudes próximas a $25^{\circ}S$. Desde o sul de $35^{\circ}S$ o ar frio move-se para o Atlântico Sul e a advecção quente é estabelecida 4 dias após a passagem. O menor efeito das frentes frias ao propagar-se em direção ao Equador também foi observado por OLIVEIRA (1986) ao identificar a menor frequência das frentes ao norte de $20^{\circ}S$.

STECH e LORENZZETTI (1992) também estudaram o comportamento associado à passagem de frente fria aplicada à PCSE. A partir da análise do espectro das séries de vento associadas aos sistemas frontais esses autores identificaram o domínio da componente longitudinal de vento na costa sudeste do Brasil. As séries de vento obtidas nas estações de Santa Marta e de São Tomé durante o inverno de

¹Equação de Energia Termodinâmica avaliada por Garreaud (2000): $\partial T/\partial t = -V\nabla T + \omega S_p + \mathfrak{R}$, sendo T a temperatura do ar, $V=(u,v)$ a velocidade das componentes horizontais do vento, ω a velocidade vertical, S_p o parâmetro de estabilidade estático e \mathfrak{R} o efeito conjunto entre o aquecimento diabático e a advecção vertical.

1984 e com frequência subinercial ($T > 40$ horas) apresentaram no período de 6,5 dias um pico de energia significativo. A análise de imagens em infravermelho do satélite GOES-W e de cartas sinóticas permitiu identificar que o pico de 6,5 dias presente no espectro de vento marca o tempo médio entre a passagem de sistemas frontais.

Ao analisarem dados de nível do mar coletados em diversos pontos da costa do Brasil, os autores também observaram que as variações subinerciais são fortemente dominadas por oscilações com períodos em torno de 7 dias, a mesma banda de frequência das frentes frias. Tal fato indica que os sistemas frontais desempenham um importante papel na variabilidade da circulação com frequência subinercial em regiões de plataforma, considerando que a tensão do vento é um dos principais mecanismos forçantes em baixa frequência na circulação marinha costeira na PCSE.

A partir da simulação da passagem de um frente fria, a qual tem duração aproximada de 2 dias, eles ainda identificaram uma inversão completa do fluxo oceânico concentrada longitudinalmente à costa da plataforma interna e média.

STECH e LORENZZETTI (1992) a partir da análise de imagens de satélite, cartas sinóticas e dados de vento criaram um modelo conceitual caracterizando a passagem de frente fria durante o inverno na PCSE (Figura 2.5).

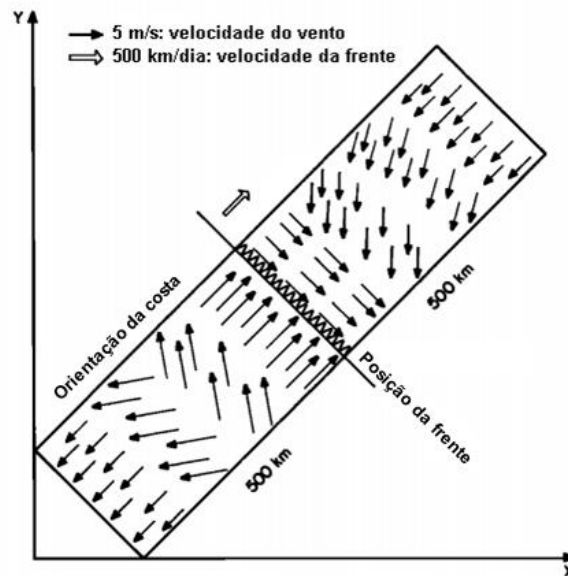


Figura 2.5: Representação gráfica do modelo conceitual de uma frente fria durante o inverno na costa sudeste do Brasil. Os eixos x e o y representam a direção leste e norte respectivamente. Adaptada de STECH e LORENZZETTI (1992).

As principais características observadas foram:

1. As frentes frias penetram a região sul do Brasil e se propagam de sudoeste para nordeste ao longo da plataforma.
2. O tempo médio para a frente fria cruzar a PCSE é de 2 dias, o que dá a esse sistema uma média de velocidade de 500 km/dia.
3. No setor quente da frente, a velocidade média do vento é 5m/s, rotacionando em sentido anti-horário de nordeste para noroeste com a aproximação da frente.
4. Imediatamente após a passagem da frente fria, o vento escoa de sudoeste no setor frio com uma velocidade média de 8 m/s, rotacionando em sentido anti-horário de sudoeste para nordeste aproximadamente 1 dia após a passagem da frente.

RODRIGUES *et al.* (2004) utilizaram 3 critérios para identificar a passagem de frente fria na região de Santa Catarina: a inversão do sinal do vento meridional de negativo para positivo; a permanência do vento sul por pelo menos um dia e a queda na temperatura de 0,5 °C no momento da inversão da direção do vento ou até dois dias depois. O declínio da pressão atmosférica 2 a 3 dias antes da frente fria também pode ser um parâmetro na identificação desse fenômeno segundo GALLUCCI e NETTO (2004). Esses mesmos autores observaram que após 1 a 5 dias da passagem da frente, a pressão tende a aumentar novamente e a temperatura a diminuir.

A modelagem numérica aplicada ao oceano é um importante método de investigação da dinâmica oceânica, pois esta permite obter informações abrangendo amplas regiões com alta resolução espacial e temporal, o que nem sempre é possível a partir de medições *in situ*. A partir desse método aplicado ao Atlântico Sul, FRANÇA (2013) observou que a geração das oscilações subinerciais observadas na costa do Brasil podem ocorrer entre 40°S e 50°S. A autora sugeriu que a ampla faixa compreendendo a área de geração pode estar associada à variabilidade dos fenômenos meteorológicos na região. Além da área de geração foi observado que as OPCs ao longo da sua propagação apresentam um declínio acentuado nas suas amplitudes e velocidades de propagação na região de Cabo Frio (Figura 2.6). As amplitudes máximas em torno de 40 cm ao sul do domínio decaem para valores em torno de 10 e 20 cm ao ultrapassar Cabo Frio. Por outro lado as velocidades de propagação ao sul com valores entre 12 e 15 m/s decaem para valores próximos a 4 m/s após Cabo Frio.

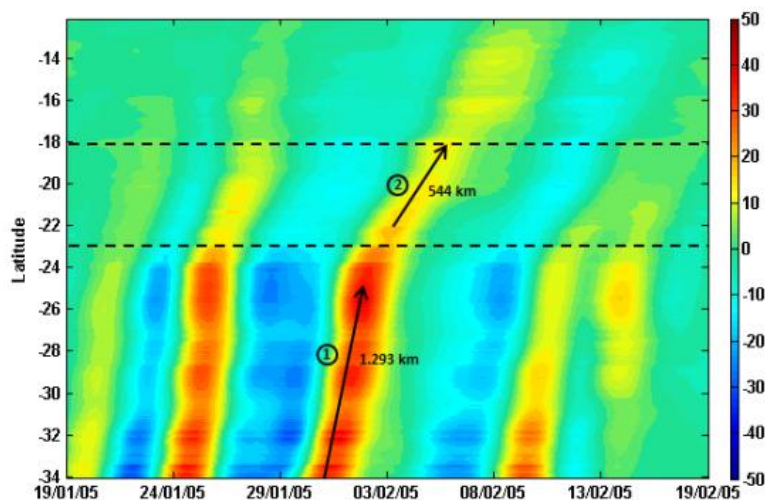


Figura 2.6: Evolução temporal do nível médio (cm), com período entre 3 e 20 dias, ao longo da costa. As linhas tracejadas em 23 °S e 18 °S indicam a localização dos pontos onde ocorrem variações nas amplitudes e velocidade de propagação das OPCs e as setas os trechos em que foram calculadas as respectivas velocidades. Retirada de FRANÇA (2013).

GREGORIO (2014) simulou a resposta do oceano para diferentes cenários de sistemas frontais. O autor observou que com a propagação de frente fria na PCSE as maiores amplitudes do nível do mar aproximam-se de 30 cm com decaimento ao se afastar da costa. A inversão total das correntes ocorrem 24h após a frente fria passar pelo Cabo de Santa Marta. Adicionalmente o nível do mar e as correntes tendem ao seu comportamento original 168 h após a frente fria passar pela mesma região. O mesmo autor apresentou um modelo conceitual com as regiões de formação e propagação das ondas de plataforma na PCSE (Figura 2.7). Tal modelo indica que ao sul da PCSE os ventos são mais favoráveis à formação das oscilações citadas, que a principal porção de confinamento ocorre nos primeiros 100 m da coluna d'água e que as ondas que não atravessam toda a PCSE estendem-se até regiões entre São Sebastião e Ilha Grande.

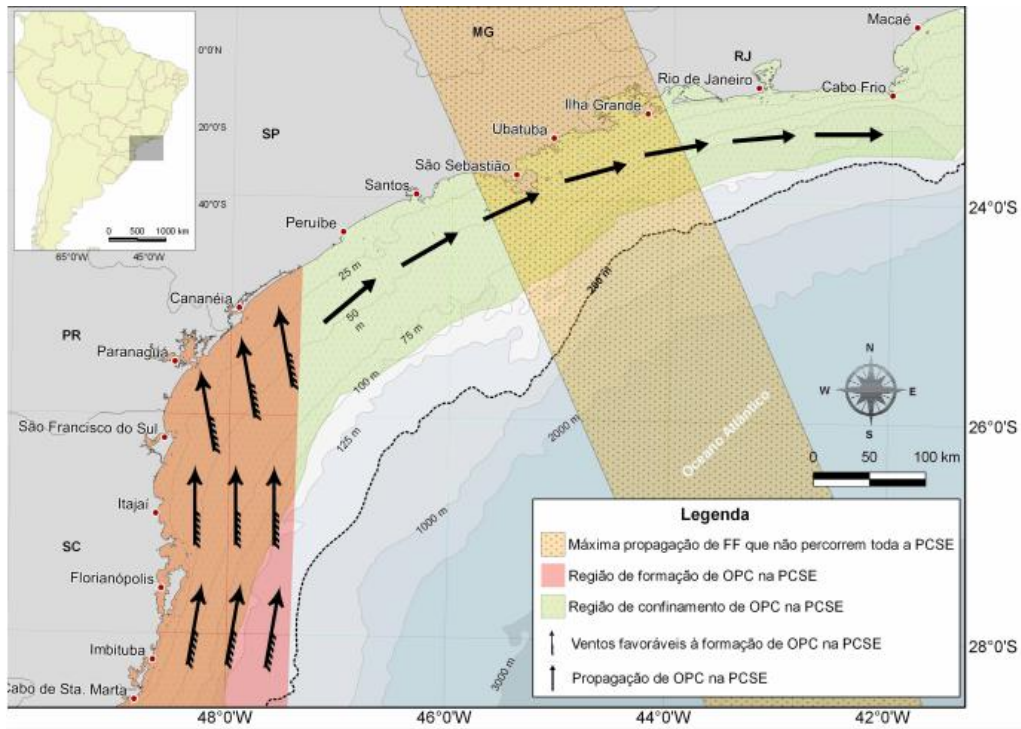


Figura 2.7: Modelo conceitual proposto por GREGORIO (2014) indicando as regiões de formação e propagação das ondas de plataforma na PCSE. Retirada de GREGORIO (2014).

Capítulo 3

Metodologia

Nesse trabalho foram aplicadas basicamente três etapas metodológicas. Na primeira etapa foram definidos dois eventos de oscilações subinerciais geradas por frente fria: um evento típico e um evento extremo, os quais foram caracterizados a partir de bases oceânica e atmosférica. Na segunda etapa esses mesmos eventos foram representados a partir de dois experimentos numéricos. A terceira etapa consistiu na análise dos fluxos de calor associados às ondas investigadas. As descrições das bases utilizadas, dos experimentos simulados e das análises empregadas ao longo do trabalho são apresentadas nos itens abaixo.

3.1 Etapa 1: Bases para Definição e Caracterização dos Eventos Típico e Extremo

3.1.1 Base oceânica: modelo HYCOM

A caracterização dos eventos a serem representados foi feita a partir da análise dos campos diários de elevação englobando 20 anos (1992-2012) de resultados obtidos por modelagem numérica do HYCOM (HYbrid Coordinate Ocean Model) + NCODA (Navy Coupled Oead Data Assimilation) Global 1/12° Reanalysis (disponibilizados em <https://hycom.org/dataserver/glb-reanalysis>). Os resultados analisados abrangem os experimentos GLBu0.08 expt_19.0 (02/10/1992 a 31/07/1995) e GLBu0.08 expt_19.1 (01/08/1995 a 31/12/2012), os quais apresentam as mesmas configurações e diferem apenas em local de processamento das rodadas.

As configurações básicas do modelo incluem:

- Resolução Espacial de 1/12 °
- Coordenadas híbridas com discretização vertical em 32 níveis, interpolados para 40 níveis z

- Batimetria derivada do GEBCO (General Bathymetric Chart of the Oceans)
- Forçantes horários atmosféricos (tensão de vento, velocidade de vento, fluxo de calor e precipitação) do NCEP (National Centers for Environmental Predictions)
- Assimilação de dados de reanálise do NCODA (dados de satélite de TSM e ASM, dados *in situ* de temperatura e salinidade de XBT, e dados de derivadores ARGO e de moorings)

3.1.2 Base atmosférica: Reanálise do NCEP

Paralelamente aos resultados do HYCOM, a resposta atmosférica foi analisada através dos campos atmosféricos superficiais de pressão, vento e temperatura do ar do NCEP-DOE Reanalysis 2 nos períodos correspondentes aos eventos selecionados. O projeto NCEP-DOE Reanalysis 2 é um sistema envolvendo uma base de resultados com resolução de 2,5 ° oriundos de previsão com assimilação de dados globais compilados de 1979 até o presente, o qual é atualizado a cada 6h (KANAMITSU *et al.*, 2002).

3.1.3 *Wavelet* (Ondaleta)

Com a finalidade de identificar as frequências subinerciais associadas às frentes frias, assim como suas respectivas magnitudes energéticas ao longo do tempo, foi aplicada às séries temporais de elevação do nível do mar do HYCOM a análise *Wavelet*. Essa técnica decompõe as séries temporais no tempo/frequência simultaneamente e fornece informações da amplitude de cada sinal periódico contido nas séries não estacionárias e como estas variam no tempo. Dessa forma é possível tentar rastrear a evolução e mudanças nos processos do sinal das séries.

A Transformada *Wavelet* é uma derivação da Transformada de Fourier e da Transformada de Fourier *Windowed* ou Janelada. A Transformada de Fourier é baseada em funções de senos e cosenos com infinitas janelas ao longo tempo e não fornece informações espectrais associada à evolução temporal da série. A Transformada de Fourier Janelada permite que as séries temporais sejam avaliadas a partir de uma janela fixa com intervalos constantes no domínio da frequência e do tempo. Entretanto, este método não distingue distintas faixas de frequência resultando em muitos picos espectrais espúrios (LAU e WENG, 1995).

Por outro lado, a Transformada *Wavelet* usa funções com resoluções flexíveis no domínio da frequência e do tempo, as quais estreitam-se (alargam-se) ao focar nos sinais em alta (baixa) frequência. Dessa forma, é possível alcançar uma alta precisão na localização temporal de ambas as resoluções. Essa propriedade

zoom é a única característica da Transformada *Wavelet* que permite a localização de curta duração, sinais de alta frequência como mudanças abruptas, enquanto resolve a variabilidade em baixa frequência na escala do tempo ou da frequência com maior acurácia e com relativa facilidade computacional (LAU e WENG, 1995).

Matematicamente, a Transformada *Wavelet* decompõe o sinal em termos de funções elementares derivadas de uma '*wavelet mãe*'. Uma das '*wavelets mãe*' amplamente utilizada em estudos geofísicos é a *wavelet Morlet*. A vantagem do uso da *wavelet Morlet* é a sua natureza complexa, a qual tem a habilidade em detectar a amplitude e fase das distintas frequências em função do tempo que compõe as séries temporais (LAU e WENG, 1995; TORRENCE e COMPO, 1998).

A *wavelet* citada é definida por TORRENCE e COMPO (1998):

$$\psi_0(\eta) = \pi^{-1/4} e^{i\omega_0\eta} e^{-\eta^2/2}$$

onde ψ representa o valor wavelet em tempo não dimensional (η) e ω_0 o número de onda.

A transformada *Wavelet* é definida pela convolução de x_n com $\psi_0(\eta)$:

$$W_n(s) = \sum_{n'=0}^{N-1} x_{n'} \psi * \left[\frac{(n' - n)\delta t}{s} \right]$$

onde x_n representa o valor da série temporal no índice n , δt o intervalo de tempo, s o parâmetro usado para mudar a escala e $*$ indica o conjugado complexo.

Um guia prático para a utilização da análise *Wavelet* elaborado por Torrence pode ser obtido em <http://paos.colorado.edu/research/wavelets/>. Adicionalmente, foi aplicada às análises a correção indicada por LIU *et al.* (2007). Basicamente essa correção envolve associar a potência do espectro à escala a qual está associada. Dessa forma é possível avaliar qual faixa de frequência é mais ou menos energética considerando todos os espectros.

3.2 Etapa 2: Representação dos eventos - Modelo oceânico ROMS

O ROMS (Regional Ocean Modeling System) é um modelo numérico oceânico amplamente utilizado na comunidade científica para diversas aplicações. As características gerais do modelo envolvem o uso de equações hidrostáticas primitivas; considerando as aproximações hidrostáticas e de Boussinesq. Sob a aproximação hidrostática, assume-se que o gradiente vertical de pressão balanceia o empuxo. A

aproximação de Boussinesq implica em considerar a densidade constante e igual à densidade inicial (ρ_0) em todos os termos, ou seja, as variações de densidade são negligenciadas nas equações de movimento, exceto no termo de empuxo na equação de movimento vertical.

Assim como outros modelos de circulação oceânica o ROMS considera a superfície livre. Tal fator permite simular fenômenos, como a maré e as ondas de Rossby, que não seriam representados caso a superfície fosse considerada uma tampa rígida (SHCHEPETKIN e MCWILLIAMS, 2005). O tempo de integração é feito com a decomposição do campo de velocidade tridimensional em barotrópico e baroclínico, de forma a facilitar o cálculo da força do gradiente de pressão (BRYAN, 1969) e otimizar a integração numérica do modelo.

3.2.1 Discretizações Horizontais e Verticais

Na horizontal as equações primitivas são avaliadas através de coordenadas curvilíneas ortogonais, cuja formulação geral inclui coordenadas cartesianas e esféricas. Nessa discretização é adotada a aproximação de diferenças finitas de segunda ordem centrada e o arranjo horizontal das variáveis é equivalente à grade C Arakawa (Figura 3.1). Os limites costeiros podem ser especificados como uma grade discretizada finita utilizando a máscara terra/mar (MYROMS, 2014).

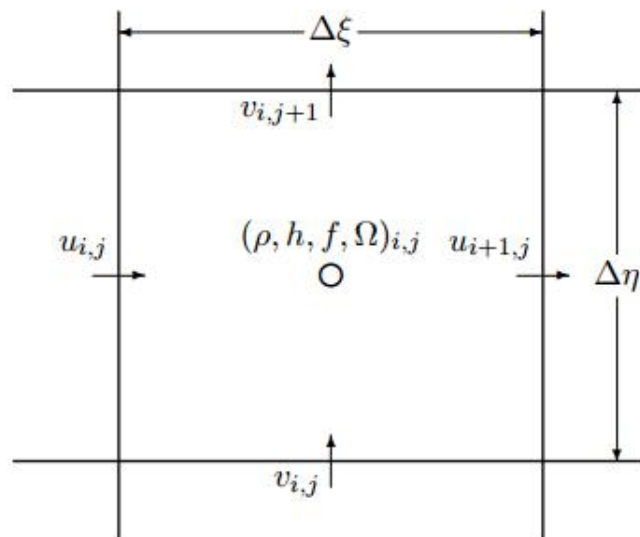


Figura 3.1: Esquemática de uma grade C Arakawa. Retirado de <https://www.myroms.org/>.

A discretização vertical (Figura 3.2) também usa uma aproximação de diferenças finitas de segunda ordem. Na vertical as equações primitivas são dis-

cretizadas sobre a topografia variável usando as coordenadas que seguem o terreno (SONG e HAIDVOGEL, 1994). O alongamento das coordenadas permite aumentar a resolução nas áreas de interesse, como a termoclina e a camada limite de fundo (MYROMS, 2014). Maiores detalhes quanto à formulação do modelo podem ser obtidos no site do ROMS (<https://www.myroms.org/>).

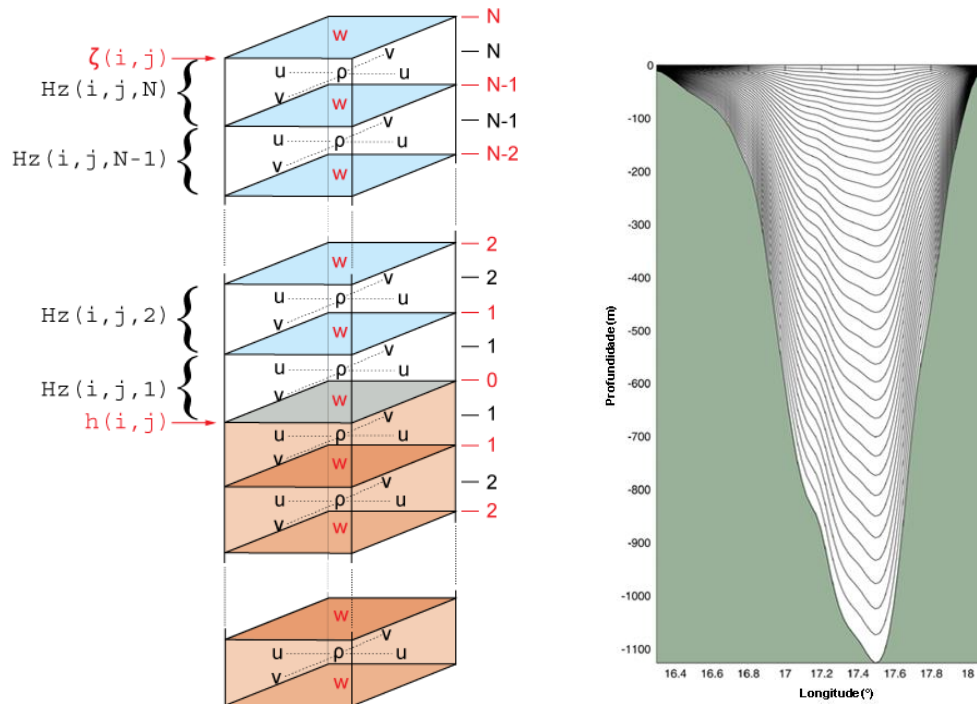


Figura 3.2: Discretização vertical utilizada no ROMS (quadro esquerdo) e exemplo da distribuição vertical de camadas (quadro direito) seguindo o terreno em uma seção. Adaptado de <https://www.myroms.org/>.

3.2.2 Experimentos

A variabilidade de temperatura associada às oscilações subinerciais foi avaliada a partir de dois experimentos desenvolvidos no ROMS. A configuração dos dois experimentos difere em apenas um aspecto: a resolução temporal do forçante atmosférico. O objetivo da distinta resolução atmosférica é avaliar como as oscilações subinerciais associadas aos sistemas frontais podem influenciar a variabilidade de temperatura em superfície e na coluna d'água considerando a presença e a ausência de sistemas atmosféricos oriundos de frentes frias. Com o fim de mitigar a atuação de forçantes oriundos de sistemas frontais na configuração de um dos experimentos, foram adotados campos médios mensais atmosféricos na respectiva simulação.

Grade

A grade distribuída em 288 de pontos de grade de longitude e 240 pontos de latitude compreende as latitudes entre $20^{\circ}S$ e $30^{\circ}S$ e as longitudes entre $39^{\circ}O$ e $51^{\circ}O$, abrangendo basicamente a PCSE e os seus entornos (Figura 2.1). A resolução espacial dos experimentos é de $1/24^{\circ}$ e a discretização vertical abrange 40 níveis, tendo como base batimétrica o ETOPO1, com resolução de 1'.

Configurações

As condições iniciais e de contorno oceânicas são oriundas do HYCOM + NCODA correspondentes ao ano de 2012, ano correspondente ao evento extremo selecionado, sendo as condições de contorno de norte, sul e leste abertas e as de oeste fechada. A condição de contorno da superfície livre é do tipo Chapman, das componentes de velocidade barotrópicas do tipo Flather, e das demais variáveis (componentes de velocidade baroclínicas, temperatura e salinidade) do tipo Radiation e Nudging. A resolução temporal de entrada e saída do modelo das variáveis oceânicas são diárias em ambos experimentos. Os experimentos abrangeram 1 ano de simulação com 50 dias de aquecimento das rodadas. O intervalo de tempo baroclínico foi de 40 s e o barotrópico de 10 s, sendo utilizados 12 processadores nas simulações.

Os forçantes atmosféricos são oriundos do NCEP/DOE AMIP-II Reanalysis do ano correspondente e incluem as variáveis: temperatura, pressão e umidade relativa do ar em superfície; e as componentes horizontais do vento em superfície. O cálculo dos fluxos de calor são feitos a partir da opção *bulk fluxes* ativada. No experimento denominado **Expt.1** os forçantes atmosféricos de entrada apresentam resolução temporal diária, e no experimento denominado **Expt.2** resolução temporal mensal (Figura 3.3). Em ambos experimentos as saídas são diárias.

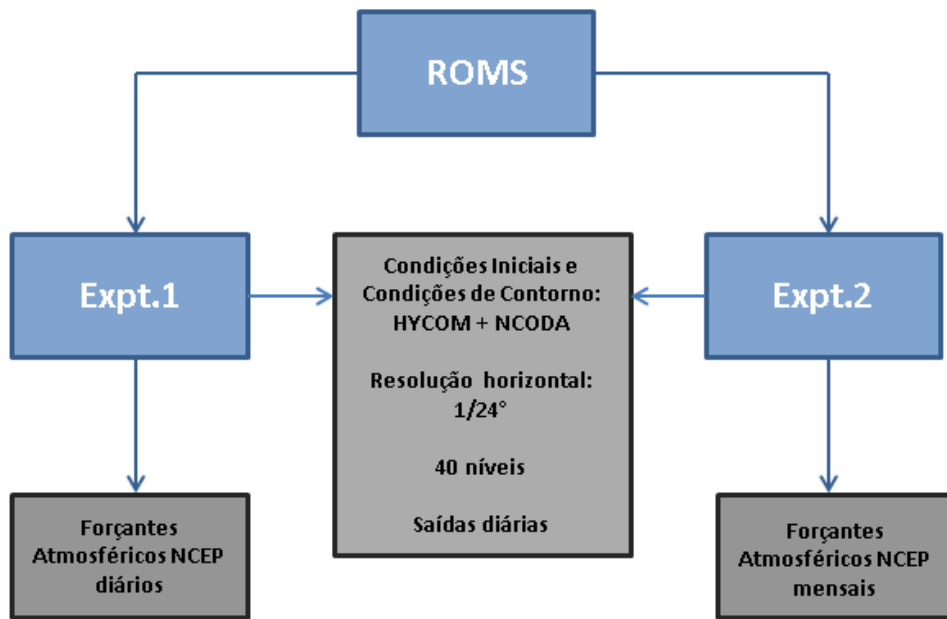


Figura 3.3: Configurações básicas dos experimentos.

Em ambos experimentos a parametrização da camada limite atmosférica *bulk fluxes* foi ativada, a qual exigiu a inclusão dos campos atmosféricos abaixo:

- Componentes zonais e meridionais do vento (U e V) superficiais
- Temperatura do ar superficial
- Pressão do ar superficial
- Umidade relativa do ar superficial
- Fração de nuvem
- Taxa de precipitação
- Fluxo de radiação de ondas curtas

3.3 Etapa 3: Análise dos fluxos de calor

A partir dos experimentos descritos, foram avaliados os fluxos de calor em superfície e na coluna d'água associados aos eventos típico e extremo. Considerando que os fluxos de calor são um dos principais objetos de investigação desse trabalho, nesse tópico são descritas as parametrizações do ROMS referentes a essas variáveis.

Basicamente a expressão de conservação de calor é constituída pela soma dos termos advectivos horizontais e vertical e o termo difusivo vertical, o qual é função do fluxo de calor superficial. No ROMS essa parametrização é dada por (GLENN *et al.*, 2016):

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{\partial(uT)}{\partial x} - \frac{\partial(vT)}{\partial y} - \frac{\partial(wT)}{\partial z} + \frac{\partial A_{kt} \frac{\partial T}{\partial z}}{\partial z} + D_t + F_t \quad (3.1)$$

sendo as respectivas condições de contorno de superfície e de fundo:

$$\left(A_{kt} \frac{\partial T}{\partial z} \right)_{z=0} = \frac{Q_{net}}{\rho_0 C_p} \quad (3.2)$$

$$\left(A_{kt} \frac{\partial T}{\partial z} \right)_{z=-h} = 0 \quad (3.3)$$

Sendo T a temperatura, t o tempo, u , v e w as componentes de velocidade, A_{kt} o coeficiente de difusividade vertical, D_t o termo de difusão horizontal e F_t a fricção. O termo Q_{net} , associado ao termo difusivo vertical, representa o fluxo de calor superficial líquido, $\rho_0 = 1025 kg/m^3$ é a densidade de referência, $C_p = 3985 J(kg^\circ C)^{-1}$ a capacidade de calor específico da água do mar e h a profundidade da coluna d'água. Considerando que o termo difusivo horizontal e o termo friccional apresentam ordens de magnitude inferiores aos termos citados estes foram negligenciados nas análises. Sendo assim, o balanço de calor no oceano é basicamente constituído pela soma do termo advectivo e do termo difusivo vertical como observado em diversos trabalhos (DONG e KELLY, 2004; WILKIN, 2006).

A transferência de calor na interface oceano – atmosfera está associada aos fluxos turbulentos de calor (calor sensível e latente) e aos processos radiativos (HASSE e SMITH, 1997).

Os fluxos turbulentos de calor estão associados aos processos de transferência de calor entre um corpo e os seus entornos. Enquanto o calor sensível refere-se à absorção ou liberação de calor acompanhada de variação da temperatura, o calor latente é o calor transferido sem que ocorra alteração desse parâmetro. Por outro lado, o calor latente está associado à mudança de fase do oceano ou da atmosfera, por exemplo, através de processos de evaporação, condensação, congelamento ou

derretimento. Esses fluxos são proporcionais ao gradiente de temperatura entre o oceano e a atmosfera e à magnitude do vento, variáveis constituintes do coeficiente de estabilidade da camada limite (PEZZI *et al.*, 2016a). Diversos estudos apontam a importância dos fluxos de calor turbulentos, especialmente o calor latente no processo de desenvolvimento e de intensificação de ciclogêneses (PIVA *et al.*, 2008, 2011).

Dentre os fluxos radiativos, as ondas curtas estão associadas à radiação solar e ao aquecimento da Terra, apresentando máxima incidência em regiões tropicais. Por outro lado as ondas longas estão associadas a radiação emitida pela Terra, a qual funciona como um corpo negro, e apresentam um comportamento relativamente uniforme meridionalmente. A radiação de ondas curtas excede às ondas longas em regiões tropicais e subtropicais. Em regiões polares e subpolares ocorre o inverso, predominando a perda de calor da Terra para a atmosfera (BRYDEN e IMAWAKI, 2001).

Atualmente a formulação matemática da camada limite na interação ar-mar do ROMS é baseada na parametrização *bulk* de FAIRALL *et al.* (1996). Essa parametrização foi adaptada pelo algoritmo TOGA COARE (Tropical Ocean and Global Atmosphere Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment) para calcular os fluxos turbulentos de calor (MYROMS, 2014), o qual trouxe melhorias na representação de TSM nas simulações (VIVIER *et al.*, 2002).

O fluxo de calor superficial é dado por:

$$Q_{net} = C_{lat} + C_{sens} + OL + OC \quad (3.4)$$

onde os termos C_{lat} e C_{sens} representam os fluxos de calor latente e calor sensível, e os termos OL e OC os termos radiativos de ondas longas e de ondas curtas respectivamente.

FAIRALL *et al.* (1996) definiram o calor sensível total (C_{sens}) como:

$$C_{sens} = \rho_a C_{pa} \overline{w' T'_a} \left[1 + \frac{q(c_{pv} - c_{pa})}{c_{pa}} \right] + \overline{w' q'} (T_a - T_s) \frac{c_{pv}}{c_{pa}} \quad (3.5)$$

onde ρ_a representa a densidade do ar, C_{pa} o calor específico do ar seco, C_{pv} o calor específico do vapor d'água, q a umidade específica, T_a a temperatura do ar, sendo q' e T'_a suas respectivas flutuações turbulentas, w' representa a flutuação turbulenta da componente vertical do vento e T_s a temperatura da superfície do mar

na interface ar-mar.

Os mesmos autores definiram o calor latente total como:

$$C_{lat} = \rho_a L_e [C_{en} u (q_s - q)] \times \text{estabilidade} \times \text{rajadas} \quad (3.6)$$

sendo L_e o calor latente de evaporação, C_{en} o coeficiente de transferência de umidade a 10m, u a magnitude média do vento horizontal a 10m e q_s a umidade específica saturada (saturação de q em $T = T_s$) ou a umidade específica na interface ar-mar.

A estabilidade é definida por:

$$\text{estabilidade} = \frac{1}{\left[1 - \frac{C_{dn}^{1/2}}{K} \psi_u(\xi)\right] - \left[1 - \frac{C_{qn}^{1/2}}{aK} \psi_h(\xi)\right]} \quad (3.7)$$

onde K é a constante Von Kármán (0,4), a constante de Charnock (0,011), ψ_u e ψ_h são funções de estabilidade da teoria da camada superficial MOST (Monin–Obukhov Similarity Theory)¹, e ξ um parâmetro de estabilidade.

$C_{qn}^{1/2}$ e $C_{dn}^{1/2}$ são definidos por:

$$C_{qn}^{1/2} = \frac{aK}{\log(z_r/z_{oq})} \quad (3.8)$$

$$C_{dn}^{1/2} = \frac{K}{\log(z_r/z_o)} \quad (3.9)$$

Onde z_r , z_{oq} e z_o representam as dimensões de rugosidade em função da altura de referência atmosférica, da umidade e da velocidade do vento respectivamente.

$$\text{rajadas} = \left[1 + \left(\frac{\beta W_0}{u}\right)^2\right]^{1/2} \quad (3.10)$$

Sendo β o parâmetro de rajadas (1,25) e W_0 a escala espacial de alcance

¹Maiores detalhes sobre as funções MOST e sobre o parâmetro de estabilidade ξ podem ser obtidas em (GEERNAERT, 1990; PANOFSKY e DUTTON, 1984).

das rajadas . ² Por outro lado, a radiação de ondas longas está envolvida nos processos radiativos que emitem calor pela superfície do oceano. O termo radiação de ondas longas líquida ou total ($OL \uparrow\downarrow$) representa a diferença entre a radiação em infravermelho emitida pelo oceano ($OL \uparrow$) e a radiação em infravermelho emitida pela atmosfera ($OL \downarrow$). O cálculo da radiação de ondas longas considerando um dia sem cobertura de nuvem pelo ROMS é baseado na fórmula desenvolvida por BERLIAND e BERLIAND (1952) e expressa na equação (Equação 3.11).

$$OL \uparrow\downarrow = \mathcal{E}\sigma T_s^4(0,39 - 0,05q^{1/2})(1 - 0,8n^d) + 4\mathcal{E}\sigma T^3(T_s - T) \quad (3.11)$$

Nessa formulação a emissividade da superfície do mar (\mathcal{E}) é considerada 0,98, σ representa a constante Stefan-Boltzmann ($5,67 \times 10^{-8}$), n o número de camadas e $d=1$.

²A formulação utilizada na obtenção de W_0 pode ser obtida em Fairall et al. (1996).

Capítulo 4

Resultados e Discussões

Nesse trabalho os resultados são apresentados e discutidos em basicamente quatro seções. Na primeira é avaliada a representatividade do modelo, na segunda são descritos e caracterizados o comportamento dos dois eventos selecionados, na terceira são abordadas as faixas de frequência associada às oscilações investigadas, e por fim na última seção é discutido o comportamento dos fluxos de calor em superfície e na coluna d'água associados às ondas subinerciais.

4.1 Avaliação dos Experimentos

As simulações no ROMS foram avaliadas a partir de basicamente duas etapas. Uma consistiu na comparação dos resultados do modelo com as bases constituintes das condições iniciais e de contorno oriundas dos experimentos numéricos HYCOM e NCEP, e as bases de dados remotos MUR (Multi-scale Ultra-high Resolution), dados locais *in situ* do PNBOIA (Programa Nacional de Boias), GLOSS (Global Sea Level Observing System) e do modelo atmosférico ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts). A segunda etapa avaliou a capacidade das simulações em representar características básicas referente aos campos de massa local e a representação de importantes feições oceanográficas como a CB.

4.1.1 Comparação entre as simulações oceânicas e as bases MUR, PNBOIA, GLOSS, NCEP e ECMWF

Os resultados dos modelos oceânicos ROMS e HYCOM referentes a TSM¹ foram comparados com as bases de dados MUR e PNBOIA e os resultados de ASM

¹Nesse trabalho todas as referências de TSM oriundos de modelos oceânicos correspondem aos resultados da primeira camada dos respectivos modelos, os quais não correspondem exatamente à superfície. Nas simulações do ROMS, por exemplo, os resultados em 'superfície' na região da plataforma (batimetria inferior a 200 m) apresentam profundidades variando entre 0,05 e 2,5 m aproximadamente, onde as mínimas profundidades são correspondentes às regiões mais costeiras.

com a base GLOSS. Os fluxos de calor gerados no Expt.1 do ROMS, o qual apresenta forçante atmosférica diária, foram comparados com as bases NCEP e ECMWF.

MUR (Multi-scale Ultra-high Resolution)

As imagens de temperatura superficial do mar (TSM) MUR compreendem informações obtidas pela mescla de distintos sensores e dados *in situ* de 1 de junho de 2012 até hoje. Basicamente as imagens reúnem dados de satélites obtidas por sensores em infravermelho, caracterizados por obterem imagens com alta resolução espacial, e por sensores em micro-ondas, os quais não são afetados pela interferência de nuvens (EARTHDATA, 2016).

A comparação sazonal de TSM entre os campos do HYCOM e do MUR indica grande semelhança visual entre as duas bases (Figura 4.1). Em geral observa-se uma pequena superestimação do HYCOM em relação às imagens de satélite com anomalias inferiores a 1°C. Esse comportamento se aplica à PCSE, exceto no verão onde são observadas anomalias máximas próximas de 2°C.

Os experimentos do ROMS embora apresentem semelhanças sazonais de TSM em relação ao MUR, apresentam maiores anomalias do que as observadas no HYCOM (Figura 4.2). Especialmente no Expt.2, experimento no qual o forçante de vento possui resolução mensal, os campos de TSM apresentam-se mais aquecidos com anomalias máximas chegando a valores próximos de 5°C. Esses valores tendem a ser menores na primavera em ambos experimentos, especialmente na região da plataforma. No Expt.1 as anomalias máximas aproximam-se de valores em torno de 3°C.

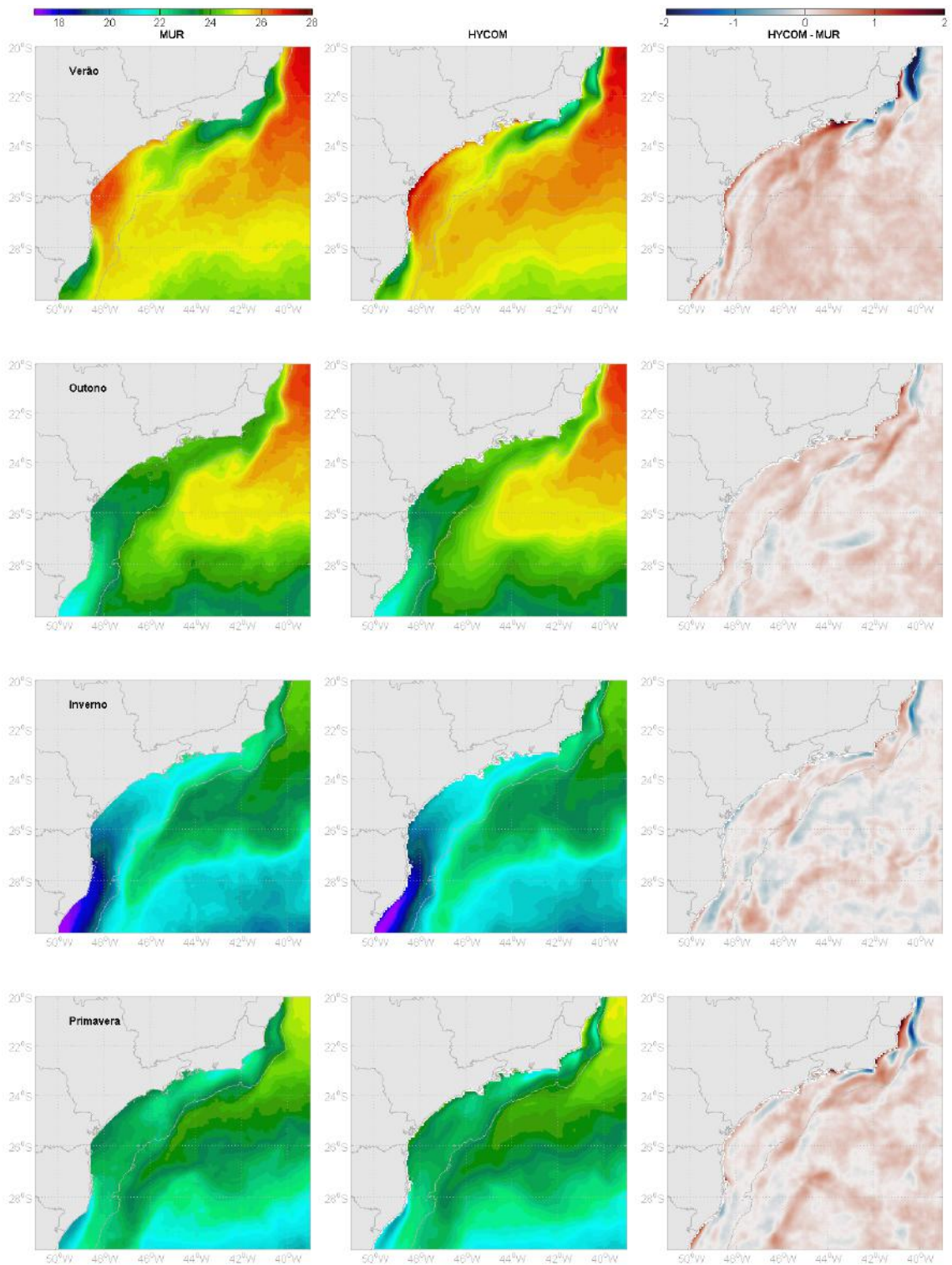


Figura 4.1: Campos médios sazonais de TSM da base MUR (coluna esquerda), da simulação do HYCOM (coluna central) e suas respectivas anomalias (coluna direita). A isobatimétrica é a de 200 m, limite aproximado da plataforma.

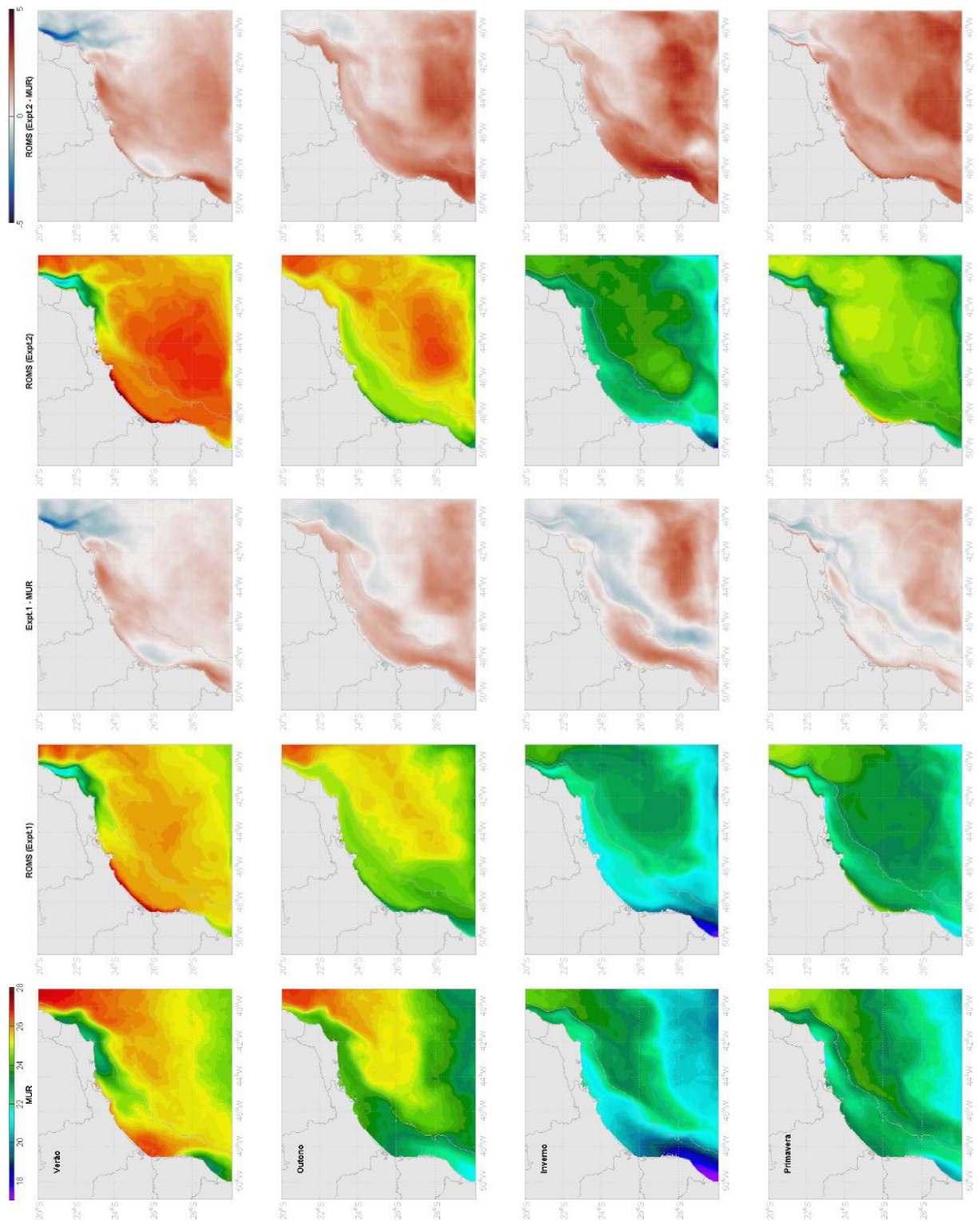


Figura 4.2: Campos médios sazonais de TSM da base MUR (1ª coluna), das simulações do ROMS (2ª e 4ª coluna) e suas respectivas anomalias (3ª e 5ª coluna). A linha em negro indica a isobatómica de 200 m, limite aproximado da plataforma.

A análise das séries médias de regiões com profundidades inferiores a 200 m de TSM do MUR, HYCOM e dos experimentos do ROMS considerando os seus desvios padrões confirma a alta compatibilidade do HYCOM com o MUR em todo o período analisado (Figura 4.3). O Expt.1 apresenta valores médios semelhantes a ambas bases analisadas especialmente no verão e primavera. O Expt.2 consegue representar variabilidades sazonais, entretanto apresenta uma menor variabilidade de TSM, refletindo a ausência de forçantes atmosféricos diários. Adicionalmente apresenta-se mais aquecido em relação ao MUR, HYCOM e Expt.1. Em todas as bases analisadas os maiores desvios padrões ocorrem principalmente no inverno e tendem a ser mais estáveis no outono e primavera.

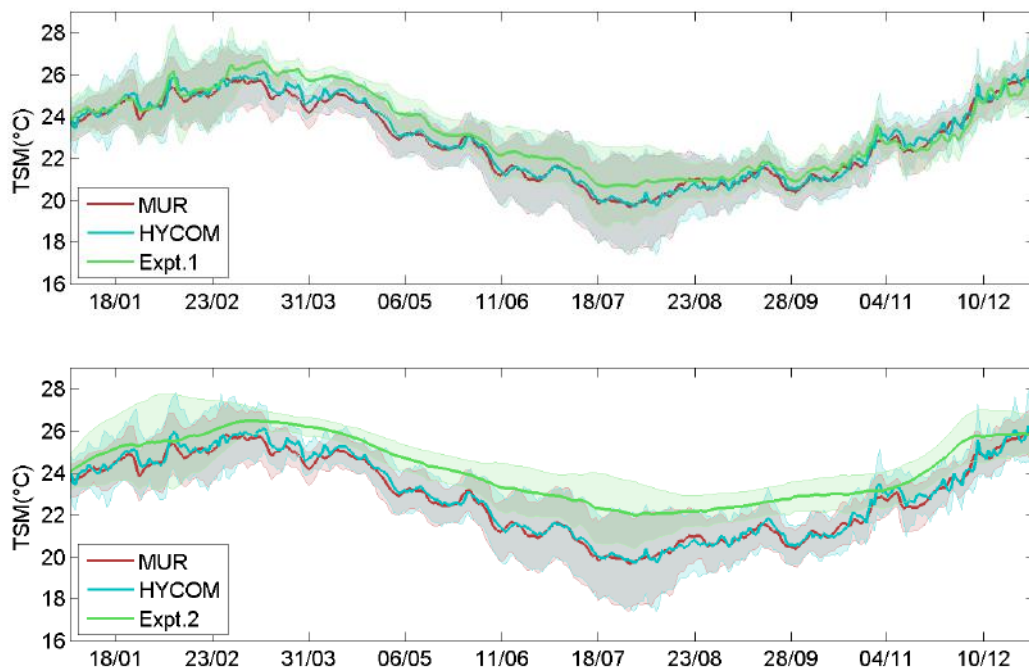


Figura 4.3: Médias espaciais (linha cheia) e desvios padrões (áreas sombreadas) de TSM das bases MUR, HYCOM e ROMS (Expt.1 e Expt.2 - quadro superior e inferior respectivamente) de 2012, englobando somente profundidades inferiores a 200 m.

PNBOIA (Programa Nacional de Boias)

O PNBOIA é um programa de obtenção de dados oceanográficos e meteorológicos no Atlântico Sul e Tropical por meio de rede de boias de deriva e de fundeio rastreadas por satélite. As boias de deriva obtêm dados de temperatura da superfície do mar, corrente superficial, pressão atmosférica e vento na superfície do mar. As boias de fundeio fixas, além dos parâmetros citados abrangem dados de temperatura do ar, umidade relativa, radiação solar, perfil

vertical de temperatura do mar, condutividade, direção, altura e período de ondas. Nesse trabalho foram comparados a TSM entre os experimentos e a boia de fundeio de Santos (Figura 4.4).

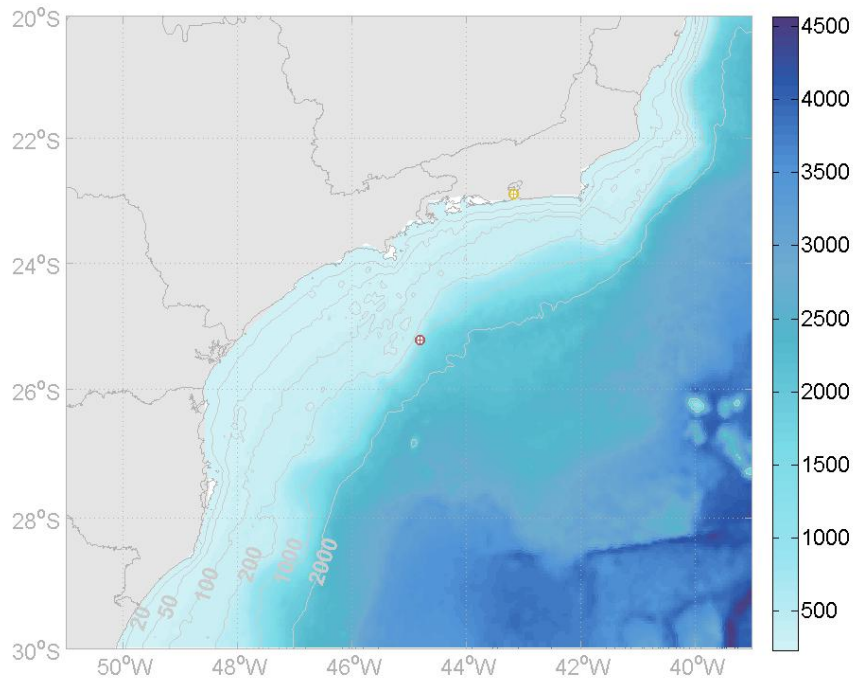


Figura 4.4: Batimetria da PCSE e localização dos pontos situados em Ilha Fiscal (ponto amarelo) e em Santos (ponto vermelho). Os dados dos pontos citados compõem os projetos GLOSS e PNBOIA respectivamente, os quais fornecem dados de ASM e TSM.

A comparação entre a série de TSM de Santos oriunda do PNBOIA filtrada para períodos diários e as séries dos experimentos do ROMS no ponto correspondente (Figura 4.5) permite observar que os experimentos reproduzem as variabilidades intrasazonais e especialmente o Expt.1 representa muitas oscilações identificadas no dado. Embora o Expt.2 apresente-se com temperaturas do mar em superfície mais elevadas em relação ao PNBOIA, essa simulação consegue representar variações intrasazonais.

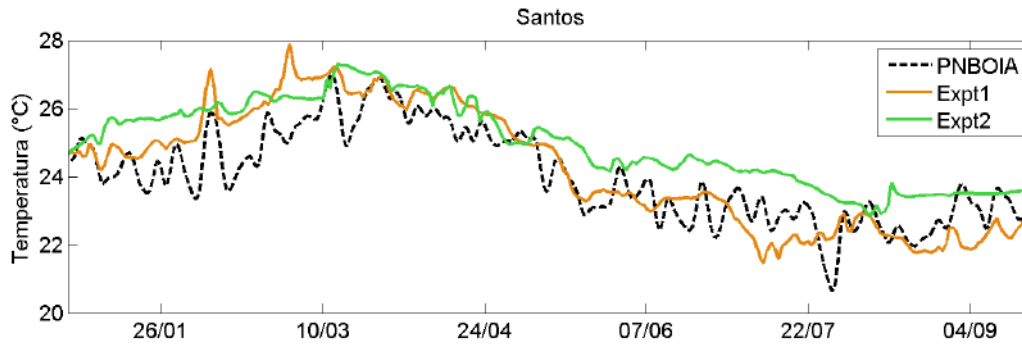


Figura 4.5: Séries de TSM de 2012 referente ao ponto de Santos oriundas do Projeto PNBOIA e das simulações Expt.1 e Expt.2.

GLOSS (Global Sea Level Observing System)

O GLOSS é um sistema internacional de obtenção de dados do nível do mar obtidos por marégrafos, os quais totalizam em mais de 300 estações mantidas por aproximadamente 80 países. Esses países monitoram variações no nível do mar em grande escala, assim como desenvolvem programas científicos com aplicações nacionais (TOLKATCHEV, 1996). Nesse trabalho foram comparadas a série do nível do mar da estação de Ilha Fiscal (Figura 4.4) com os resultados correspondentes dos experimentos.

A série de elevação de Ilha Fiscal do GLOSS com períodos entre 3 e 20 dias, períodos associados às oscilações investigadas nesse trabalho, comparada com as séries correspondentes dos experimentos do ROMS indica a boa representatividade de ambas simulações (Figura 4.6). Embora o modelo tenda a subestimar as magnitudes das oscilações, as séries apresentam-se semelhantes ao dado. Assim como observado nas comparações anteriores, o Expt.1 ou o experimento com forçantes atmosféricas diários representa melhor as feições observadas no GLOSS, refletindo em uma maior correlação se comparada à correlação entre o dado e o Expt.2. A série correspondente do HYCOM, base para as simulações, apresenta elevações superiores às observadas no ROMS, refletindo em uma maior correlação com o dado. Tal comportamento pode estar associado à inclusão de assimilação de dados de altímetros e a utilização de forçantes atmosféricas horários no HYCOM. Por outro lado, os experimentos do ROMS utilizam forçantes diários e não fazem assimilação de dados.

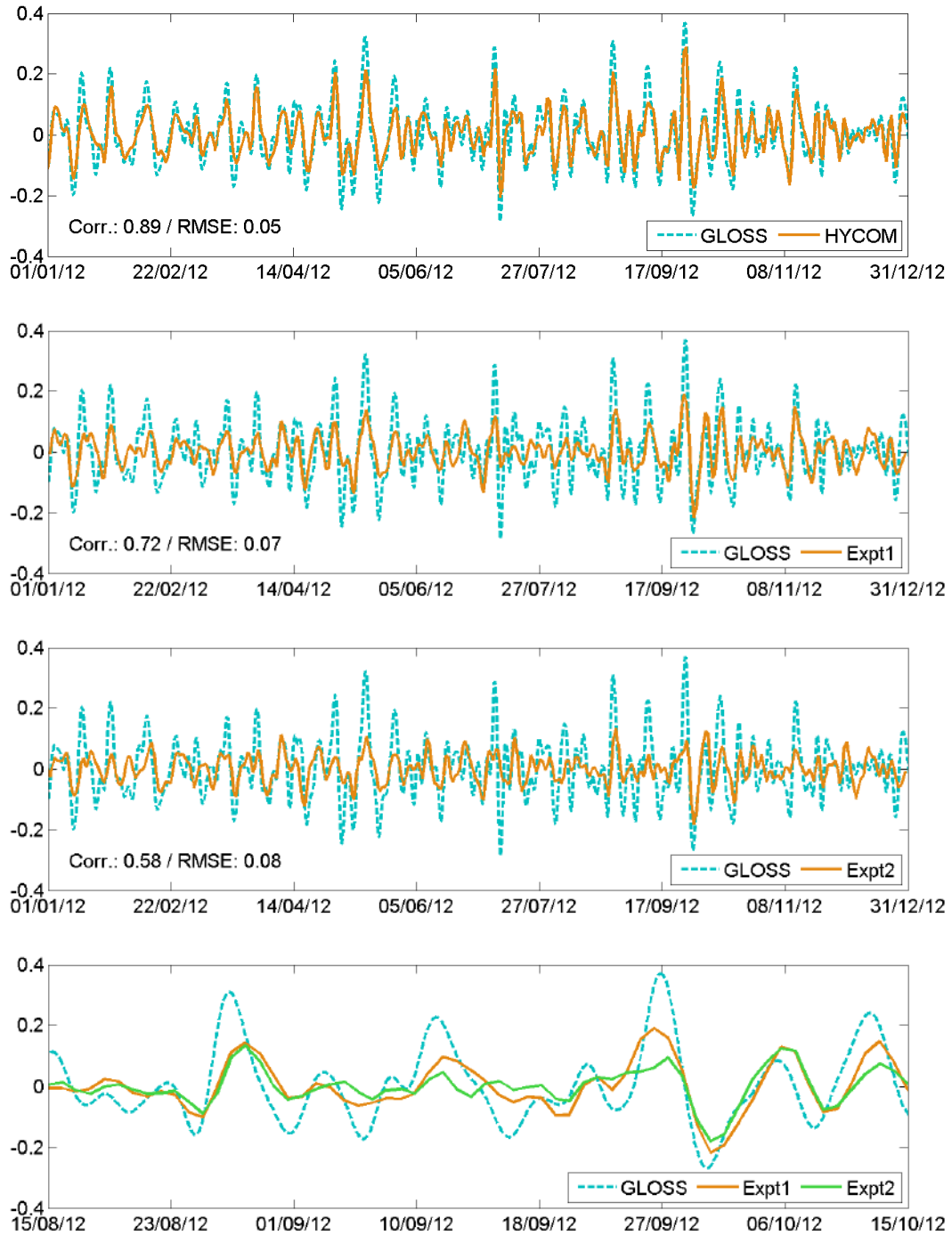


Figura 4.6: Séries de ASM com períodos entre 3 e 20 dias da Ilha Fiscal do Projeto GLOSS e das simulações no HYCOM (1ª linha) e no ROMS (2ª e 3ª linha respectivamente) e os respectivos coeficientes de correlação (Corr.) e RMSE entre as séries. O quarto quadro indica a comparação ampliada entre o dado e os experimentos no ROMS entre meados de agosto e outubro de 2012.

ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts)

O ECMWF é uma organização intergovernamental suportada por mais de 30 países, cujo objetivo é reunir, produzir e divulgar previsões do tempo. Nesse trabalho foram utilizados dados do ERA-interim, produto do ECMWF, o qual consiste em uma reanálise abrangendo dados globais atmosféricos desde 1979 e previsões em tempo real. Atualmente as previsões citadas incluem assimilação de dados e ao longo do tempo são realizadas diversas melhorias no modelo. As configurações do ERA-interim incluem resolução vertical entre a superfície e 0,1 hPa de 60 níveis, resolução horizontal de aproximadamente 79 km e acoplamento com modelo oceânico de ondas, sendo gerados resultados a cada 6h (BERRISFORD *et al.*, 2009).

Com o fim de avaliar a representatividade do modelo em relação aos fluxos de calor, foram comparados os fluxos médios de calor na interface oceano-atmosfera entre o Expt.1 do ROMS e as bases NCEP e ECMWF na área correspondente à grade dos experimentos (Figura 4.7)². O Expt.2 por ter uma configuração distinta, com ausência de forçantes atmosféricos associados à sistemas frontais, entre outros, não teve essa comparação apresentada.

Em geral observa-se uma considerável semelhança entre as bases, especialmente no fluxo associado às ondas curtas. Embora a série de ondas curtas do ECMWF apresente magnitudes inferiores em relação ao NCEP e o Expt.1, os maiores coeficientes de correlação entre o Expt.1 e as bases NCEP e ECMWF estão associados às ondas curtas.

REBOITA *et al.* (2010a) ao investigarem o comportamento dos fluxos turbulentos de calor na região sudoeste do Atlântico Sul entre 1989 e 1999 a partir de resultados de modelo atmosférico e das reanálises ECMWF, WHOI (Woods Hole Oceanographic Institution) e NCEP observaram que os campos médios de calor latente durante verão e inverno variam entre aproximadamente 100 e 200 W/m^2 ³. Os máximos associados a esse parâmetro ocorrem na região subtropical, ao norte de 15 °S, e na região oeste do Atlântico entre 35 e 40°S aproximadamente, na qual é identificado um gradiente de temperatura oceânico acentuado associado à confluência Brasil-Malvinas.

Por outro lado, o calor sensível na região correspondente foi identificado variando entre aproximadamente -10 e 60 W/m^2 , com as maiores magnitudes também sendo identificadas no inverno, especialmente na região de encontro da CB, corrente caracterizada por transportar águas quentes, com a Corrente das Malvinas,

²Os sinais dos fluxos de calor turbulentos oriundos de bases atmosféricas foram invertidos para fins de comparação. Dessa forma os resultados foram referenciados em relação ao oceano.

³As magnitudes médias aqui referenciadas tratam-se dos valores identificados entre 15 e 45 °S e entre 30 e 60 O, entretanto o trabalho citado abrange uma área maior.

associada à águas mais frias. Tais magnitudes, referentes ao calor sensível e latente, assemelham-se às identificadas no Expt.1 e às bases utilizadas para comparação, embora com sinais inversos. Tal inversão deve-se ao fato do Expt.1 indicar resultados em relação ao oceano, enquanto as bases do trabalho descrito são referenciadas em relação a atmosfera. Os sinais negativos (positivos) no oceano (atmosfera) indicam transferência de calor do oceano para a atmosfera e vice-versa.

Os fluxos de ondas curtas do ROMS e NCEP assemelham-se às magnitudes médias identificadas por SCOTT e ALEXANDER (1999), cujos autores identificaram valores entre aproximadamente 260 e 280 W/m^2 no verão e entre 120 e 200 W/m^2 no inverno na região correspondente. Por outro lado, a média anual do fluxo de ondas longas foi associada à valores entre aproximadamente 40 e 70 W/m^2 (SMITH *et al.*, 2002), semelhantes aos observados na comparação apresentada.

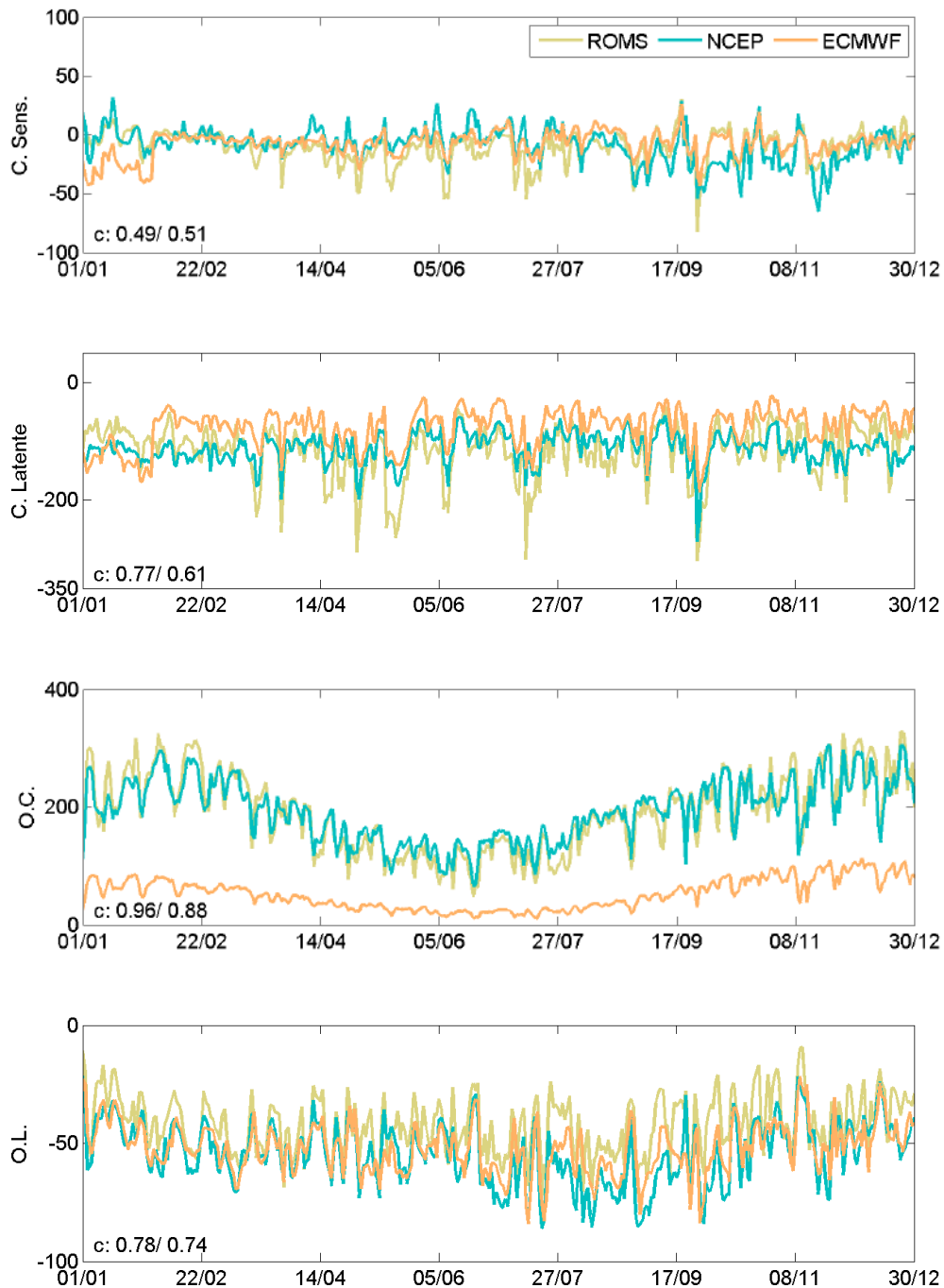


Figura 4.7: Comparação entre as séries médias compreendendo a área de grade do ROMS dos fluxos de calor (W/m^2) turbulentos (calor sensível e latente - 1ª e 2ª linha respectivamente) e dos fluxos radiativos (3ª linha: ondas curtas - O.C.; 4ª linha: ondas longas - O.L.), considerando as bases do NCEP, ECMWF e Expt.1 (ROMS). Os coeficientes de correlação entre as bases e o experimento são indicados nas figuras. O primeiro valor é referente a comparação com o NCEP e o segundo com o ECMWF.

4.1.2 Aspectos Oceanográficos

Com o fim de avaliar a representatividade dos experimentos, adicionalmente foi avaliada a capacidade das simulações representarem características típicas da região, como o campo de massa e a Corrente do Brasil. Dessa forma foram comparados os resultados dos experimentos com o HYCOM a partir do diagrama TS e seções de temperatura, salinidade e velocidade.

Na análise do diagrama de temperatura e salinidade (diagrama TS) foram considerados os valores médios de 2012 em pontos localizados nas isobatimétricas de 200, 1000 e 2000 m (Figura 4.8) na região central da área simulada e a partir do campo de massa médio anual de uma seção na mesma região.

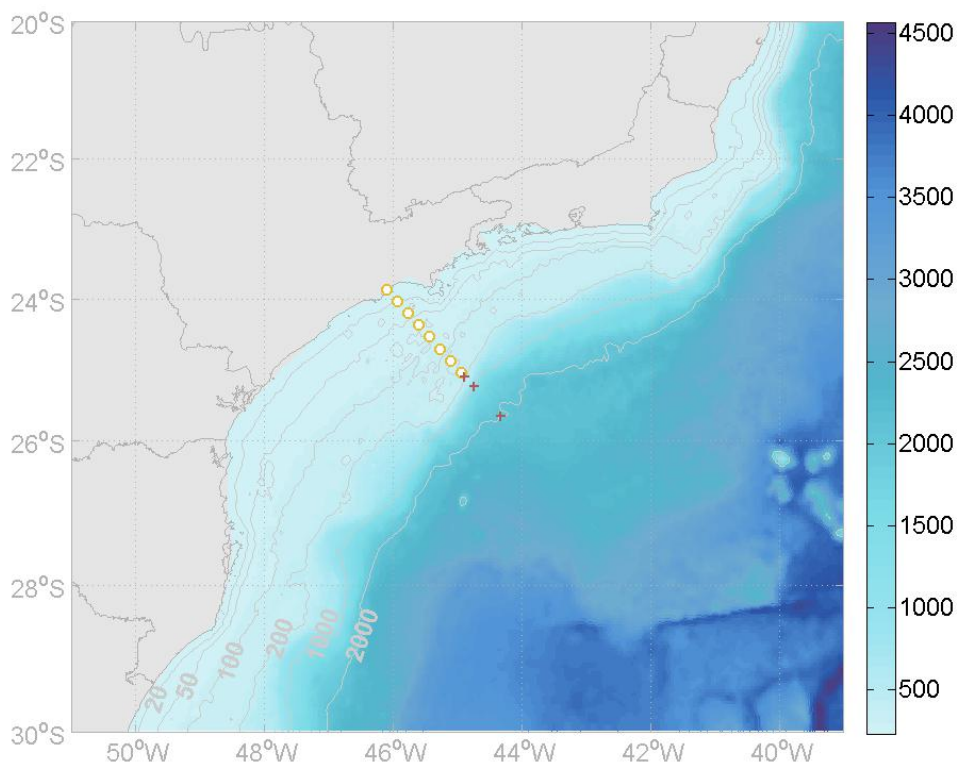


Figura 4.8: Batimetria(m) da PCSE, localização da seção para análise dos campos de massa e de velocidade (pontos amarelos) e localização dos pontos definidos para análise do diagrama TS (símbolos vermelhos).

A partir dos diagramas TS (Figura 4.9) é possível observar a representação das massas d'água características da região AT, ACAS e AIA (MIRANDA, 1982) no

HYCOM e nos dois experimentos. Embora sejam observadas algumas peculiaridades como a AT um pouco mais salina no HYCOM e com maior temperatura no Expt.2, as três feições apresentam uma grande semelhança entre si e compatibilidade com a literatura.

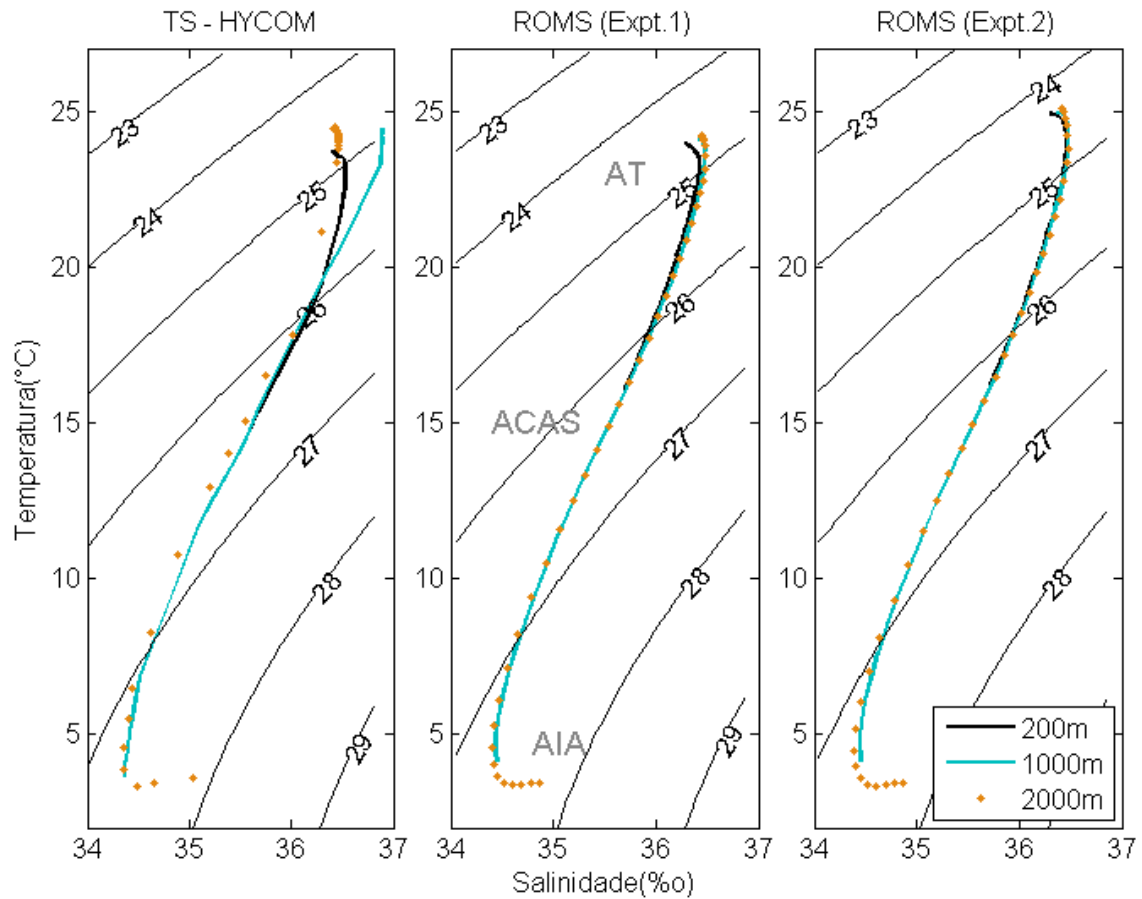


Figura 4.9: Comparação do Diagrama TS, considerando os valores médios anuais dos perfis do HYCOM (coluna esquerda) e dos experimentos do ROMS (coluna central e direita) nas isobatimétricas de 200, 1000 e 2000 m em região central da área simulada.

As seções de temperatura média de verão (Figura 4.10) e inverno (Figura 4.11) considerando os 200 primeiros metros da região central da PCSE do HYCOM e das simulações do ROMS apresentam-se compatíveis com a literatura. Assim como observado por CASTRO e MIRANDA (1998), durante o verão foram observadas temperaturas superficiais entre 25 e 27 °C e isoterma de 21°S na isóbata de 50 m; e no inverno temperaturas mais homogêneas entre 20 e 23 °C nas três simulações. O mesmo autor identificou a ACAS, indicada por temperaturas inferiores a 20 °C e mínimas salinidades ocupando profundidades entre 20 e 40 m no verão e entre 50 e

70 m no inverno. No HYCOM essa isoterma foi identificada em torno de 25 m no verão, enquanto no ROMS essa massa d'água foi identificada em torno de 50 m. No inverno a mesma isoterma foi identificada em aproximadamente 30 m no HYCOM e 70m no ROMS.

De forma geral, as seções apresentam temperaturas um pouco superestimadas nos experimentos do ROMS em relação ao HYCOM, especialmente no Expt.2, cujas máximas temperaturas estendem-se à maiores profundidades. Porém, com a ausência de forçantes atmosféricos associados aos sistemas frontais são esperadas temperaturas oceânicas mais elevadas nesse experimento.

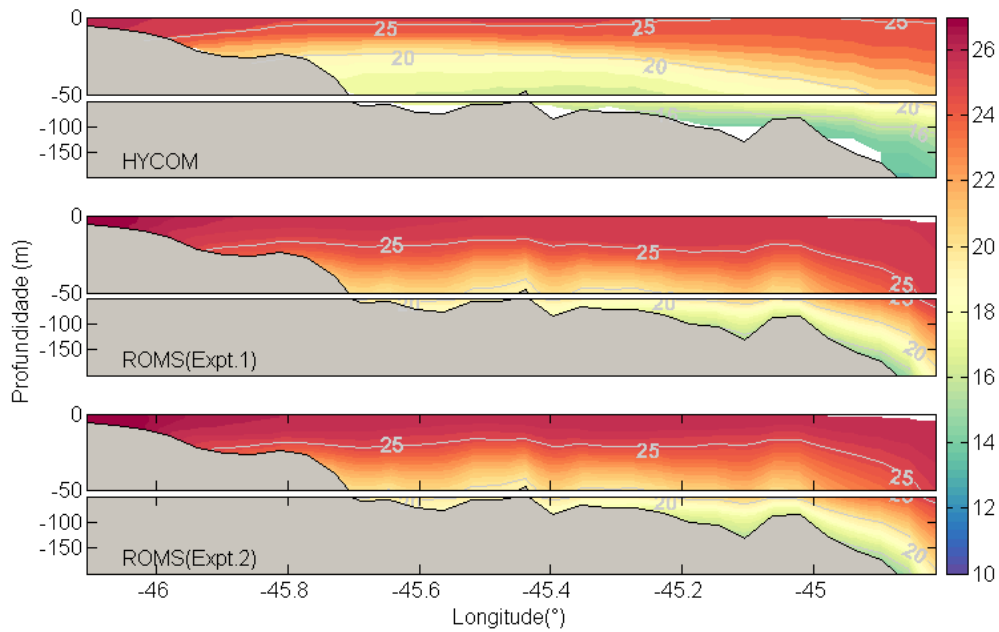


Figura 4.10: Comparação de seção em região central da área simulada de temperatura considerando os valores médios de verão de 2012 do HYCOM (1ª linha) e dos experimentos do ROMS (Expt.1 e Expt.2 - 2ª e 3ª linha respectivamente) durante o verão.

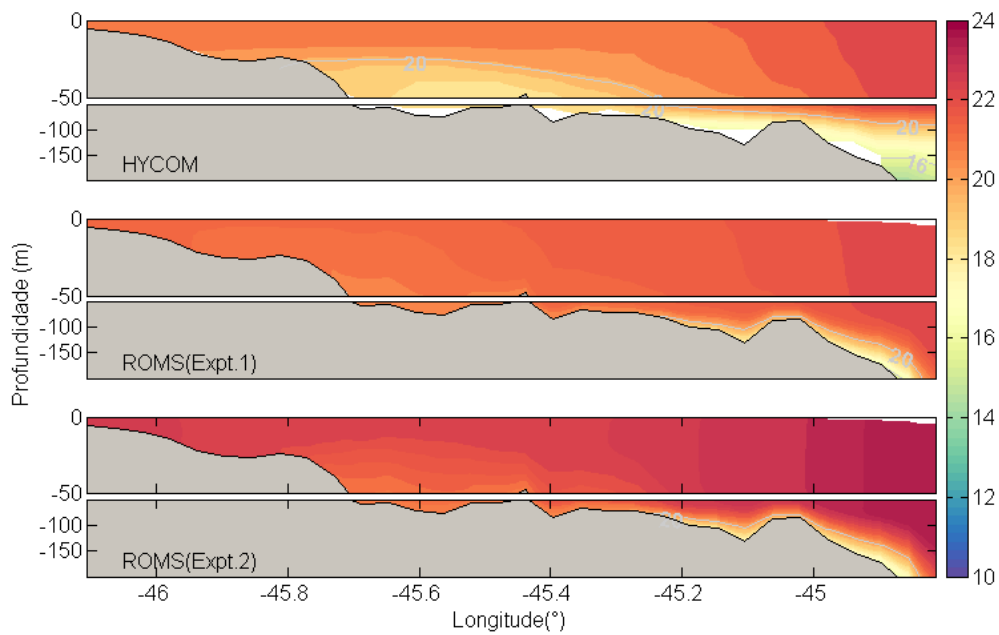


Figura 4.11: Comparação de seção em região central da área simulada de temperatura considerando os valores médios de inverno de 2012 do HYCOM e dos experimentos do ROMS durante o inverno.

Nas respectivas seções de salinidade durante verão (Figura 4.12) e inverno (Figura 4.13) foram observadas as mínimas salinidades próximas à costa e maiores salinidades, como reflexo da AT com valores superiores a 36, na parte mais externa da plataforma. No inverno foi observado o mesmo comportamento, entretanto com valores ligeiramente menores. Tais comportamentos assemelham-se ao observado na mesma região por CASTRO e MIRANDA (1998).

As seções de salinidade indicam águas um pouco menos salinas nos experimentos do ROMS em relação ao HYCOM em profundidades superficiais e intermediárias.

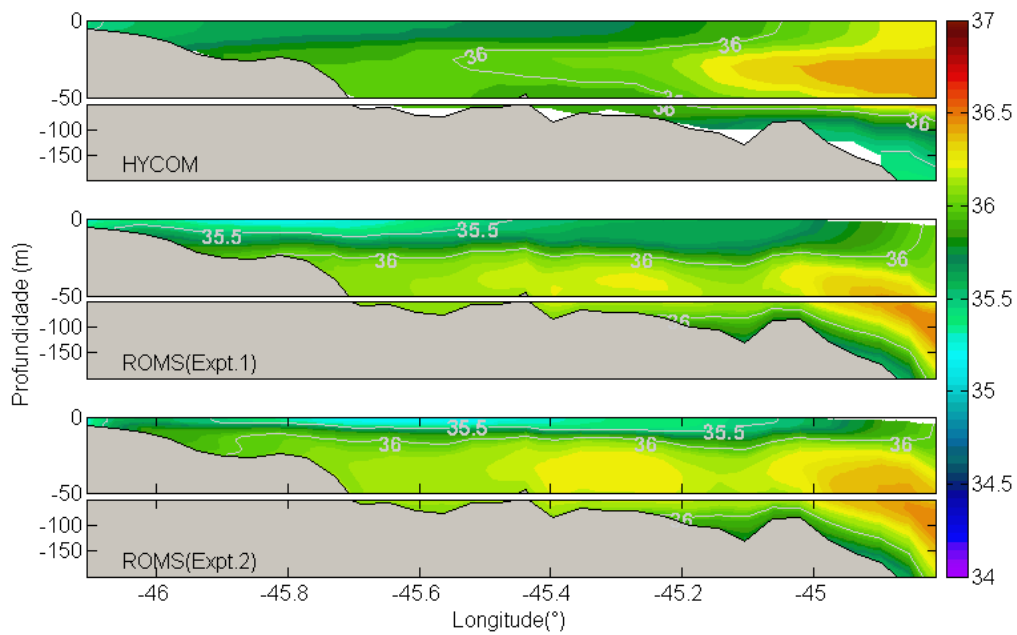


Figura 4.12: Comparação de seção em região central da área simulada de salinidade considerando os valores médios de verão de 2012 do HYCOM e dos experimentos do ROMS durante o verão.

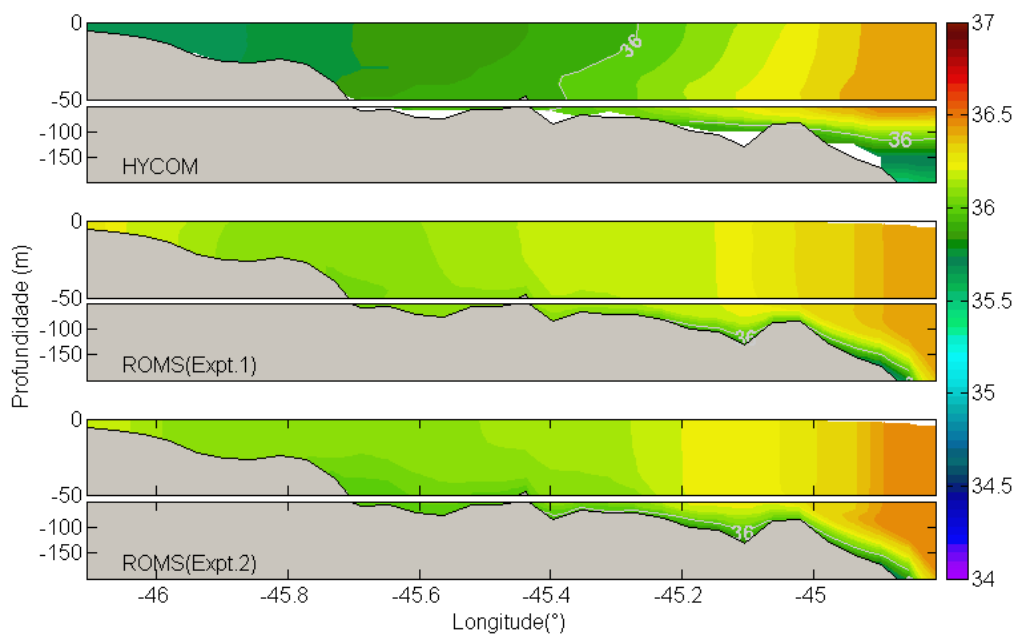


Figura 4.13: Comparação de seção em região central da área simulada de salinidade considerando os valores médios de inverno de 2012 do HYCOM e dos experimentos do ROMS durante o inverno.

As seções da componente meridional de velocidade rotacionada de forma a ter suas coordenadas paralelas à costa ⁴ na mesma região permitem observar a variabilidade sazonal nos três experimentos (Figura 4.14 e Figura 4.15). Durante o verão as bases analisadas apresentam fluxos para sul na região mais externa da plataforma, enquanto no inverno tais fluxos são identificados avançando porções da plataforma mais próximas da costa. Tal comportamento reflete a variabilidade sazonal associada à CB (LIMA *et al.*, 1996). Porém, as simulações do ROMS ao contrário do HYCOM, não apresentam no inverno um núcleo bem marcado associado à CB na região mais externa da plataforma.

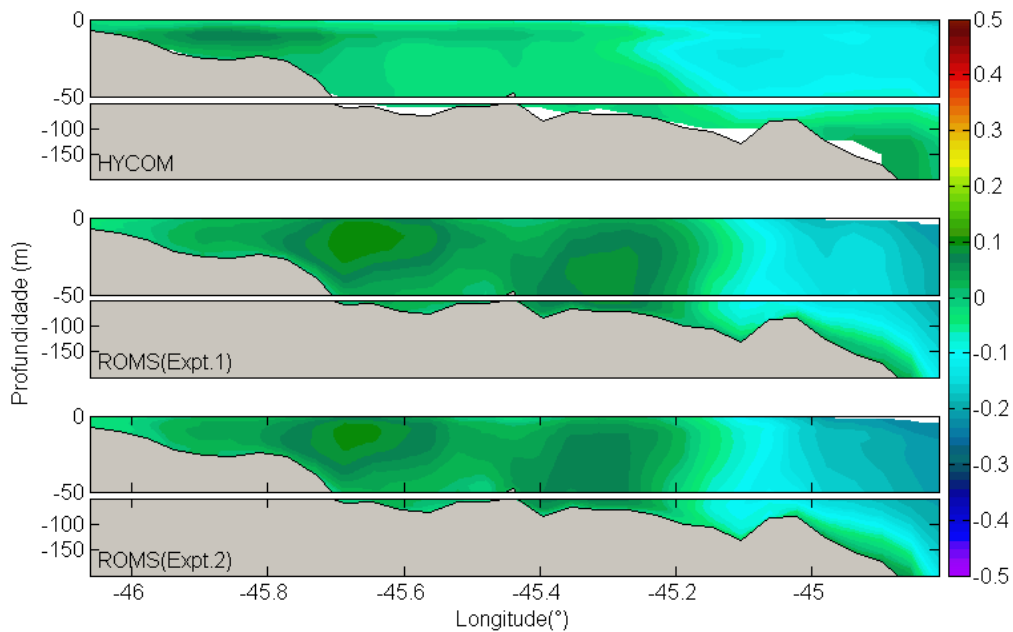


Figura 4.14: Comparação de seção em região central da área simulada da componente meridional de velocidade considerando os valores médios de verão de 2012 do HYCOM e dos experimentos do ROMS durante o verão.

⁴ $v_{rot} = -u \sin \theta + v \cos \theta$, onde u e v representam as componentes zonal e meridional de velocidade respectivamente e θ o ângulo de rotação entre as duas coordenadas.

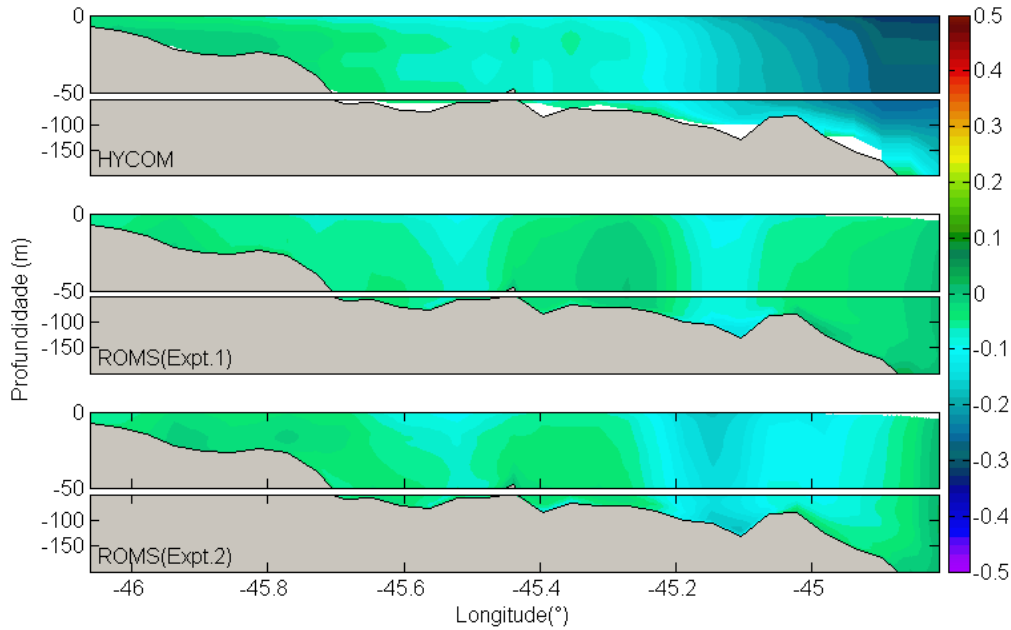


Figura 4.15: Comparação de seção em região central da área simulada da componente meridional de velocidade considerando os valores médios de inverno de 2012 do HYCOM e dos experimentos do ROMS durante o inverno.

As maiores variações de temperatura e ASM em relação ao HYCOM, possivelmente refletem a ausência de assimilação de dados oriundos de satélite de TSM, de ASM e dados *in situ*, metodologia a qual o HYCOM adota. Embora ocorram diferenças a serem consideradas, os resultados obtidos estão de encontro com a literatura. No Expt.2 as temperaturas mais elevadas e elevações inferiores em relação às bases comparadas refletem a ausência dos forçantes atmosféricos oriundos de frentes frias na configuração desse experimento.

A representação de velocidade em relação à CB pelos experimentos apresenta-se razoável de acordo com a literatura, entretanto subestima a velocidade da corrente citada durante o inverno. Por outro lado, em geral os fluxos de calor superficiais representam o comportamento padrão descrito na região e apresentam semelhança entre as bases analisadas.

4.2 Definição e caracterização dos eventos típicos e extremos

Nesse trabalho a definição dos eventos a serem investigados considerou a capacidade da oscilação subinercial percorrer toda a PCSE. FRANÇA (2013) indica que na região de Cabo Frio parte dessas oscilações são dissipadas ou têm suas características como magnitude e velocidade de propagação modificadas. De forma a

definir e classificar os eventos antes das ondas serem modificadas, primeiramente foi definido um ponto próximo à costa ao sul de Cabo Frio para avaliação da respectiva série de elevação (Figura 4.16).

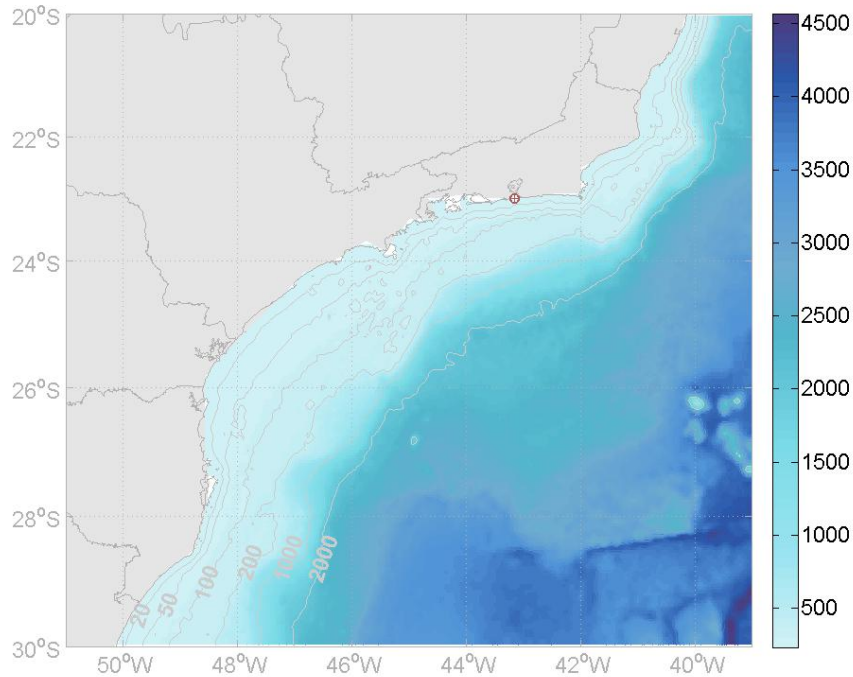


Figura 4.16: Batimetria(m) da PCSE e localização do ponto selecionado ao sul de Cabo Frio (ponto vermelho) para análise dos eventos na região.

Com o fim de analisar as oscilações subinerciais, a série do nível do mar foi filtrada através do filtro passa-banda *butterworth* englobando somente períodos entre 3 e 20 dias. O cálculo do período subinercial mínimo considerou a frequência de Coriolis $f = 2\omega \sin \theta$, onde ω representa a velocidade angular da Terra e θ a latitude. Dessa forma a frequência subinercial é representada no limite mais ao sul da região simulada (30 °S) por períodos superiores a 24 h e no limite mais ao norte (20 °S) por períodos superiores a 35 h. Considerando que os resultados do HYCOM são diários e respeitando a frequência de Nyquist foi adotado o período mínimo de corte de 3 dias. De forma a eliminar sinais oceânicos com baixa coerência com ventos locais e remotos, foram eliminadas oscilações com períodos superiores à 20 dias (HIRATA, 2008; MOREIRA, 2008; RAHY, 2006). Tais sinais podem estar associados a processos relativos à CB e variações intrasazonais.

4.2.1 Frequência de ocorrência das oscilações subinerciais

A série com frequência subinercial do ponto citado apresenta diversos eventos com magnitudes distintas, sendo os eventos com amplitudes acima do dobro do desvio padrão identificados com valores superiores a 0,15 m e as máximas amplitudes identificadas com valores próximos a 0,3 m (Figura 4.17). O histograma contendo o número de eventos em função das suas respectivas magnitudes permite observar que nessa região a maior frequência de eventos ocorre com magnitudes entre 0,05 e 0,15 m, limites definidos pelas duas faixas de amplitudes de maior frequência e com valores superiores a $0,05\text{m}^5$, caracterizando assim as elevações de um evento típico na área citada.

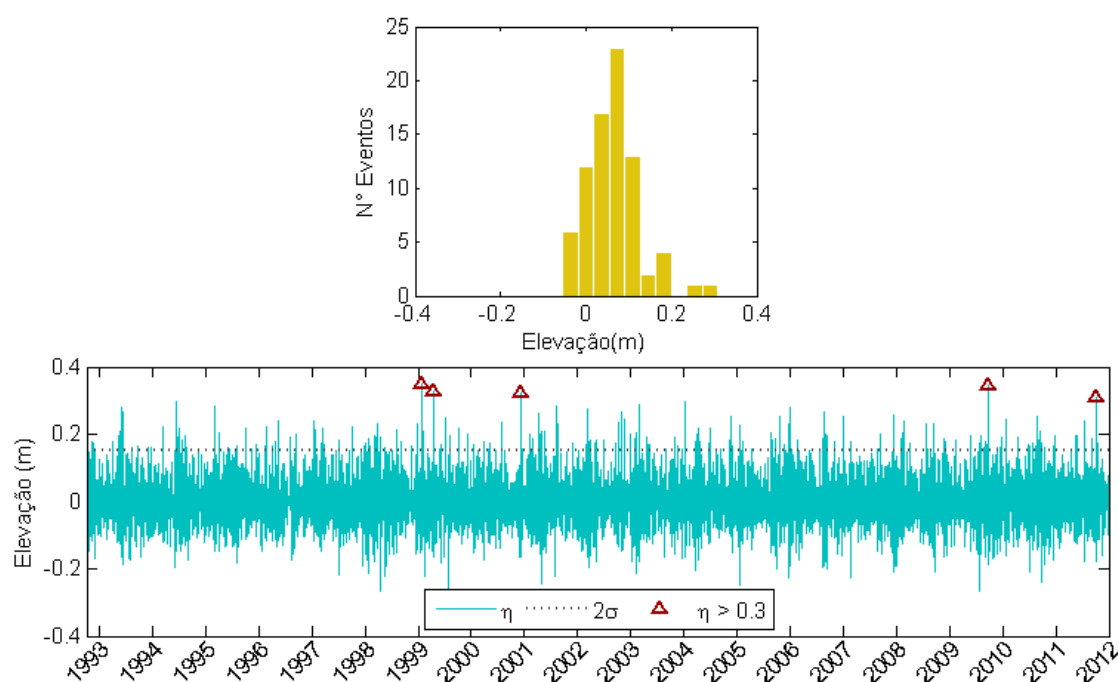


Figura 4.17: Série de ASM entre 1992 e 2012 do HYCOM com períodos entre 3 e 20 dias extraída de ponto ao sul de Cabo Frio (quadro inferior). A linha tracejada indica o dobro do desvio padrão (2σ), e os triângulos vermelhos as elevações superiores a 0,3 m. O quadro superior indica o histograma da respectiva série em função da frequência de ocorrência e amplitude.

Através da análise da série de elevação com frequência subinercial do HYCOM ao sul da Cabo Frio (Tabela 4.1), observou-se que os eventos típicos são frequentes ao longo de todo período analisado (1992 - 2012), apresentando poucas variações sazonais significativas em relação à frequência.

⁵Ainda que seja frequente oscilações com amplitudes inferiores a 0,05m, estas não foram consideradas na análise. A exclusão teve por objetivo selecionar eventos mais bem definidos.

Por outro lado, observa-se que os eventos extremos são especialmente menos frequentes durante o verão nessa região. Tal comportamento reflete a menor frequência e alcance para norte das frentes frias durante o verão. CAMPOS *et al.* (2010) ao analisarem dados de elevação de Santos em conjunto com campos atmosféricos do NCEP de 1951 a 1990 observaram a maior ocorrência de eventos extremos positivos durante o outono e inverno. Tal comportamento é semelhante ao observado, embora a primavera não tenha apresentado variação significativa em relação às estações citadas. MARENGO *et al.* (1997) mencionaram que o CPTEC registrou 14 frentes frias que impactaram a Região Sul do Brasil durante o inverno de 1994, dentre as quais os autores identificaram três frentes severas. Tais periodicidades assemelham-se as identificadas nesse trabalho, entretanto baseadas na elevação. A maior recorrência de eventos extremos de ondas de plataforma e processos meteorológicos em escala sinótica associados a frentes e ciclogêneses (GAN e RAO, 1991; LUPO *et al.*, 2001) ocorrem especialmente durante o inverno e em menor recorrência durante o verão.

No mês de setembro de 2012 o CPTEC registrou 6 sistemas frontais, cuja frequência foi considerada dentro da climatologia envolvendo as latitudes entre 25 °S e 35 °S.

Tabela 4.1: Frequência sazonal de oscilações subinerciais

| Período | Estação do Ano | Evento Típico (0.05 - 0.15m) | Evento Extremo (> 0.15m) |
|-------------|----------------|------------------------------|--------------------------|
| 1992 - 2012 | Verão | 164 | 18 |
| | Outono | 164 | 58 |
| | Inverno | 193 | 58 |
| | Primavera | 200 | 54 |
| 2012 | Verão | 11 | 0 |
| | Outono | 8 | 2 |
| | Inverno | 10 | 2 |
| | Primavera | 10 | 2 |

A seleção do evento extremo a ser caracterizado e simulado no ROMS considerou os períodos com maior base de dados, incluindo base de TSM, de elevação e de temperatura, em relação a outros eventos extremos identificados (entre 1992 e 2012) que viabilizassem a avaliação dos resultados gerados no modelo ⁶. Dessa forma foi pré selecionado o evento do final de setembro de 2012, sendo analisadas as características físicas das oscilações posteriormente.

A mesma análise da frequência de ocorrência dos eventos em função da amplitude considerando somente o ano de 2012 da série ao sul de Cabo Frio permitiu identificar novamente a maior ocorrência de eventos entre 0,05 e 0,15 m (Figura 4.18).

⁶A avaliação das simulações foram apresentadas no tópico referente a validação do modelo.

Com o fim de auxiliar a apresentação das análises futuras foi pré selecionado o evento típico anterior ao evento extremo do mesmo ano para caracterização e avaliação dos fluxos de calor.

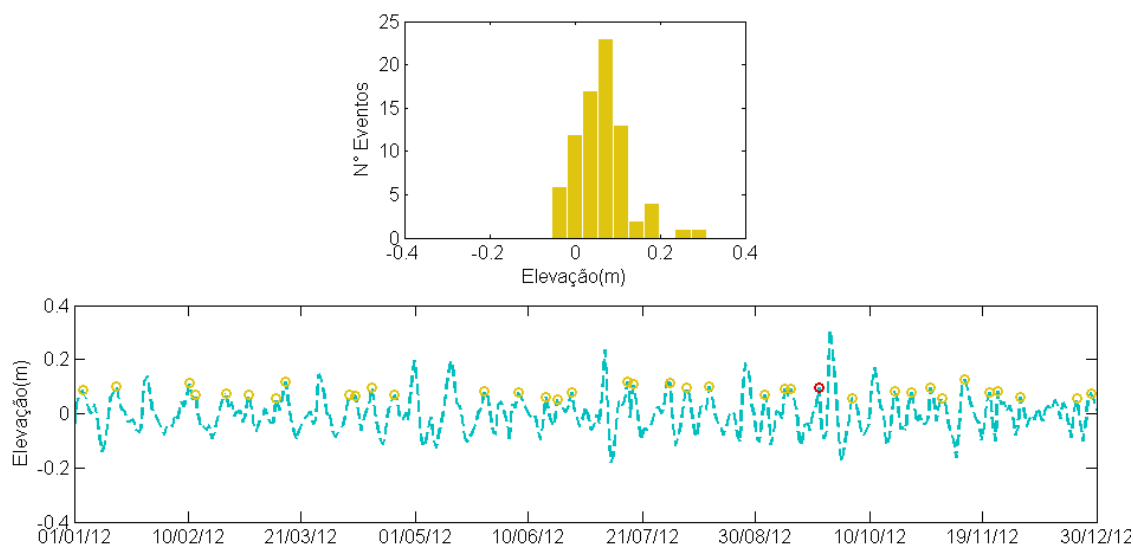


Figura 4.18: Série de 2012 de ASM do HYCOM com períodos entre 3 e 20 dias extraída de ponto ao sul de Cabo Frio (quadro inferior) e histograma da respectiva série (quadro superior). Os círculos destacados indicam eventos típicos de elevação com magnitudes entre 0,05 e 0,15m, sendo o círculo vermelho a indicação do evento típico selecionado para análise.

4.2.2 Caracterização dos eventos selecionados

Evento Extremo

Definido o evento extremo foi gerado um diagrama contendo a evolução temporal do nível do mar de 2012 em função da latitude (Figura 4.19). De forma a representar a PCI, região sob maior influência das ondas de plataforma, o diagrama foi gerado considerando a isobatimétrica de 20 m entre 20° e 30°S, compreendendo a PCSE.

A partir do diagrama foram identificados diversos e distintos eventos dentre todo o período analisado. Eventos variando em magnitude, distribuição ao longo da plataforma, alcance para nordeste, velocidade de propagação, período de permanência na PCSE e duração das OPCs. Durante a propagação do evento extremo selecionado a elevação apresentou magnitudes máximas em torno de 0,6 m centrada em 25°S, próximo à Cananéia, sendo identificadas entre 23° e 26°S, entre o limite sul do Paraná e Cabo Frio. Como observado por FRANÇA (2013) também foi identificado o declínio das amplitudes e da velocidade de propagação associada a

feição linear inclinada após Cabo Frio. Adicionalmente observou-se o alcance para nordeste até o limite mais ao norte analisado (20°S), alta velocidade e curto período de propagação, características indicadas pela feição associada à onda no diagrama com aspecto linear e de fina espessura respectivamente.

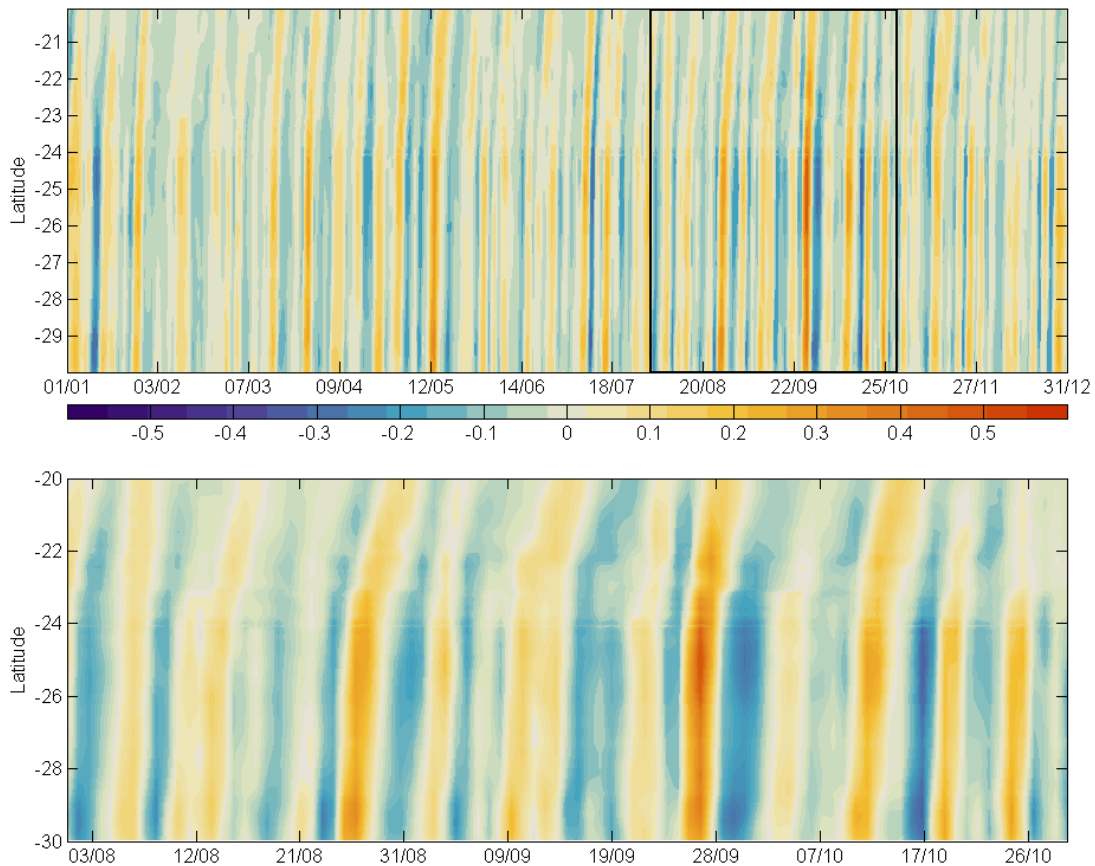


Figura 4.19: Evolução temporal das séries de elevação extraídas na isobatimétrica de 20 m com períodos entre 3 e 20 dias em função do tempo e da latitude ao longo de 2012 (quadro superior). O quadro inferior refere-se ao período compreendendo o evento extremo selecionado.

Os campos atmosféricos do NCEP correspondentes ao período de evento extremo de 2012 foram analisados paralelamente aos campos de elevação (Figura 4.20). A partir de 2 dias antecessores (dia -2) ao dia de máximas elevações na PCSE (dia 0 - 27/09), foram identificados dois centros de alta pressão: um correspondente à ASAS e outro associado ao sul do Pacífico. Adicionalmente observou-se o avanço de um ciclone extratropical ao sul, o qual foi deslocado para leste nos dias posteriores.

A interação desses processos acarretou em ventos intensos de SO, os quais foram dominantes na PCSE no dia -1 e atingiram magnitudes máximas próximas a 14 m/s. Adicionalmente foi identificada uma massa de ar frio ao sul de 30°S

avanzando o continente, a qual apresentou em toda a PCSE temperaturas mínimas próximas a 15 °C no dia 0. Os dias posteriores foram marcados pela dissipação do sistema frontal, identificada pelo aumento da temperatura do ar, declínio da magnitude e inversão do vento, e declínio do nível do mar na plataforma.

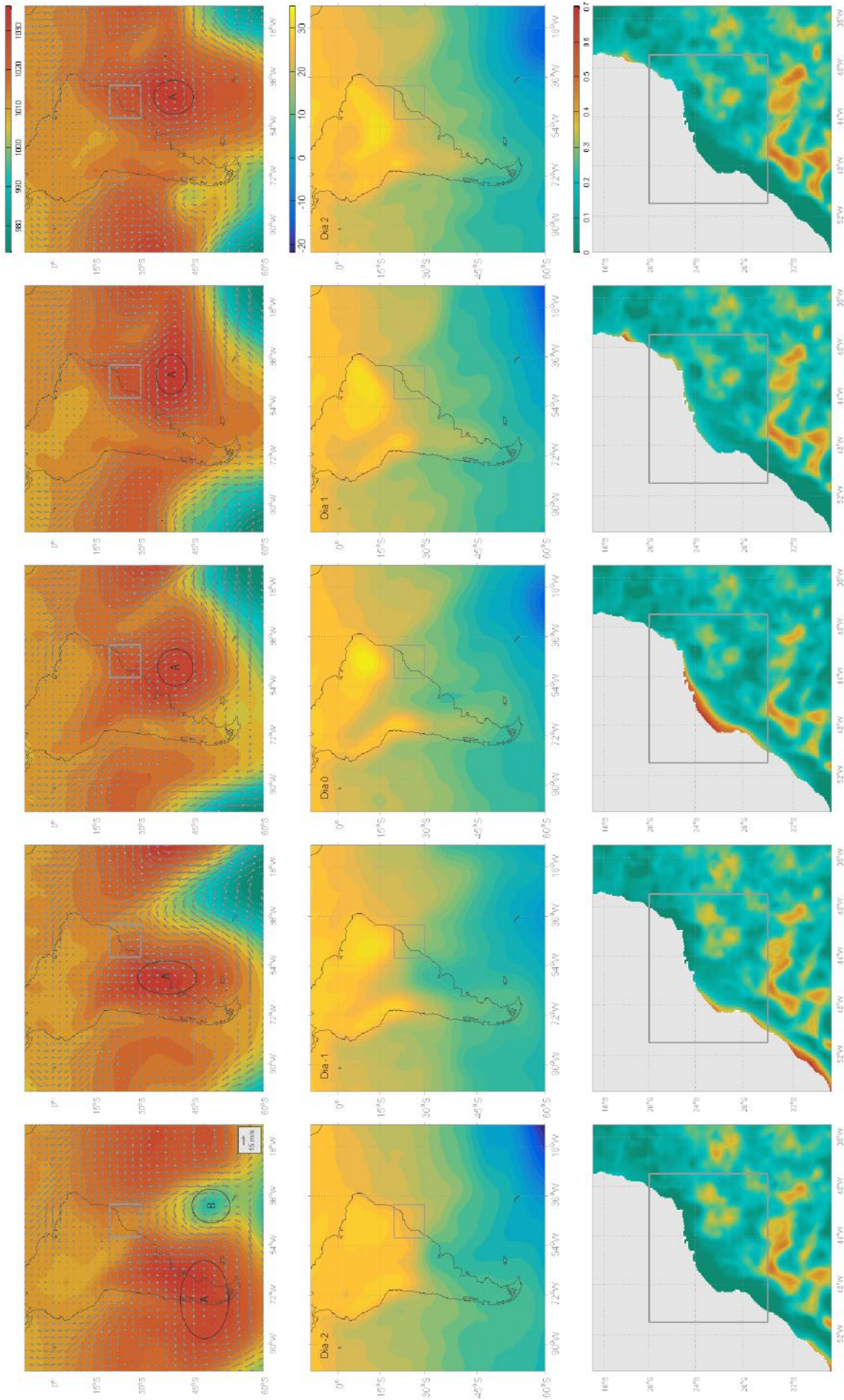


Figura 4.20: Campos de pressão média no nível do mar (Pa) e de vento em superfície (m/s) - os círculos indicam centros de alta (A) ou baixa (B) pressão; e campos de temperatura do ar (°C) em superfície do NCEP (quadros superiores e intermediários respectivamente); e campos de elevação do nível do mar considerando somente os valores positivos do HYCOM (quadros inferiores) durante o evento extremo selecionado.

O comportamento atmosférico entre 1996 até 2014 pode ser consultado no boletim mensal *Revista Climanálise* gerado pelo CPTEC (Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos). O grupo de previsão do tempo do CPTEC/INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais) identifica e acompanha os sistemas frontais através da análise de cartas sinóticas em níveis superficiais, intermediários (500 hPa) e superiores (250 hPa) e através de dados umidade na camada limite, temperatura potencial e a sua respectiva advecção em 850 hPa.

O evento descrito foi referenciado pelo grupo citado como o sistema frontal mais intenso do mês, associado a um anticiclone na Argentina, o qual deslocou-se rapidamente pelo litoral das Regiões Sul e Sudeste e no dia 27 foi identificado no sul da Bahia, assim como nos campos do NCEP. A massa de ar frio associado à frente com trajetória continental foi identificada a partir do dia 25 no Rio Grande do Sul e causou um declínio acentuado na temperatura do ar. Nesse evento foi registrada a ocorrência de geada no centro-sul do Brasil, neve na Região Sul, além do fenômeno de friagem no sul da Região Norte, onde foi observado um declínio da temperatura de até 7 °C.

Evento Típico

No diagrama apresentado anteriormente (Figura 4.19) observa-se que nesse evento, assim como no evento extremo, as maiores amplitudes ocorrem entre 23 e 26 °S, entretanto com valores em torno de 0,1 m. Essa oscilação também apresenta um alcance até o limite norte da área analisada. Porém, na região de Cabo Frio observa-se um declínio mais acentuado das amplitudes.

Os campos atmosféricos do NCEP em conjunto com os campos de elevação do HYCOM (Figura 4.21) para o período correspondente ao evento típico selecionado nos permite observar de uma forma geral comportamento semelhante ao evento extremo, entretanto com algumas peculiaridades. Embora tenha sido observado o declínio na temperatura, inversão do vento e a ascensão do nível do mar, as variabilidades citadas apresentaram menor intensidade e alcance para NE. As mínimas temperaturas foram identificadas na região sul da PCSE no dia 22/09, dia de máximas elevações (dia 0), com valores próximos a 17 °C, as quais aumentaram nos dias posteriores. As máximas velocidades de vento na PCSE foram identificadas no dia 0, com valores inferiores a 12 m/s.

Nesse evento o centro de alta pressão oriundo à oeste dos Andes apresentou-se menos intenso e mais afastado da costa leste da América do Sul nos dias anteriores às máximas elevações em relação ao evento anterior. Entretanto o centro de baixa pressão apresentou-se mais próximo da costa e com maior alcance para norte. Com a menor intensidade do centro de alta citado, foi observado um maior alcance da ASAS no litoral do Brasil, especialmente nas porções nordeste e

sudeste.

Adicionalmente os mínimos de temperatura, os quais foram identificados avançando o continente até regiões centrais do Brasil, ocorreram especialmente nos dois dias antecedentes às máximas elevações. Entretanto tais mínimos apresentaram maior influência na PCSE no dia 0.

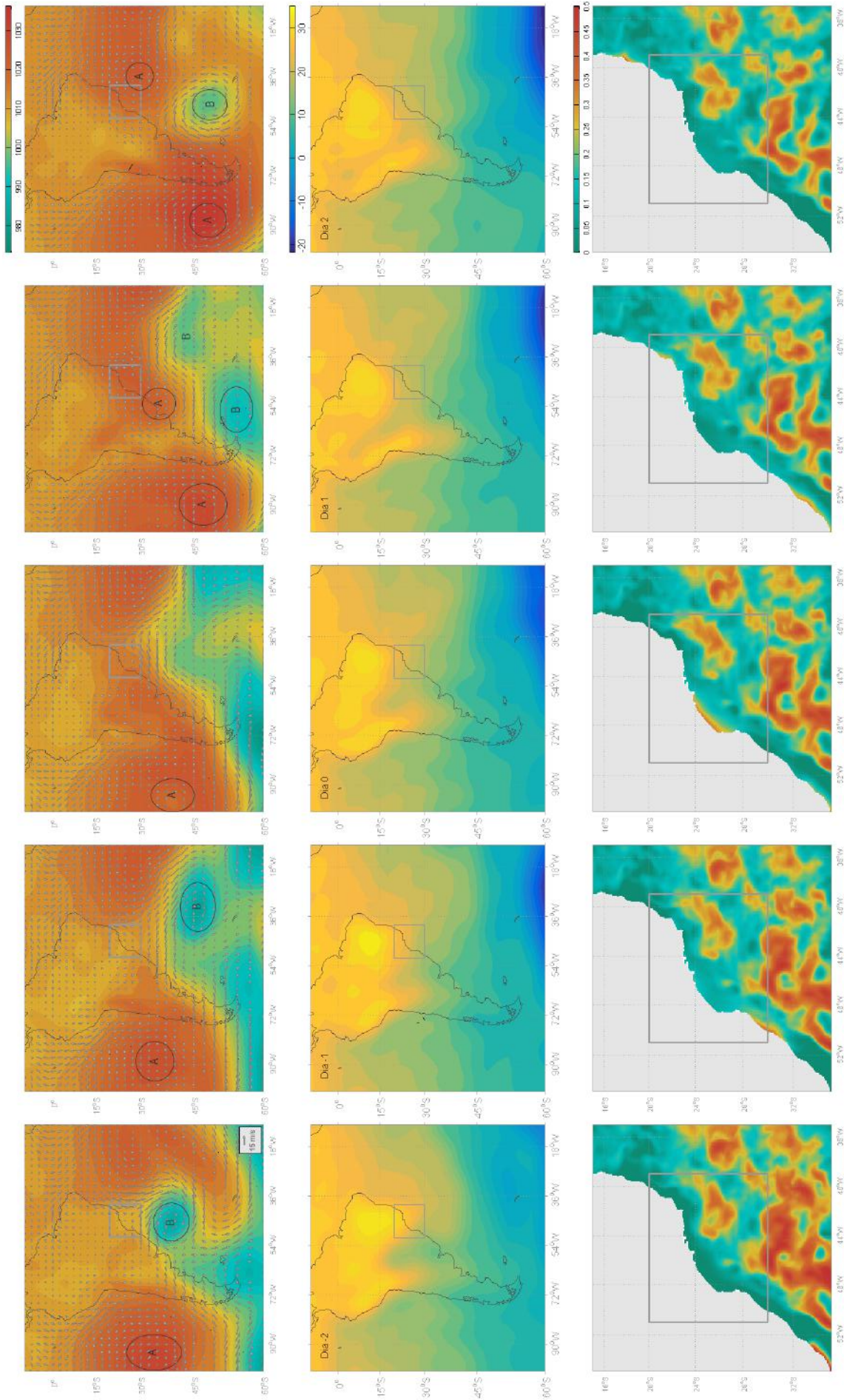


Figura 4.21: Campos de pressão média no nível do mar (Pa) e de vento em superfície (m/s) - os círculos indicam centros de alta (A) ou baixa (B) pressão; e campos de temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) em superfície do NCEP (quadros superiores e intermediários respectivamente); e campos de elevação do nível do mar considerando somente os valores positivos do HYCOM (quadros inferiores) durante o evento típico selecionado.

O boletim do CPTEC/INPE confirma a passagem de um sistema frontal no período correspondente ao evento associado ao evento típico. Essa frente foi identificada na Região Sul e Sudeste do Brasil, a qual deu origem a um ciclone extratropical que causou intensas rajadas de vento e precipitação, comportamento típico de ciclones extratropicais (MARONE, 1991; VERA *et al.*, 2002) no Rio Grande do Sul e Santa Catarina. Posteriormente deslocou-se no litoral e interior da Região Sudeste. A massa de ar frio associada à essa frente trouxe temperaturas mínimas de até 1,5 °C em Santa Catarina.

As condições oceânicas e atmosféricas observadas nos resultados do HYCOM e do NCEP durante os eventos descritos, condizem com muitos trabalhos relacionados aos sistemas frontais e a propagação de oscilações subinerciais associadas aos eventos meteorológicos citados na área de estudo, indicando a representatividade do fenômeno a ser investigado nos cenários descritos e selecionados para posterior simulação no ROMS.

De forma geral em ambos os eventos foram identificados a interação entre os dois principais centros de alta pressão no Atlântico Sul e a passagem de um ciclone oceânico, processos meteorológicos associados à passagem de frentes frias na região. Acompanhando as frentes foram observados o avanço de massas de ar frio com declínios acentuados da temperatura do ar na PCSE, a inversão do vento de N-NE para S-SO e a intensificação de ventos de SO com valores até 14 m/s próximo à superfície, características típicas de frentes frias (GARREAUD, 2000; MARENGO *et al.*, 1997; MARONE, 1991; VERA *et al.*, 2002).

A resposta oceânica incluiu comportamentos já descritos em diversos estudos como aumento do nível do mar, sendo observadas oscilações subinerciais cruzando a PCSE com períodos de dois dias a três dias, com máximas amplitudes em Cananéia e decaimento das mesmas ao propagar-se para NE, especialmente após Cabo Frio (CASTRO e LEE, 1995; FILHO, 2017; FRANÇA, 2013; GREGORIO, 2014; STECH e LORENZZETTI, 1992). O evento extremo selecionado apresentou magnitudes de elevação superiores aos estudos baseados em resultados de simulações numéricas, onde foram identificadas máximas amplitudes na PCSE em torno de 0,3 m confinadas próximas à costa. Entretanto, estudos baseados em dados de marégrafos já identificaram magnitudes superiores dessas oscilações com valores próximos a 0,7 m na PCSE (FRANCO e MESQUITA, 2015; OLIVEIRA *et al.*, 2007), como identificado nos resultados do HYCOM.

4.3 Densidades espectrais

Com o fim de avaliar as faixas de frequência associadas às oscilações investigadas foi aplicada a análise *wavelet* à série de elevação extraída de um ponto central da PCSE próximo à costa, região de máximas amplitudes na área de estudo (Figura 4.22). Nessa série foram identificadas magnitudes máximas do nível do mar, superiores a 0,5 m nos anos de 1999 e 2012, anos selecionados para aplicação da metodologia citada.

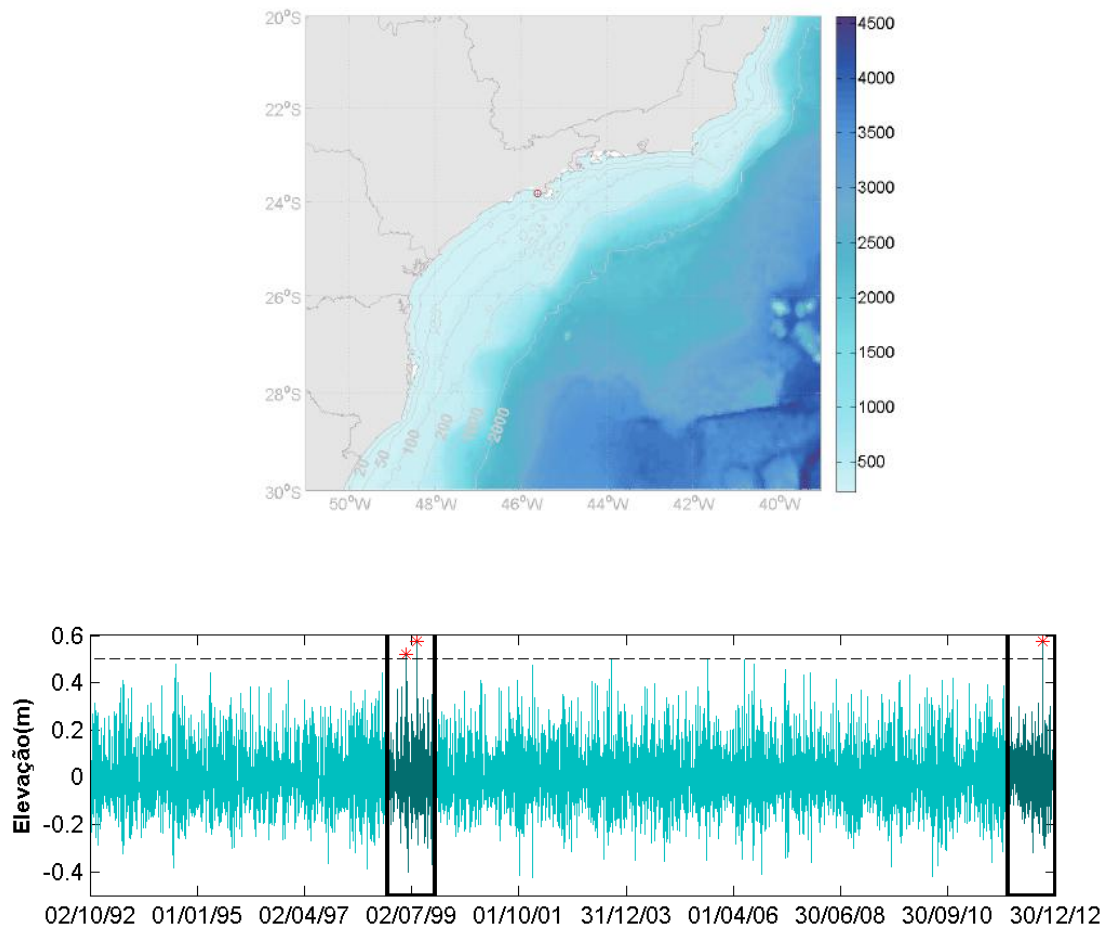


Figura 4.22: Série de ASM do HYCOM com períodos entre 3 e 20 dias (quadro inferior) extraída de ponto central da PCSE (quadro superior - ponto em vermelho no mapa). Os períodos destacados na série indicam eventos extremos (asteriscos vermelhos) com magnitudes superiores a 0.5m.

Em 1999 as máximas elevações (Figura 4.23) acompanham picos energéticos compreendendo diversas faixas de períodos inferiores a 24 dias. As maiores densidades espectrais são identificadas com períodos próximos a 2, 7 e 13 dias. Vale destacar que ao final de maio é observado um evento com alta densidade energética,

especialmente com períodos próximos a 2 e 3 dias. Entretanto, as maiores elevações não são associadas ao espectro nessa faixa de frequência. PIVA *et al.* (2011) ao investigarem esse evento observaram que este foi originado a partir de uma área de baixa pressão do nível do mar obre a Argentina e Paraguai, o qual evoluiu para um ciclone ao atingir o Uruguai.

Em agosto do mesmo ano embora seja observada uma faixa de períodos inferiores a 20 dias com magnitudes significativas, destaca-se novamente o pico espectral com período próximo a 7 dias, seguido de máximos energéticos com período em torno de 13 dias. Nos dois casos de eventos extremos é possível observar a influência significativa dessas componentes.

O evento que ocorre em meados de abril de 1999, o qual pode ser identificado na série apresentada, foi associada a uma frente fria de intenso resfriamento por SATYAMURTY *et al.* (2002). Na série analisada esse evento apresenta faixas espectrais mais marcantes associadas aos períodos centrados em 4 e 10 dias aproximadamente.

Os eventos extremos de maio e agosto também foram associados a intensas frentes frias no boletim do CPTEC/INPE. O evento de maio foi identificado por um sistema frontal oriundo de uma frontogênese e ciclogênese na Região Sul, o qual alcançou o litoral do Rio de Janeiro no dia 20 e estendeu-se até a região oceânica de Aracaju (SE) no dia 23. Esse evento esteve associado a uma massa de ar fria observada entre os dias 18 e 24. O evento de agosto foi associado a um anticiclone na região central da Argentina, o qual deslocou-se para o leste atingindo o sul do Brasil e estendeu-se para quase todas as regiões do país. O anticiclone foi identificado no oceano centrado na altura do litoral da Região Sudeste entre os dias 18 e 22, atuando inclusive no litoral do sul da Região Nordeste.

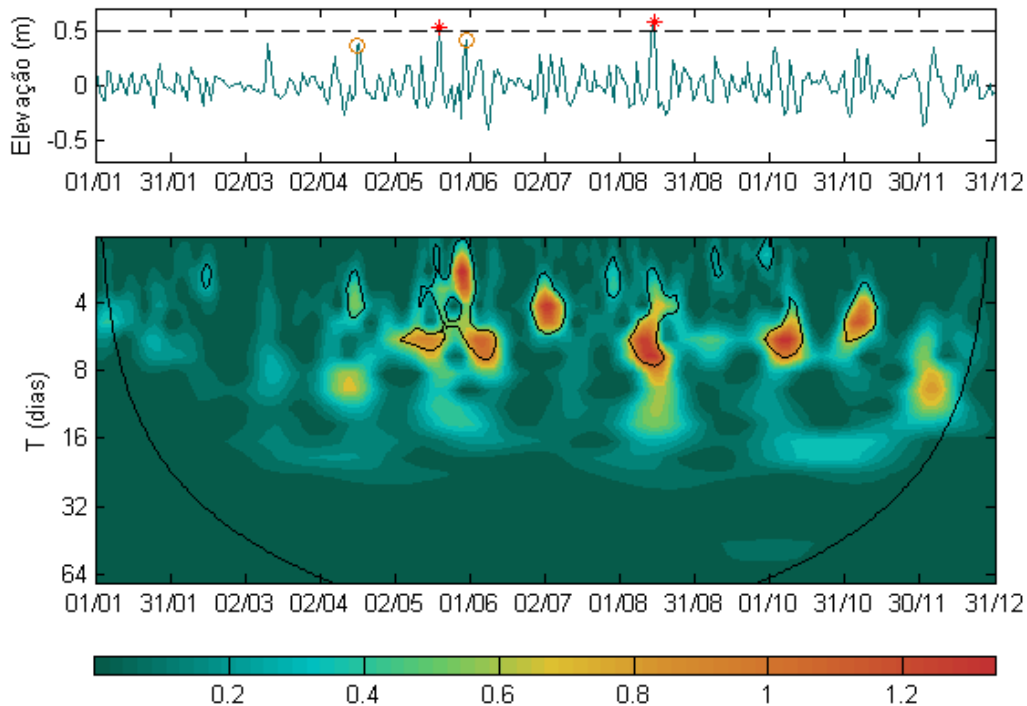


Figura 4.23: Série de ASM com períodos entre 3 e 20 dias de ponto central da PCSE referente ao ano de 1999 (quadro superior) e análise *wavelet* aplicada à respectiva série sem filtro (quadro inferior). Na série os círculos laranjas indicam eventos extremos citados na literatura e asteriscos vermelhos eventos com magnitudes superiores a 0,5m. Na análise o espectro de potência é associado aos períodos, os quais foram representados na escala logarítmica (base 2), a linha preta indica nível de confiança superior a 95% e a linha curva o cone de influência.

Em 2012, destaca-se o evento extremo do fim de setembro com elevação superior a 0,5 m e assim como em 1999 com máximo energético próximo a 7 dias (Figura 4.24). Nesse evento também são observados máximos espectrais com períodos em torno de 2 e 16 dias. Embora ocorram picos espectrais com períodos superiores a 30 dias ao longo desse ano, as componentes nessa faixa não apresentam influência significativa na elevação do nível do mar. Esse comportamento indica uma maior resposta do nível do mar à influência de oscilações com períodos inferiores a 20 dias. Lembrando que o HYCOM + NCODA não é forçado por marés.

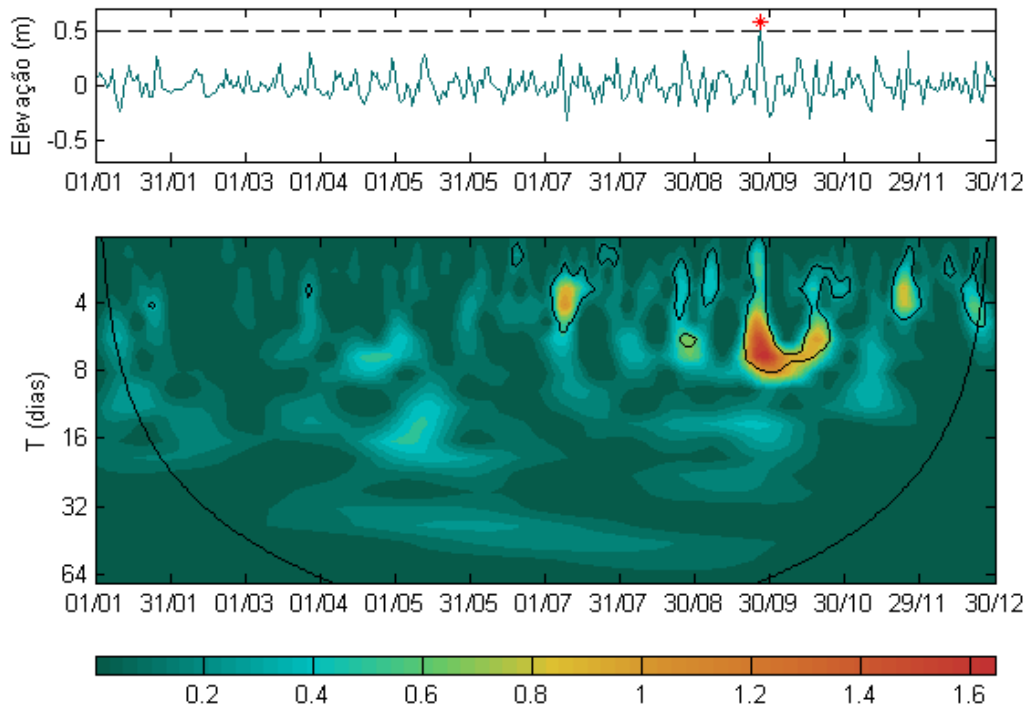


Figura 4.24: Série de ASM com períodos entre 3 e 20 dias de ponto central da PCSE referente ao ano de 2012 (quadro superior) e análise *wavelet* aplicada à respectiva série sem filtro (quadro inferior). Na série os círculos laranjas indicam eventos extremos citados na literatura e asteriscos vermelhos eventos com magnitudes superiores a 0,5m. Na análise o espectro de potência é associado aos períodos, os quais foram representados na escala logarítmica (base 2), a linha preta indica nível de confiança superior a 95% e a linha curva o cone de influência.

Estudos ao longo da plataforma, da Argentina até a região S-SE da costa brasileira, apontam faixas de frequência subinerciais em séries de elevação semelhantes as identificadas na série analisada. De forma geral são identificadas oscilações com períodos variando entre 3 e 20 dias. Destaca-se a banda em torno de 7 dias, a qual é observada com valor bem definido e energia espectral significativa. Outras faixas espectrais são observadas com magnitudes acentuadas, porém com limites apresentando maior variação.

HIRATA (2008) ao analisar a variabilidade em baixa frequência a partir de dados de fundeio em Santa Catarina, marégrafos ao longo da costa sudeste do Brasil e da Reanálise do NCEP, identificou três faixas de frequência subinercial em coerência com ventos especialmente da componente paralela à costa. A faixa entre 2 e 6 dias identificada em dados de corrente próximo à quebra da plataforma foi associada principalmente ao modo baroclínico de ondas de plataforma. As oscilações com períodos entre 7 e 10 dias, centradas principalmente com períodos próximos à 7

dias, foram correlacionadas principalmente à ventos remotos ao sul do Cabo de Santa Marta, apresentando características de ondas barotrópicas que se propagam com os sistemas atmosféricos atuantes. A faixa entre 12 e 14 dias apresentaram densidades espectrais menos significativas em relação as duas faixas citadas e foi correlacionada à oscilações baroclínicas próximas à porções externas da plataforma. As ondas com períodos superiores à 15 dias não apresentaram coerência significativa com sistemas atmosféricos locais e remotos. Resultados semelhantes foram observados por MOREIRA (2008) através da análise de dados de corrente, de ventos e de nível do mar na região de Campos, onde foram identificados picos energéticos em 5, 7-8 e 10 dias associados às ondas confinadas costeiras.

GREGORIO (2014) estimou a direção do vento dominante a partir de resultados de elevação e vento oriundos de modelagem numérica para as faixas espectrais de 3-5 dias, 7-9 dias e 17-19 dias. Na PCSE ele observou que a faixa entre 3 e 5 dias respondem principalmente a ventos de NO-NE em toda a PCSE e contribui com valores entre 22 e 36% da variância total das OS nessa região. A faixa entre 7 e 9 dias respondem predominantemente a ventos de NO na região sul e central da PCSE (entre Cananéia e São Sebastião) e SO-O na região norte da PCSE (entre Ubatuba e Cabo Frio), contribuindo com aproximadamente 5% da variância em frequência subinercial. Por fim, a faixa entre 17 e 19 dias é associada a ventos predominantemente de NE ao sul de Ilha Bela, e a ventos de SE-SO a partir de São Sebastião até Cabo Frio, região a qual essa faixa apresentou maior contribuição da variância, com valores em torno de 12 %. Tal comportamento indica que embora sejam identificadas bandas com valores energéticos significativos em alta frequência, ainda que com frequência subinercial, as principais faixas associadas à passagem de frentes frias, as quais são caracterizadas por ventos de S-SO, estão associadas às bandas entre 7-9 e 17-19 dias, segundo o autor.

FILHO (2017) propôs a classificação da maré meteorológica em três bandas subinerciais, as quais ele denominou como ondas rápidas, intermediárias e lentas associadas as faixas entre 3 - 4, 5 - 8 e 10 - 15 dias respectivamente.

Como observa-se nos trabalhos citados e nas faixas de frequência baseadas exclusivamente em dados do nível do mar, tais faixas espectrais não possuem limites bem definidos (Tabela 4.2). Estas apresentam-se variando de acordo com o processo atmosférico associado aos sistemas frontais envolvidos, período de ocorrência, posição que ocupa à plataforma e à costa, base de dados ou modelos, método de filtragem, etc. Com o fim de não excluir nenhuma banda subinercial significativa, ao longo do trabalho foram avaliadas todas as bandas espectrais compreendidas entre 3 e 20 dias. Esse limite foi adotado na caracterização dos eventos típico e extremo baseado na literatura e confirmado a partir da análise *wavelet* aplicada a base de elevação utilizada nesse trabalho. A relação dos eventos com passagens de frentes

frias foi observada a partir de análises conjuntas com informações atmosféricas.

Tabela 4.2: Principais faixas espectrais associadas às oscilações subinerciais identificadas no nível do mar

| Autores | Região | Picos Espectrais (T - dias) |
|------------------------------|----------------------------|--|
| CASTRO e LEE (1995) | BR (Região S-SE) | 9,6 - 12; 6 - 6,9; 4 - 4,4; |
| UAISSONE (2004) | BR (Angra dos Reis - RJ) | 6; 9; 16; 21,3 |
| FILIPPO <i>et al.</i> (2012) | ARG, URU, BR (Região S-SE) | 7,7; 5,2; 3,5; |
| FRANÇA (2013) | BR (Região S-SE) | 12 - 16; 5 - 11; 20 - 25 |
| GREGORIO (2014) | BR (Região S-SE) | VER: 3 - 5; 17 - 19; 7 - 9/ INV: 5 - 8; 4 - 5; 3 |
| FILHO (2017) | ARG, URU, BR (Região S-SE) | 10 - 15; 5 - 8; 3 - 4 |

4.4 Efeito das oscilações subinerciais nos campos de temperatura em superfície e na coluna d'água

A influência das oscilações subinerciais nos campos de TSM e nos campos de temperatura integrados na coluna d'água foi analisada considerando os dois experimentos do ROMS, com (**Expt.1**) e sob menor (**Expt.2**) influência dos forçantes atmosféricos associados aos sistemas frontais correspondentes aos eventos típico e extremo caracterizados a partir do HYCOM e NCEP no item anterior. Ambos os eventos analisados ocorreram na primavera, período em que foi observada uma maior representatividade dos experimentos do ROMS em relação à TSM do MUR, conforme citado no tópico referente à validação do modelo na metodologia.

Nesse tópico a análise referente à variabilidade de TSM aplica-se somente ao Expt.1. No Expt. 2 a variabilidade de TSM apresenta-se heterogênea ao longo de toda a área de estudo não sendo identificado um comportamento padrão desse parâmetro. Os campos de elevação, TSM, $\partial TSM/\partial t$ ⁷ e $\partial T/\partial t$ ⁸ foram referenciados em relação ao dia de maior elevação do nível do mar na PCSE (dia 0), sendo este equivalente ao dia 22/09 no evento típico e ao dia 27/09 no evento extremo. Considerando que o fenômeno estudado concentra-se na plataforma continental, a análise limitou-se à profundidades até 200 m. De forma a investigar as oscilações subinerciais geradas por frentes frias, todas as variáveis apresentadas foram filtradas e compreendem períodos entre 3 e 20 dias.

No Expt.1 observa-se que durante o evento típico a ascensão do nível do mar e a propagação predominante para NE tornam-se perceptíveis na região ao sul da PCSE a partir do dia -1, quando já observa-se uma variação negativa na TSM

⁷ A taxa de variação da TSM ($\partial TSM/\partial t$) foi obtida por: $Q_{net}/(\rho_0 C_p h)$, onde Q_{net} representa o fluxo de calor superficial, ρ_0 a densidade de referência, C_p a capacidade de calor específico da água do mar e h a profundidade da coluna d'água (WANG e ENFIELD, 2001).

⁸ Termo extraído diretamente do ROMS e integrado na vertical

e na coluna d'água principalmente em regiões com profundidades inferiores a 20 m (Figura 4.25). É importante considerar que como a TSM apresentada refere-se à temperatura na primeira camada do modelo, nas regiões costeiras os resultados apresentam profundidades mais compatíveis à superfície em relação à TSM em regiões com maior batimetria.

Nos dias 0 e 1 são observadas as máximas amplitudes, próximas a 0,1 m, avançando para norte, assim como a inversão da corrente de SO para NE em toda a plataforma e o declínio da temperatura em superfície acompanhando a propagação da onda chegando a valores próximos de $-0,2\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{dia}$ na PCI e $-0,05\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{dia}$ na região central da PCSE. Na coluna d'água o declínio da temperatura também é observado com valores em torno de $-0,1\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{dia}$

No dia 2 o campo de elevação tende a ser restaurado após a propagação da onda com amplitudes próximas de zero e variação de TSM positiva, indicando um maior aquecimento nessa região em relação aos dias anteriores. Embora a variação de temperatura na coluna d'água apresente um campo mais heterogêneo em relação às outras variáveis, também é observado o predomínio de valores positivos indicando um aquecimento da coluna d'água após a passagem da onda.

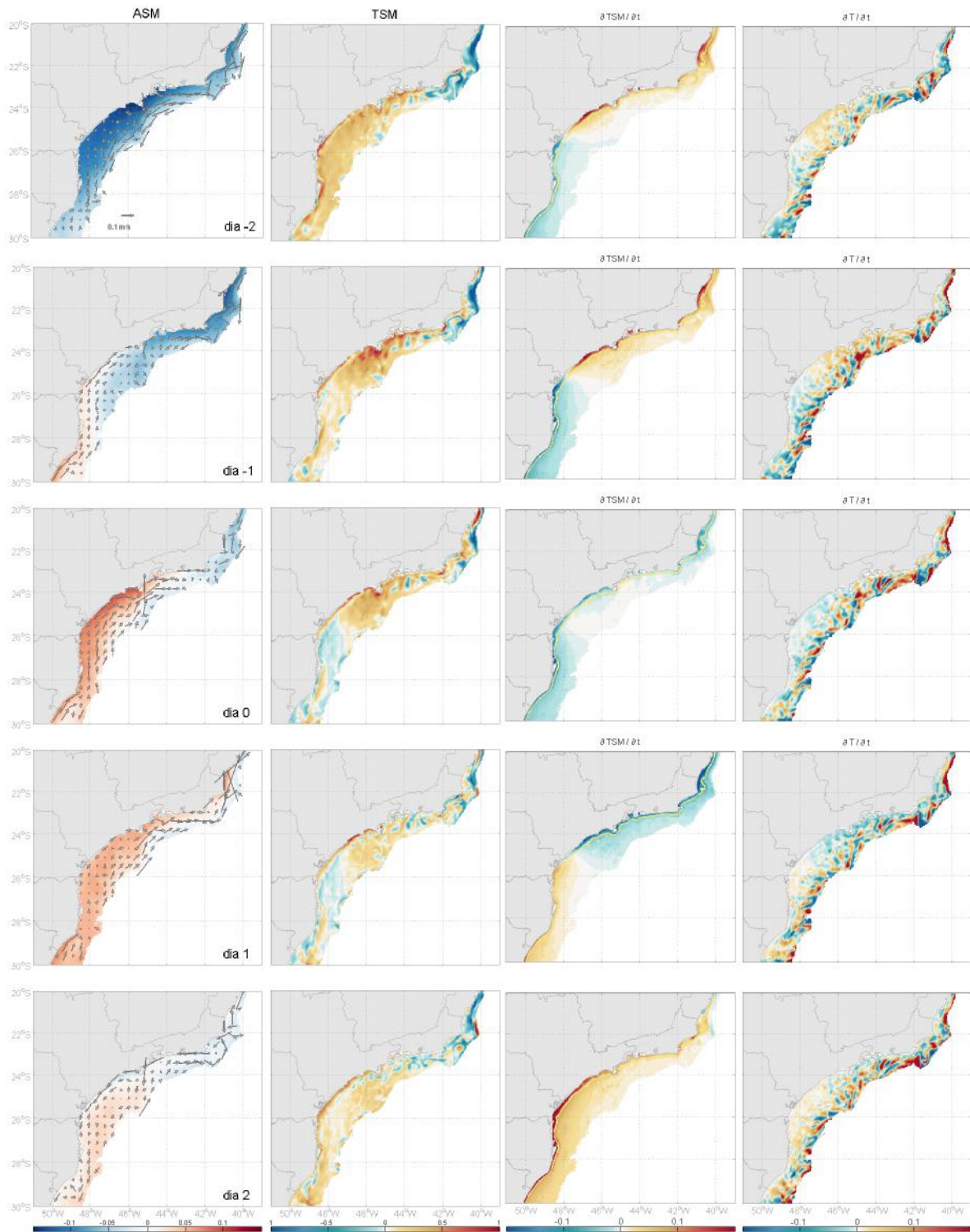


Figura 4.25: Campos de ASM (m) e velocidade barotrópica (vetores), TSM ($^{\circ}C$), $\frac{\partial TSM}{\partial t}$ e $\frac{\partial T}{\partial t}$ ($^{\circ}C/dia$) com profundidades até 200 m da PCSE e períodos entre 3 e 20 dias considerando um evento típico de OS do Expt.1. A linha amarela indica a isobatimétrica de 20 m e o dia 0 indica o dia 22/09/12.

Considerando que a propagação da onda tem um impacto no campo elevação na PCSE entre os dias -1 e 1 nesse evento, o somatório campos de $\frac{\partial TSM}{\partial t}$

e $\partial T/\partial t$ no período correspondente, permite observar uma variação negativa de até $-0,5\text{ }^\circ\text{C}/\text{dia}$ próximo à costa e da temperatura integrada na coluna d'água de valores em torno de $-0,2\text{ }^\circ\text{C}/\text{dia}$ na PCSE, ao sul de $24\text{ }^\circ\text{S}$ (Figura 4.26).

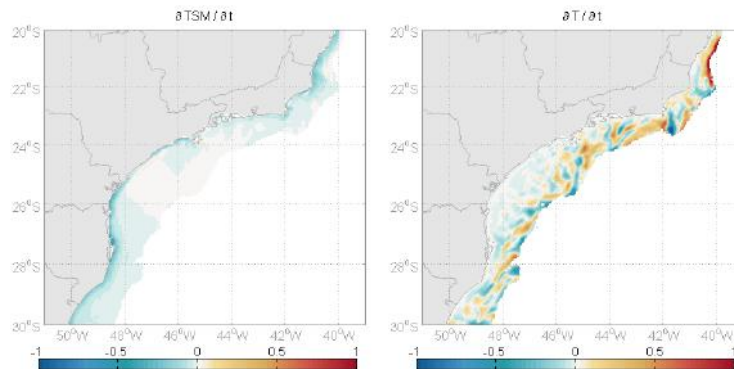


Figura 4.26: Somatório dos campos de $\partial TSM/\partial t$ (quadro direito) e $\partial T/\partial t$ (quadro esquerdo) durante o evento típico do Expt.1. entre os dias -1 e 1.

Durante o evento extremo do mesmo experimento a ascensão do nível do mar já torna-se perceptível em toda a PCSE dois dias antes do ápice da onda na região, possivelmente como reflexo das oscilações com maiores magnitudes ao sul da área simulada (Figura 4.27).

No dia -1 a elevação é positiva em toda a região com as maiores amplitudes ao sul com valores próximos a $0,3\text{ m}$ e já é identificada a inversão do sentido preferencial da corrente de SO para NE. A taxa de variação negativa da TSM, especialmente em profundidades inferiores a 20 m , e na coluna d'água já é identificada em toda a PCSE chegando a valores mínimos próximos a $-0,6\text{ }^\circ\text{C}/\text{dias}$ e $-0,3\text{ }^\circ\text{C}/\text{dia}$ respectivamente.

As maiores amplitudes no dia 0 ocorrem ao sul da PCSE estendendo-se por toda a região e assim como no evento típico há um declínio das amplitudes após Ilha Bela. Tal comportamento indica que possivelmente a ilha atua como barreira geográfica causando modificações na onda, como sua respectiva amplitude e propagação. Nesse dia a crista da onda abrange toda a região analisada com valores variando entre $0,15$ e $0,3\text{ m}$. Por outro lado, as velocidades se mantêm com comportamento mais homogêneo ao longo de toda a área de estudo, em intensidade e direção. Acompanhando o campo positivo de elevação e fluxo para NE, a variação negativa da TSM é dominante. Na coluna d'água predominam valores negativos de $\partial T/\partial t$ principalmente na região central da PCSE, ao sul de Ilha Bela.

No dia 1 e 2 ainda são observados o declínio das amplitudes e das variações de TSM com a propagação da onda para NE, porém com magnitudes inferiores em relação aos dias anteriores. Destaca-se que no dia 1 ainda são identificados fluxos intensos para NE, especialmente nas porções intermediárias e externas da

plataforma.

Ao contrário do evento típico, nesse evento as variações nos campos de TSM e na coluna d'água são mais evidentes ao longo de todos os dias analisados, com o declínio da $\partial T/\partial t$ progredindo ao longo dos 5 dias analisados.

Nesse evento o resfriamento da coluna d'água é mais intenso e bem marcado em relação ao evento típico do mesmo experimento. A partir do dia -1 observa-se a intensificação dos valores negativos de $\partial T/\partial t$ acompanhando a propagação da onda, com valores mínimos sendo identificados no dia 2, dia em que as amplitudes de ASM já apresentam valores inferiores em relação aos dias antecedentes. Tal comportamento indica que em eventos mais intensos o processo de resfriamento observado primeiramente em superfície, propaga-se e intensifica-se na coluna d'água ainda em dias posteriores à passagem da oscilação analisada. Em ambos eventos destacam-se os valores mínimos de $\partial TSM/\partial t$ em regiões mais costeiras com profundidades inferiores à 20 m.

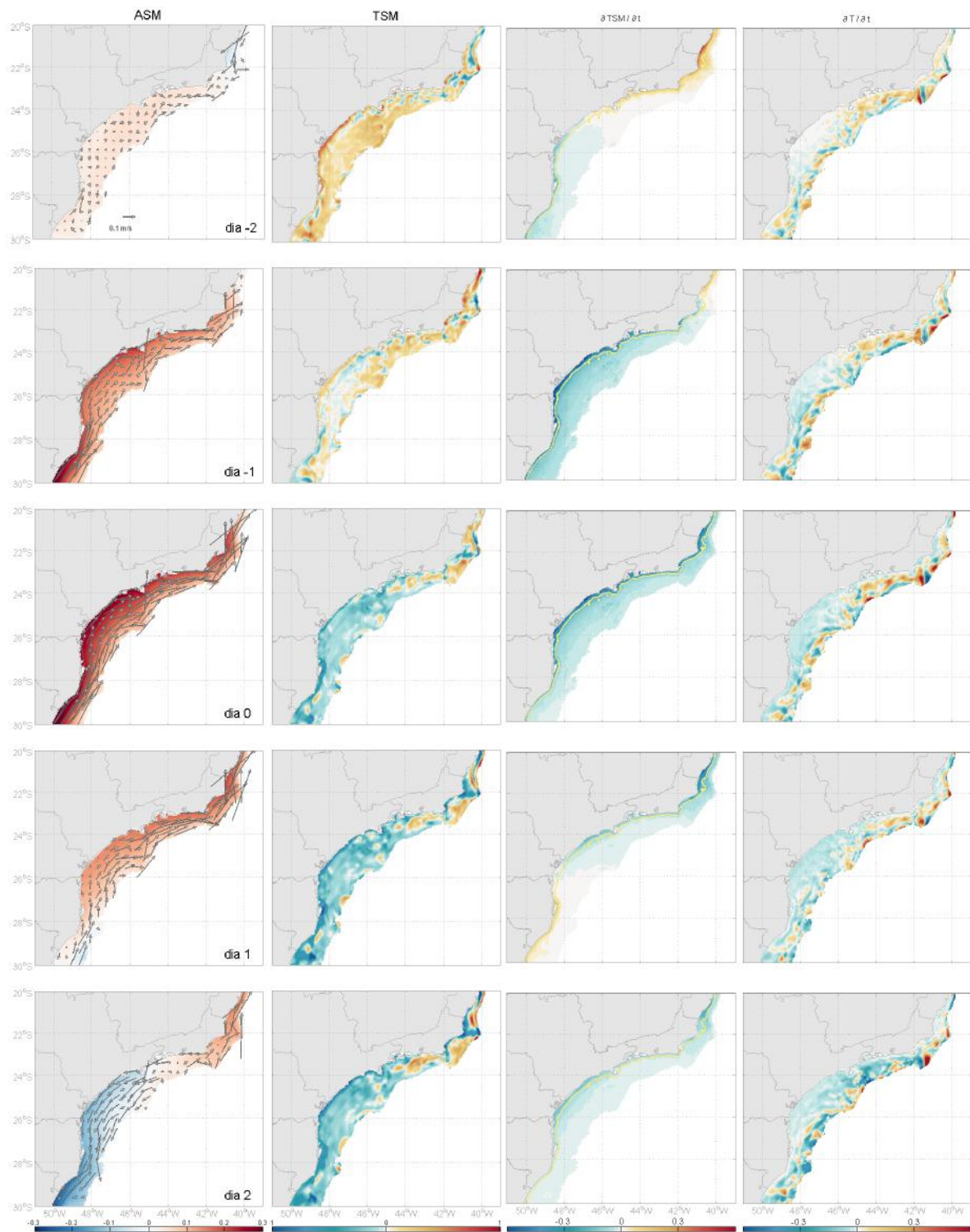


Figura 4.27: Campos de ASM (m) e velocidade barotrópica (vetores), TSM ($^{\circ}C$), $\frac{\partial TSM}{\partial t}$ e $\frac{\partial T}{\partial t}$ ($^{\circ}C/dia$) com profundidades até 200 m da PCSE e períodos entre 3 e 20 dias considerando um evento extremo de OS do Expt.1. A linha amarela indica a isobatemétrica de 20 m e o dia 0 indica o dia 27/09/12.

A soma dos campos de $\frac{\partial TSM}{\partial t}$ e $\frac{\partial T}{\partial t}$ entre os dias -2 e 1, período onde identifica-se a maior variação no campo de elevação nesse evento, permite observar

um declínio na TSM de até $-2 \text{ }^\circ\text{C}/\text{dia}$ próximo à costa, na região central da PCSE e um declínio da temperatura integrada na coluna d'água de aproximadamente $0,5 \text{ }^\circ\text{C}/\text{dia}$ nas porções internas e médias da plataforma na região sul e central da PCSE (Figura 4.28).

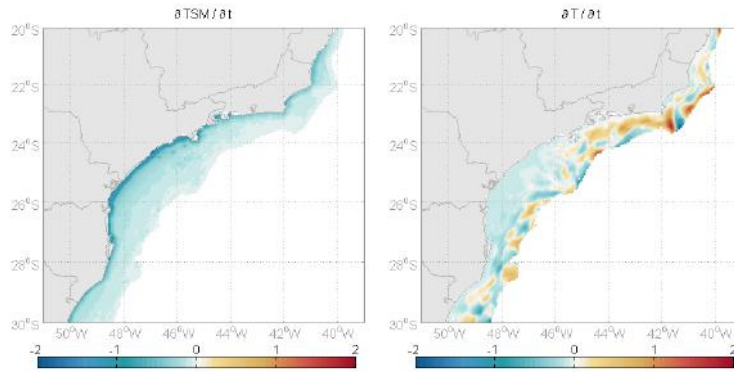


Figura 4.28: Somatório dos campos de $\partial TSM/\partial t$ (quadro direito) e $\partial T/\partial t$ (quadro esquerdo) durante o evento extremo do Expt.1. entre os dias -2 e 1

No Expt.2 os campos de ASM apresentam valores máximos próximos a $0,07 \text{ m}$ no evento típico sem grandes variações de magnitude ao longo da propagação da onda (Figura 4.29). No evento extremo os valores máximos ocorrem com valores próximos a $0,3 \text{ m}$ na região sul da área simulada e a $0,1 \text{ m}$ na região central da PCSE. No campo das velocidades a intensificação para NE é observada em toda a PCSE.

Embora esse experimento apresente magnitudes de elevação inferiores em relação ao Expt.1, observa-se uma intensificação das velocidades e da elevação do nível do mar assim como um maior alcance para NE durante o evento extremo. Tal comportamento indica que embora o Expt.2 não apresente forçantes atmosféricos associados à frente fria característica do período analisado, o impulso da onda na condição de contorno oceânica é capaz de representar a maior propagação para NE desse evento ao longo do domínio da grade.

A variabilidade de temperatura na coluna d'água não possui um padrão de comportamento claro nesse experimento, apresentando campos de $\partial T/\partial t$ mais heterogêneos em relação ao Expt.1. Entretanto, no evento típico observa-se um declínio da temperatura principalmente no dia 0 na região central da PCSE, entre aproximadamente $25 \text{ }^\circ\text{S}$ e Ilha Bela. Por outro lado, durante o dia 0 do evento extremo observa-se um comportamento inverso, com valores positivos de $\partial T/\partial t$ na região correspondente. Na região da PCI entre Ilha Bela e Cabo Frio ainda que sejam observados valores negativos, observa-se um declínio da variabilidade negativa do termo no decorrer dos dias analisados.

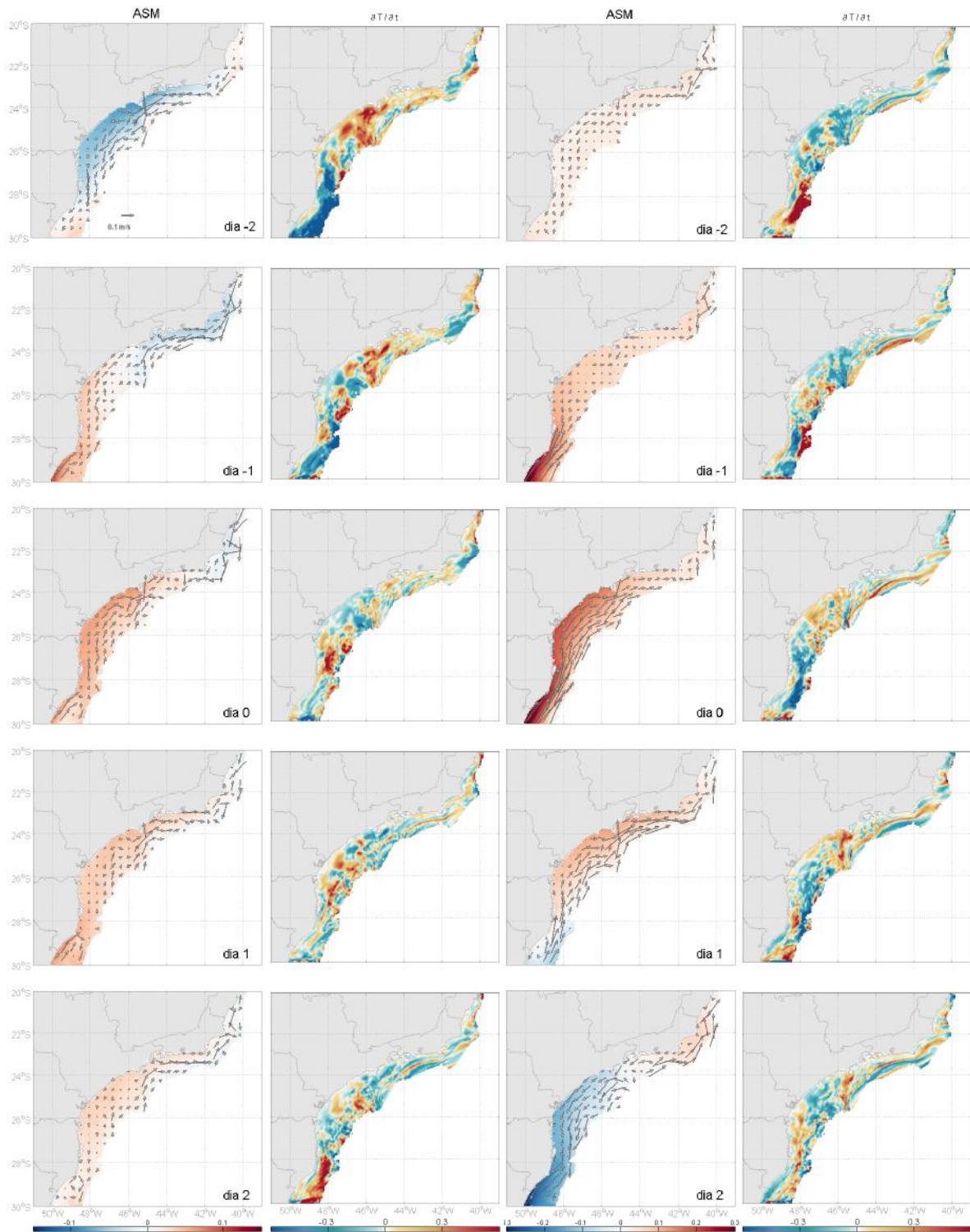


Figura 4.29: Campos de ASM (m), velocidade barotrópica e $\frac{\partial T}{\partial t}$ (°C/dia) com profundidades até 200 m da PCSE e períodos entre 3 e 20 dias considerando um evento típico e extremo de OS do Expt.2. O dia 0 indica o dia 22/09/12 no evento típico (1ª e 2ª coluna) 27/09/12 no evento extremo (3ª e 4ª coluna).

Nesse experimento o somatório da variação de $\partial T/\partial t$ entre os dias de maior impacto da passagem da onda, entre os dias -1 e 1 durante o evento típico

e extremo, permite observar um declínio da temperatura durante o evento típico principalmente na região sul e central da PCSE com valores em torno de $-0,5 \times ^\circ C/dia$ (Figura 4.30). Por outro lado, no evento extremo magnitudes semelhantes são observadas na região correspondente, entretanto com valores positivos.

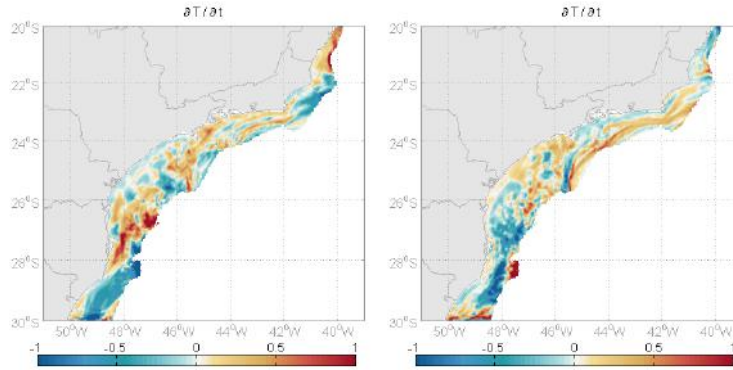


Figura 4.30: Soma dos campos de $\partial T/\partial t$ durante o evento típico (quadro esquerdo) e extremo (quadro direito) do Expt.2. entre os dias -1 e 1.

4.4.1 Contribuição dos termos da equação de conservação de calor

Com o fim de compreender os processos envolvidos na variação de TSM e na coluna d'água durante a propagação de oscilações subinerciais foram analisados os termos constituintes da equação de conservação de calor considerando os cenários de eventos típico e extremo dos dois experimentos.

Como mencionado no tópico referente à metodologia, a expressão de conservação de calor do ROMS ($\partial T/\partial t$) é definida basicamente por:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\nabla(UT) + D_v$$

onde $-\nabla(UT)$ ⁹ representa o termo advectivo e D_v o termo difusivo vertical o qual é função do fluxo de calor superficial (Q_{net}).

A fim de analisar mais detalhadamente o comportamento das OS ao longo da sua propagação, foram definidas 4 áreas ao longo da área de estudo (Figura 4.31). A área 1 compreende a região ao sul da PCSE, entre a região de entrada das OS na grade simulada (30°S) e o Cabo de Santa Marta, limite sul da PCSE. A área 2 abrange a região sul e central da PCSE, onde são identificadas as maiores amplitudes das OS na porção sudeste da plataforma, entre o Cabo de Santa Marta e Ilha Bela. A área 3 constitui a região norte da PCSE, compreendida entre Ilha Bela e Cabo Frio, onde já são identificados declínios das amplitudes das OS. E por fim a área 4,

⁹Ao longo das análises o termo advectivo será referenciado como $-\nabla(UT)$, representando o somatório das componentes advectivas horizontais e vertical: $-\frac{\partial(uT)}{\partial x} - \frac{\partial(vT)}{\partial y} - \frac{\partial(wT)}{\partial z}$

região ao norte da PCSE, delimitada entre Cabo Frio e a região mais ao norte da área simulada (20°S).

Nessa análise foram consideradas as regiões com profundidades inferiores a 20 m. Dessa forma espera-se analisar a região de maior impacto das OS, na PCI, geradas por frentes frias. Análises posteriores avaliaram o comportamento das componente da equação de conservação de calor na PCM, a qual foi definida por profundidades entre 20 e 100 m, e a PCE, abrangendo profundidades entre 100 e 200 m (Figura 4.31).

Definidas essas 4 áreas, foi aplicada às áreas 2 e 3, regiões que compõem a PCSE, a análise da evolução temporal dos termos constituintes da equação de conservação de calor considerando os valores médios da PCI. Nessas áreas foram analisados os valores médios na isobatimétrica de 20 m em função da profundidade. Paralelamente foram analisadas as séries correspondentes de elevação e temperatura do mar dos dois experimentos simulados e de temperatura do ar, magnitude e direção do vento do Expt.1, experimento abrangendo forçantes atmosféricos oriundos de frentes frias. Todas as variáveis analisadas foram submetidas à filtragem de forma a compreenderem períodos entre 3 e 20 dias.

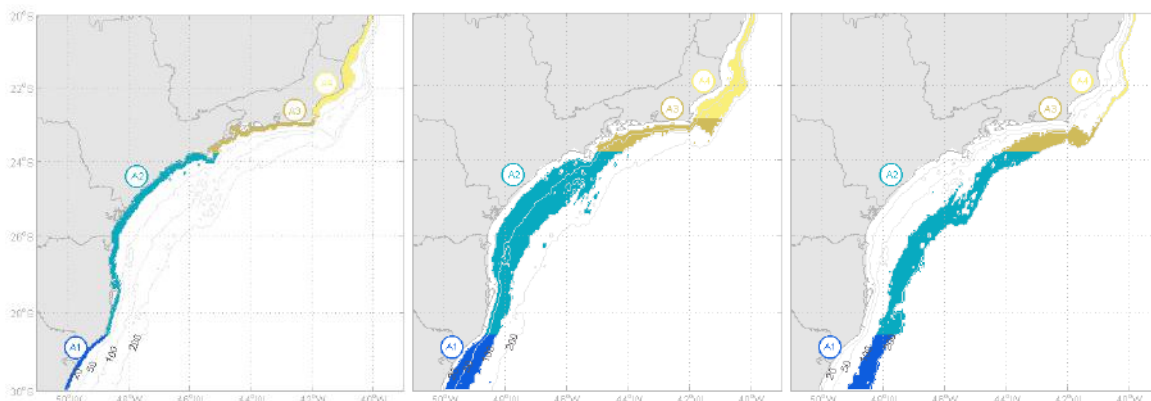


Figura 4.31: Subdivisão por áreas da PCI (quadro esquerdo), PCM (quadro central) e PCE (quadro direito) da área simulada definidas para análise do balanço de calor.

No Expt.1 os eventos típico e extremo ocorrem na PCSE, ou nas áreas 2 e 3, nos dias 22/09 e 27/09 respectivamente (Figura 4.32 e Figura 4.33), identificados através da série de elevação e da componente meridional de velocidade positiva, a qual foi rotacionada de forma a representar a componente paralela à linha de costa. Na área 2 observam-se amplitudes ligeiramente superiores em relação à área 3 em ambos os eventos. A temperatura do mar não apresenta variação significativa no evento típico, entretanto considerando dois dias antes e dois dias depois do evento extremo são identificadas variações negativas em torno de $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ na área 2 e em torno de $0,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ na área 3.

No evento típico em ambas áreas são observados ventos de O na área 2 e de SE/SO na área 3 com magnitudes próximas a 5 m/s sem variações significativas. No evento extremo ocorre a virada do vento de O para SO com magnitudes próximas a 10 m/s um dia antes da crista identificada na série de elevação, acompanhando o declínio da temperatura do ar. Enquanto no evento típico observa-se um declínio da temperatura do ar próximo a 1°C, no evento extremo esse valor é próximo a 3°C.

A contribuição do termo advectivo no balanço de calor é predominante nas duas regiões analisadas, apresentando-se com valores negativos em ambos os eventos e ambas regiões e conseqüentemente o declínio de $\partial T/\partial t$, especialmente no evento extremo. Nesse período o declínio de temperatura apresenta maior duração e estende-se por toda a coluna d'água.

Durante o evento típico o termo difusivo vertical apresenta valores negativos simultaneamente com a passagem da onda, especialmente em superfície e estendendo-se para maiores profundidades nos dias posteriores. Tal comportamento indica influência dos processos em superfície ao longo de toda a coluna d'água. Por outro lado no evento extremo, os valores negativos mínimos são identificados 1 dia antes do evento, momento em que o vento de SO apresenta as maiores magnitudes. Esse comportamento é observado em ambas as áreas analisadas.

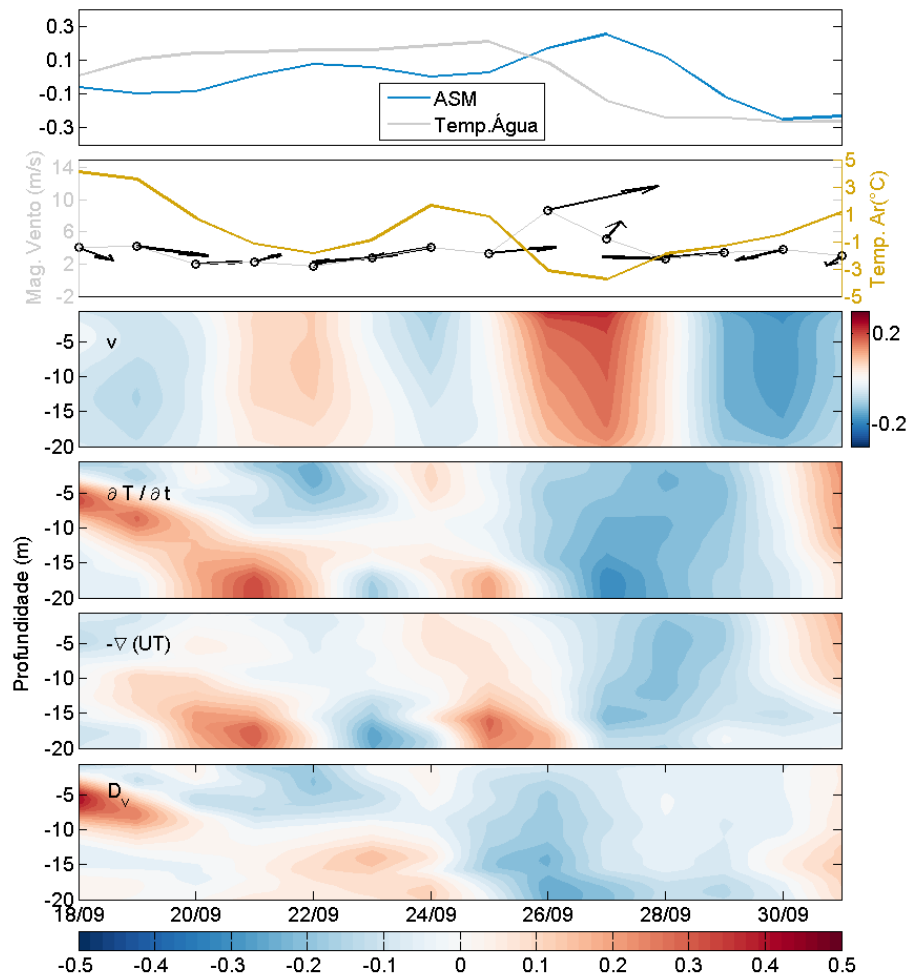


Figura 4.32: Evolução temporal das séries de elevação (m) e da média vertical da temperatura da água ($^{\circ}C$) - 1^a linha; da magnitude (m/s), direção dos ventos (setas), da temperatura do ar ($^{\circ}C$) - 2^a linha; da componente meridional de velocidade (m/s) - 3^a linha; e dos termos da conservação de calor ($^{\circ}C/dia$) - 4^a a 6^a linha, considerando os valores médios ao longo da profundidade na isobatimétrica de 20 m da área 2 durante os eventos típico e extremo do Expt.1.

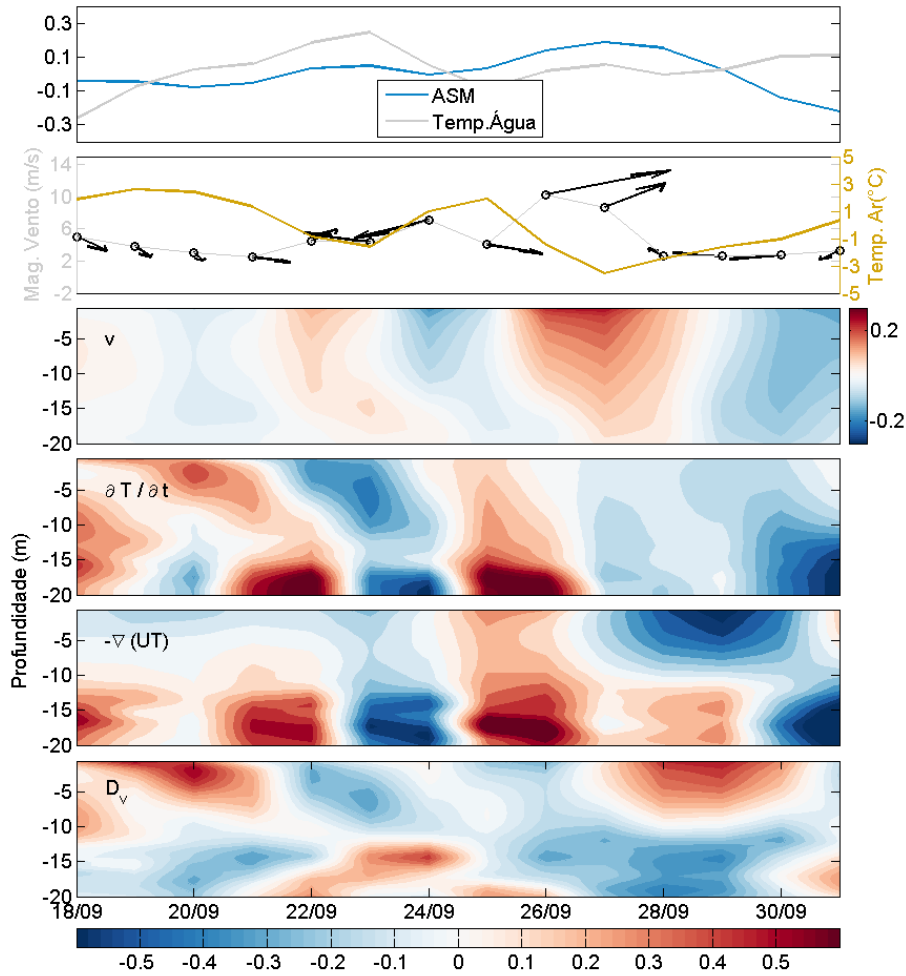


Figura 4.33: Evolução temporal das séries de elevação (m) e da média vertical da temperatura da água ($^{\circ}C$) - 1^a linha; da magnitude (m/s), direção dos ventos (setas), da temperatura do ar ($^{\circ}C$) - 2^a linha; da componente meridional de velocidade (m/s) - 3^a linha; e dos termos da conservação de calor ($^{\circ}C/dia$) - 4^a a 6^a linha, considerando os valores médios ao longo da profundidade na isobatimétrica de 20 m da área 3 durante os eventos típico e extremo do Expt.1.

No Expt.2, assim como no Expt.1, os eventos típico e extremo são identificados nos dias 22/09 e 27/09 na área 2 respectivamente (Figura 4.34). Na área 3, região norte da PCSE, as oscilações perdem as suas características apresentando-se com pouca definição e magnitudes inferiores em relação às outras regiões, indicando a menor intensidade e alcance da onda estudada com a ausência dos forçantes atmosféricos típicos de frente fria (Figura 4.35). Uma única oscilação positiva associada à ASM é identificada no período correspondente aos eventos típico e extremo. Entretanto os valores positivos de velocidade permitem identificar os eventos típico e extremo no dias 23/09 e 28/09 respectivamente.

Em geral o declínio da temperatura do mar apresenta-se inferior ao obser-

vado no Expt.1 em ambos os eventos na área 2, embora em regiões pontuais sejam identificadas magnitudes mais acentuadas em relação ao Expt.1 . Ao norte de Ilha Bela (área 3) a temperatura média parece ser afetada por valores de mínimos e máximos em superfície, não representando o comportamento da coluna d'água.

Na área 2, durante o evento típico, o termo $\partial T/\partial t$ é negativo a partir de profundidades superiores a 5 m, indicando um resfriamento em maiores profundidades. Por outro lado, ao final do evento extremo predominam valores positivos de $\partial T/\partial t$. Nesse experimento, ao contrário do Expt.1, foi observada uma tendência ao aquecimento da coluna d'água com a passagem da onda, especialmente em período onde a OS apresenta magnitude mais significativa.

Na área 3, a partir do evento típico predomina o $\partial T/\partial t$ negativo ao longo do período analisado, período em que a elevação apresenta-se positiva, entretanto com magnitudes pouco significativas, com valores próximos a 0,1 m. No evento extremo também predominam valores negativos, embora sejam identificados valores positivos próximos à superfície.

No Expt.2 o termo difusivo é pouco significativo no balanço de calor, sendo o termo advectivo dominante. Esse experimento possui fluxos superficiais de calor inferiores, devido a ausência de forçantes atmosféricos associados a sistemas frontais. Portanto é esperado que o termo difusivo vertical, o qual abrange o termo Q_{net} , não seja significativo.

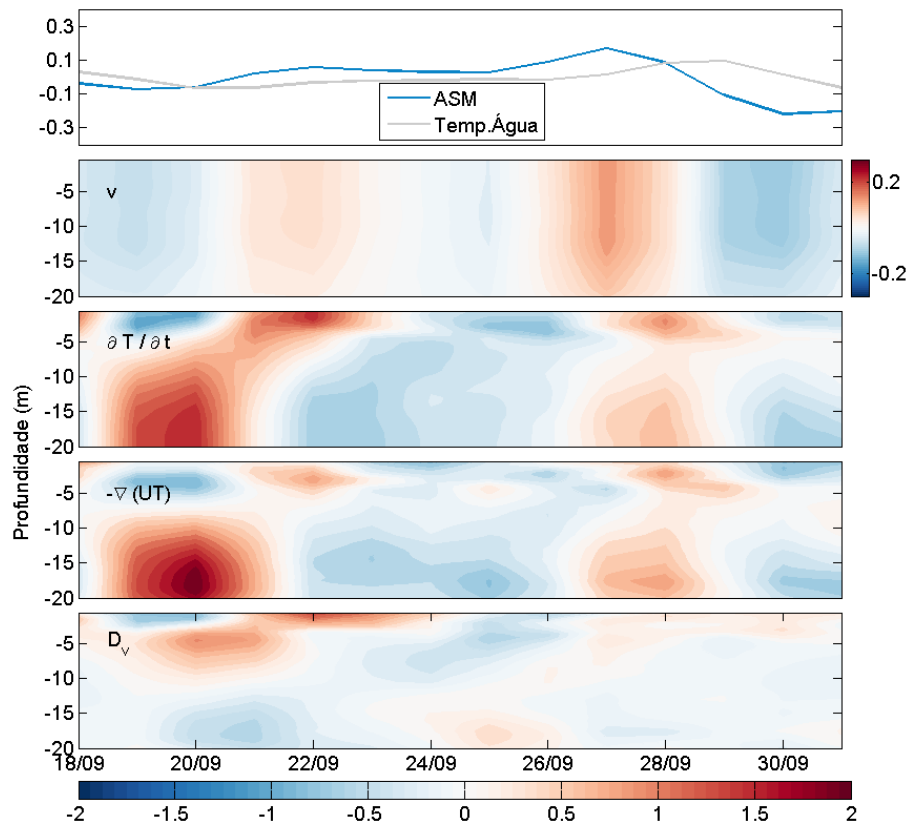


Figura 4.34: Evolução temporal das séries de elevação (m) e da média vertical da temperatura da água ($^{\circ}C$) - 1^a linha; da componente meridional de velocidade (m/s) - 2^a linha; e dos termos da conservação de calor ($^{\circ}C/dia$) - 3^a a 5^a linha, considerando os valores médios ao longo da profundidade na isobatimétrica de 20 m da área 2 durante os eventos típico e extremo do Expt.2.

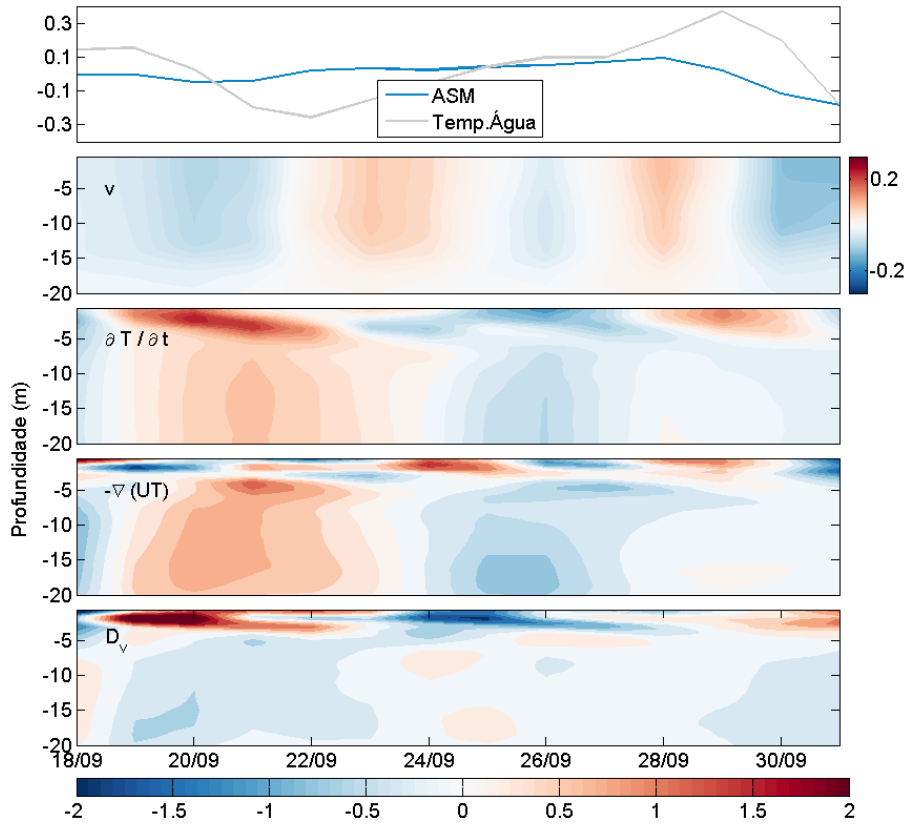


Figura 4.35: Evolução temporal das séries de elevação (m) e da média vertical da temperatura da água ($^{\circ}C$) - 1^a linha; da componente meridional de velocidade (m/s) - 2^a linha; e dos termos da conservação de calor ($^{\circ}C/dia$) - 3^a a 5^a linha, considerando os valores médios ao longo da profundidade na isobatimétrica de 20 m da área 3 durante os eventos típico e extremo do Expt.2.

Termo Advectivo: Termo Dominante

Considerando a dominância do termo advectivo no balanço de calor nos dois experimentos, as componentes horizontais e verticais do termo correspondentes às análises descritas foram analisadas separadamente.

No Expt.1 observa-se que os valores negativos do termo advectivo identificados na análise anterior e predominantes durante os eventos típico e extremo, estão associados à componente vertical nas áreas 2 e 3 (Figura 4.36 e Figura 4.37). Embora a resultante entre as componentes apresente valores negativos simultaneamente aos eventos analisados, as maiores magnitudes das componentes citadas são identificadas um dia antes dos eventos e próximas à superfície. Esse comportamento indica influência dos forçantes atmosféricos, cujas maiores magnitudes também ocorrem no dia anterior aos eventos, no termo advectivo. Por outro lado a componente

horizontal apresenta comportamento inverso à componente vertical.

No Expt.2 os valores negativos associados ao evento típico e os valores positivos associados ao evento extremo da área 2 observados na análise anterior são identificados na componente horizontal do termo advectivo. Na área 3 predominam valores negativos em ambas componentes durante a oscilação subinercial unificada, principalmente na componente horizontal

Portanto no somatório das componentes do termo advectivo predomina a componente vertical no Expt.1 e a componente horizontal no Expt.2.

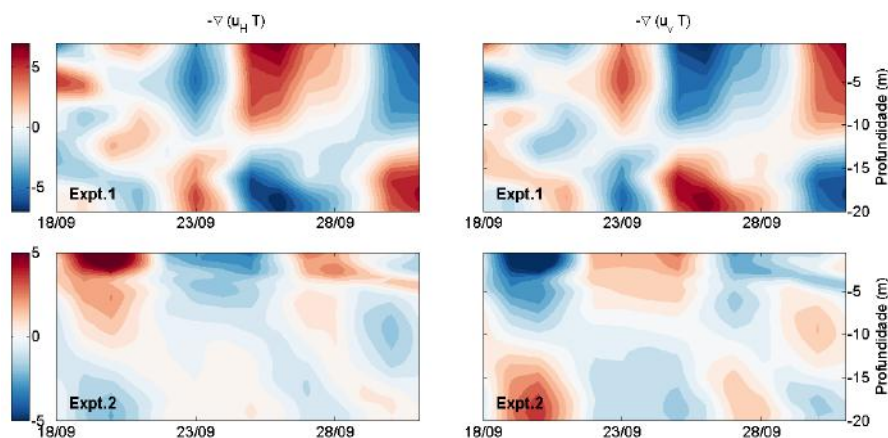


Figura 4.36: Evolução temporal das componentes horizontais (coluna esquerda) e verticais (coluna direita) do termo advectivo ($^{\circ}C/dia$) considerando os valores médios da isobatimétrica de 20 m da área 2 durante os eventos típico e extremo do Expt.1 e Expt.2.

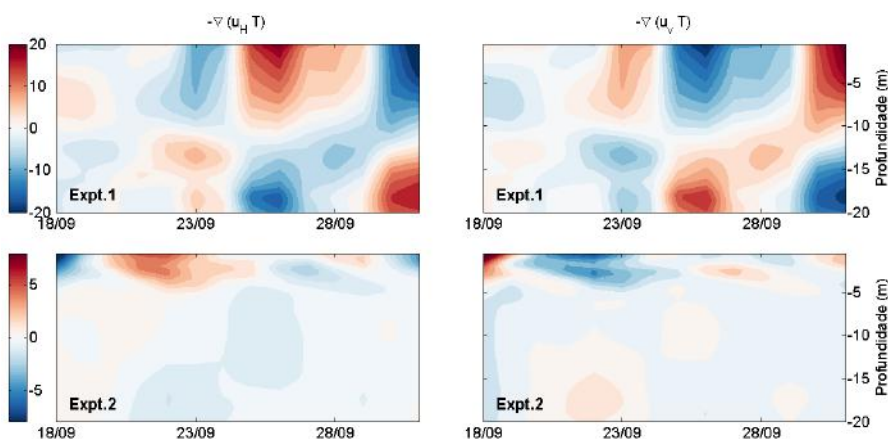


Figura 4.37: Evolução temporal das componentes horizontais (coluna esquerda) e verticais (coluna direita) do termo advectivo ($^{\circ}C/dia$) considerando os valores médios da isobatimétrica de 20 m da área 3 durante os eventos típico e extremo do Expt.1 e Expt.2.

Conforme já mencionado, de forma geral o termo advectivo apresenta-se dominante no balanço da conservação de calor em ambos experimentos e regiões analisadas, apresentando-se especialmente no Expt.1 com sentido inverso em relação ao termo D_v . Nesse experimento os valores negativos do termo D_v ocorrem de 1 a 2 dias antes dos eventos, no período correspondente ao declínio da temperatura do ar, intensificação e virada do vento. Ao norte de Ilha Bela este termo tem suas magnitudes atenuadas indicando o menor alcance de forçantes atmosféricos nessa região ao propagarem-se para NE. Durante a passagem da onda, o termo dominante $-\nabla(UT)$ e conseqüentemente o termo $\partial T/\partial t$ apresentam valores negativos. A variação negativa de $\partial T/\partial t$ apresenta-se com maior duração e alcance ao longo da coluna d'água durante o evento extremo.

No Expt.2 o termo D_v apresenta magnitudes insignificantes, refletindo a ausência dos forçantes atmosféricos associados à frentes frias. Por outro lado, o termo $-\nabla(UT)$ é dominante no balanço. Embora sejam identificados declínios no termo $\partial T/\partial t$, valores positivos são identificados especialmente no evento extremo da área 2, região com maiores elevações em relação à área 3. Adicionalmente, nesse experimento as duas principais oscilações perdem as suas características e o evento extremo apresenta uma maior defasagem em relação ao primeiro experimento, indicando o menor alcance e intensidade da onda. Assim como o Expt.1 o termo advectivo é dominante, entretanto no experimento com forçantes atmosféricas oriundos de sistemas frontais predomina a componente vertical do termo citado e no Expt.2 predomina a componente horizontal. Esse comportamento indica que enquanto os forçantes atmosféricos exercem a maior influência na variação de temperatura na PCI durante a passagem de oscilações subinerciais, na ausência de tais forçantes a variação de temperatura na região ocorre principalmente devido à propagação da onda.

Como reflexo do maior impacto do movimento vertical no Expt.1 é observado o aprofundamento da camada de mistura durante a passagem das frentes (Figura 4.38), como observa-se nos valores médios de temperatura em função da profundidade na isobatimétrica de 50 m da área 2, por exemplo. A camada de mistura que antes ocupava os primeiros 5 metros dois dias antes dos eventos, sofre um aprofundamento de 5 e 35 m no evento típico e extremo respectivamente. No evento extremo o aprofundamento da camada de mistura torna-se superior ao observado por CARDOSO e DOURADO (2013) na região confluência Brasil-Malvinas, onde os autores observaram um aprofundamento de 16 e 25 m durante e após 3 dias ao evento analisado respectivamente. Por outro lado, no Expt.2, onde as OS não são intensificadas por forçantes atmosféricos oriundos de sistemas frontais, os perfis apresentam maiores temperaturas, não apresentam grandes variações ao longo do tempo e tendem a ser relativamente mais homogêneos ao longo da coluna d'água. As

maiores profundidades da camada de mistura nesse experimento possivelmente reflete a influência dos forçantes atmosféricos climatológicos mensais, logo persistentes e com poucas variações.

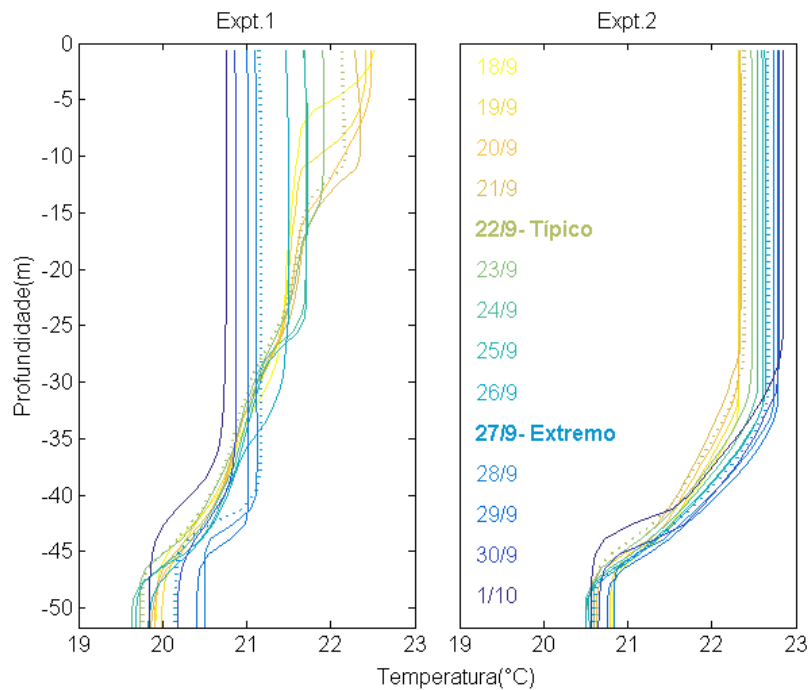


Figura 4.38: Perfis verticais da temperatura média considerando a isobatimétrica de 50 m da área 2 entre 18/09/12 e 01/10/12, período abrangendo os eventos típico e extremo dos dois experimentos.

Destaca-se que nos casos analisados observou-se o resfriamento da coluna d'água associada à passagem de ondas de plataforma, exceto no evento extremo do Expt.2. De forma a avaliar a representatividade do comportamento da variação de temperatura observado, além dos eventos selecionados foram analisados os valores médios de elevação e do termo $\partial T/\partial t$ durante eventos típicos e extremos ao longo do todo ano simulado nos dois experimentos considerando profundidades inferiores a 20m. Os valores espúrios associados às respectivas variáveis foram identificados a partir do parâmetro estatístico definido pelo dobro do desvio padrão.

Os índices temporais associados aos eventos foram definidos através da mesma metodologia adotada na seleção do evento típico e extremo. Entretanto tendo como base o Expt.1 ao invés do HYCOM. A partir da série de elevação ao sul de Cabo Frio foram gerados histogramas, sendo possível definir os valores típicos e extremos do nível do mar e posteriormente os seus respectivos índices temporais. De forma a analisar as variáveis citadas no momento da crista da onda, foi aplicada aos índices de cada área analisada uma defasagem em relação à área 3, região onde

estes foram definidos. Essa defasagem foi baseada nas observações dos dois eventos descritos anteriormente. Sendo assim considerou-se que as áreas ao sul da área 3 apresentam máximas oscilações 1 dia antes, exceto no evento extremo do Expt1 em que é observada a crista ocupando às áreas 1, 2 e 3 simultaneamente, e ao norte (área 4) um dia depois dos índices definidos.

Essa análise confirma a relação inversa entre a elevação e a variação de temperatura em cenários de eventos típicos e extremos de ambos experimentos (Figura 4.39 e Figura 4.40). Embora tal relação apresente variações, como a que ocorre no evento extremo do Expt.2, a principal tendência indicada pela média dos variáveis citadas é que a coluna d'água resfrie principalmente em regiões com maior impacto das oscilações estudadas. O aquecimento da coluna d'água durante eventuais propagações de oscilações subinerciais talvez possa refletir o efeito do empilhamento da água em regiões costeiras, associado à ausência de forçantes atmosféricos atuantes, como o que ocorre no Expt.2. Tal comportamento poderia induzir a advecção horizontal de águas mais quentes contribuindo para o aquecimento da coluna d'água em episódios de ondas de plataforma.

A variação dos termos em função da latitude também confirma as variações já descritas associadas à barreiras geográficas, como o declínio da elevação e o declínio do efeito do resfriamento ao propagar-se para nordeste, principalmente após Ilha Bela. Ainda destaca-se a região sul e central da PCSE (área 2) durante o evento extremo do Expt1, onde observa-se a dominância e intensidade do processo de resfriamento na região considerando todos os eventos extremos analisados no ano. Por outro lado, após Ilha Bela geralmente o processo de resfriamento tende a ser observado somente durante eventos extremos, até a região ao sul de Cabo Frio (área 3).

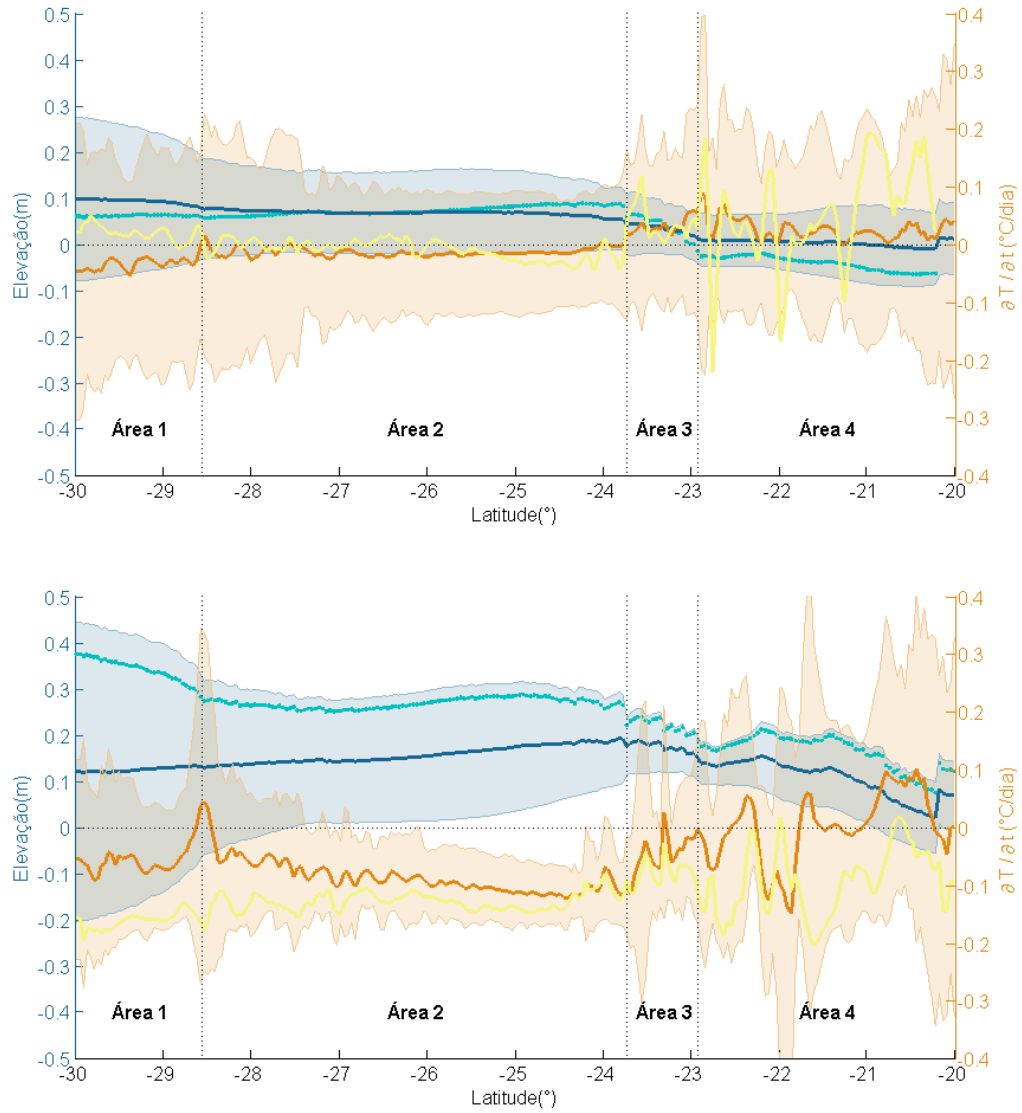


Figura 4.39: Valores médios de elevação (linha azul escuro) e $\partial T/\partial t$ (linha laranja) integrados na coluna d'água considerando os primeiros 20 m durante eventos típicos (quadro superior) e extremos (quadro inferior) de 2012 do Expt.1. Os contornos sombreados delimitam o dobro do desvio padrão e as linhas em tons mais claros indicam os eventos típico e extremo selecionados dos respectivos parâmetros. As linhas verticais indicam a localização de barreiras geográficas que delimitam as áreas mencionadas (de sul para norte: Cabo de santa Marta, Ilha Bela e Cabo Frio).

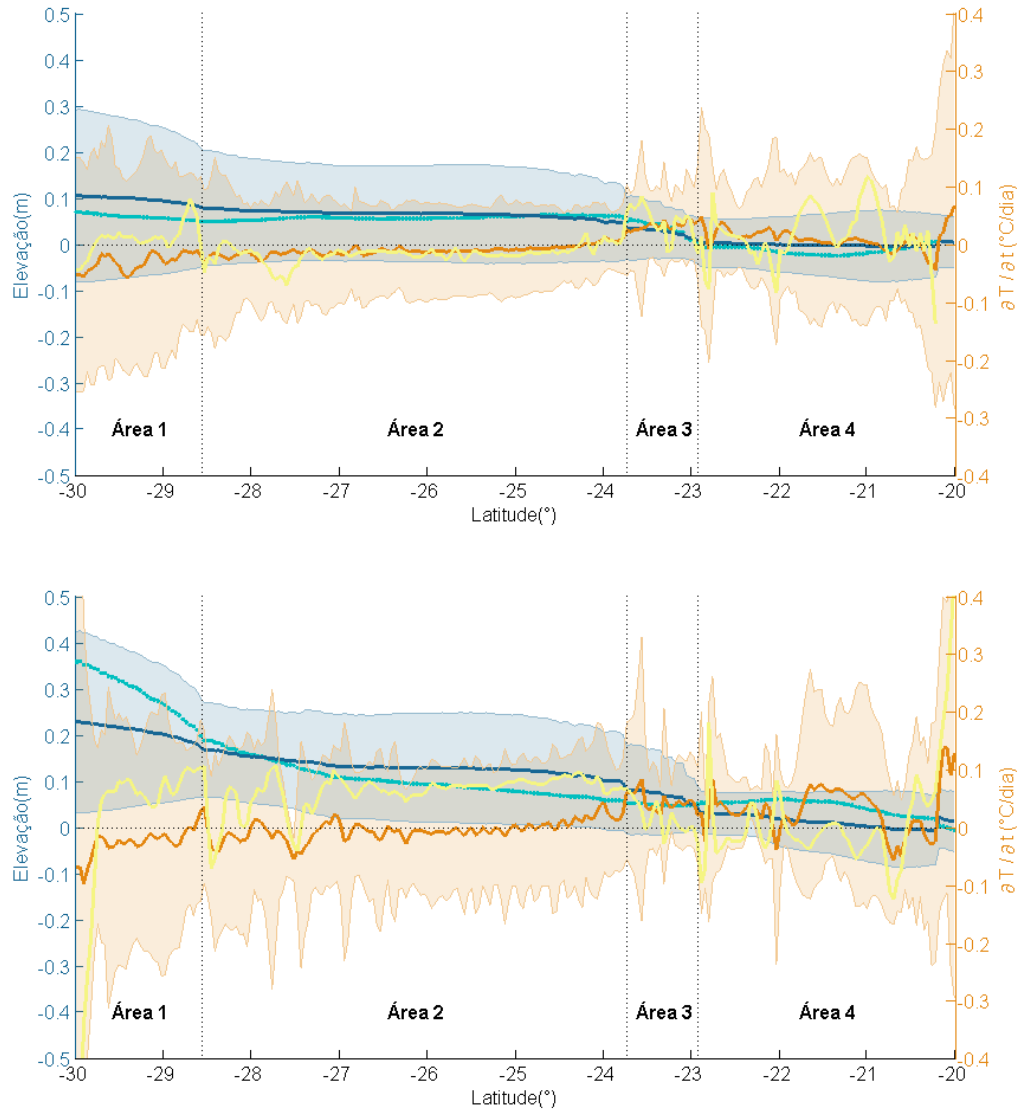


Figura 4.40: Valores médios de elevação (linha azul escuro) e $\partial T/\partial t$ (linha laranja) integrados na coluna d'água considerando os primeiros 20 m durante eventos típicos (quadro superior) e extremos (quadro inferior) de 2012 do Expt.2. Os contornos sombreados delimitam o dobro do desvio padrão e as linhas em tons mais claros indicam os eventos típico e extremo selecionados dos respectivos parâmetros. As linhas verticais indicam a localização de barreiras geográficas que delimitam as áreas mencionadas (de sul para norte: Cabo de Santa Marta, Ilha Bela e Cabo Frio).

Na PCM e na PCE a elevação apresenta um abrupto declínio em relação à PCI, tendendo a valores nulos (Figura 4.41 e Figura 4.42). Os valores de $\partial T/\partial t$ apresentam-se reduzidos ao distanciar-se da costa. Porém, ainda é possível observar o efeito de resfriamento principalmente nas áreas 1 e 2 e o efeito de aquecimento após Ilha Bela. No evento típico do Expt.1 ainda são observados valores negativos

desse termo nas áreas 1 e 2 da PCM, enquanto na PCE esse termo já não apresenta um comportamento regular na região correspondente. No evento extremo o efeito de resfriamento permanece nas duas regiões.

O Expt.2 já não apresenta variações significativas entre os eventos típicos e extremos na PCM e PCE. Em ambos compartimentos da plataforma observa-se o termo $\partial T/\partial t$ oscilando em torno de 0 nas áreas 1 e 2 e com a predominância de valores positivos nas áreas 3 e 4.

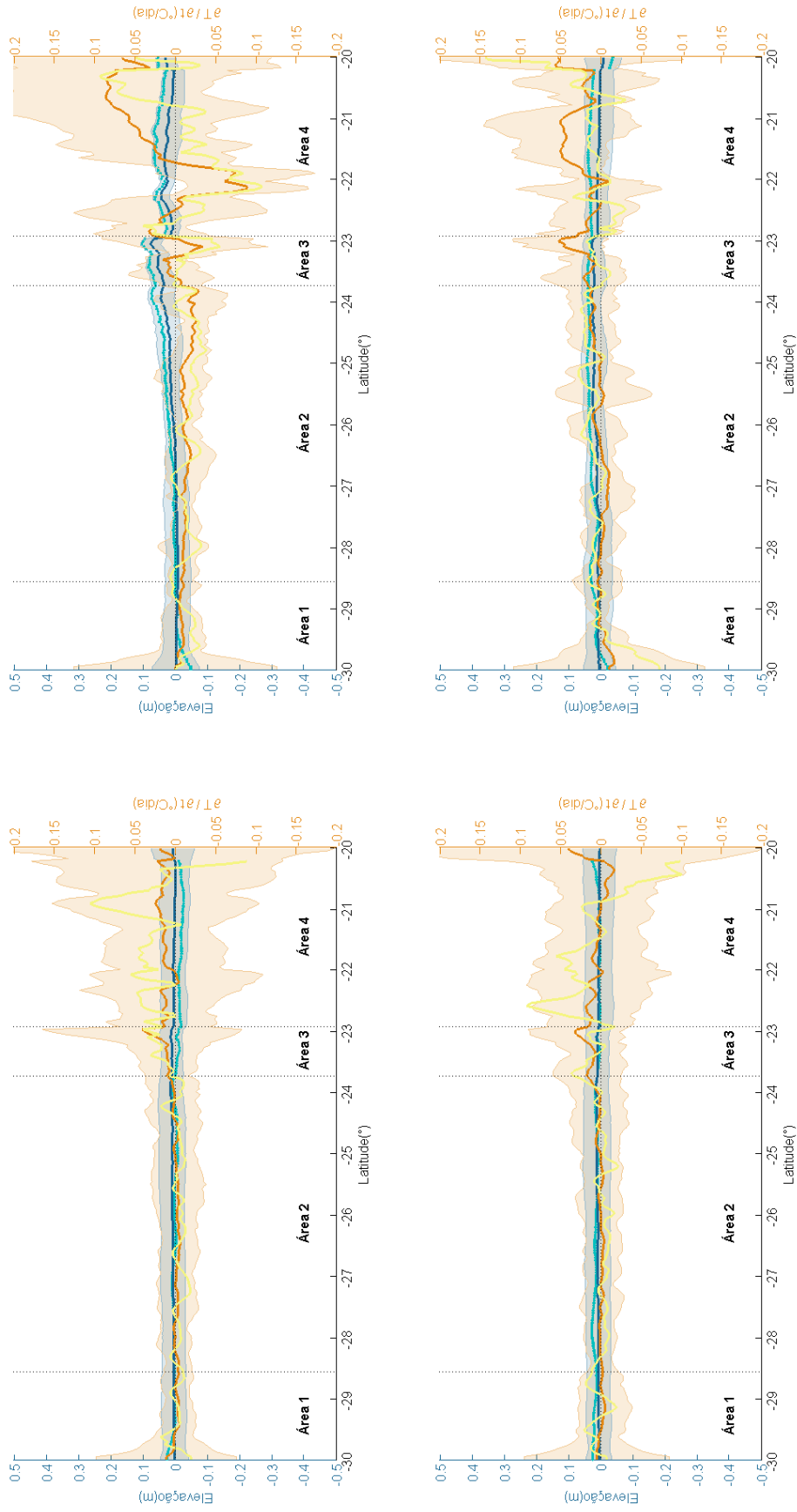


Figura 4.41: Valores médios de elevação (linha azul escuro) e $\partial T / \partial t$ (linha laranja) integrados na coluna d'água considerando as profundidades entre 20 e 100 m durante eventos típicos (quadro 2) do Expt.1 e extremos (quadro 3) e extremos (quadro 4) do Expt.2 de 2012. Os contornos sombreados delimitam o dobro do desvio padrão e as linhas em tons mais claros indicam os eventos típico e extremo selecionados dos respectivos parâmetros. As linhas verticais indicam a localização de barreiras geográficas que delimitam as áreas mencionadas (de sul para norte: Cabo de santa Marta, Ilha Bela e Cabo Frio).

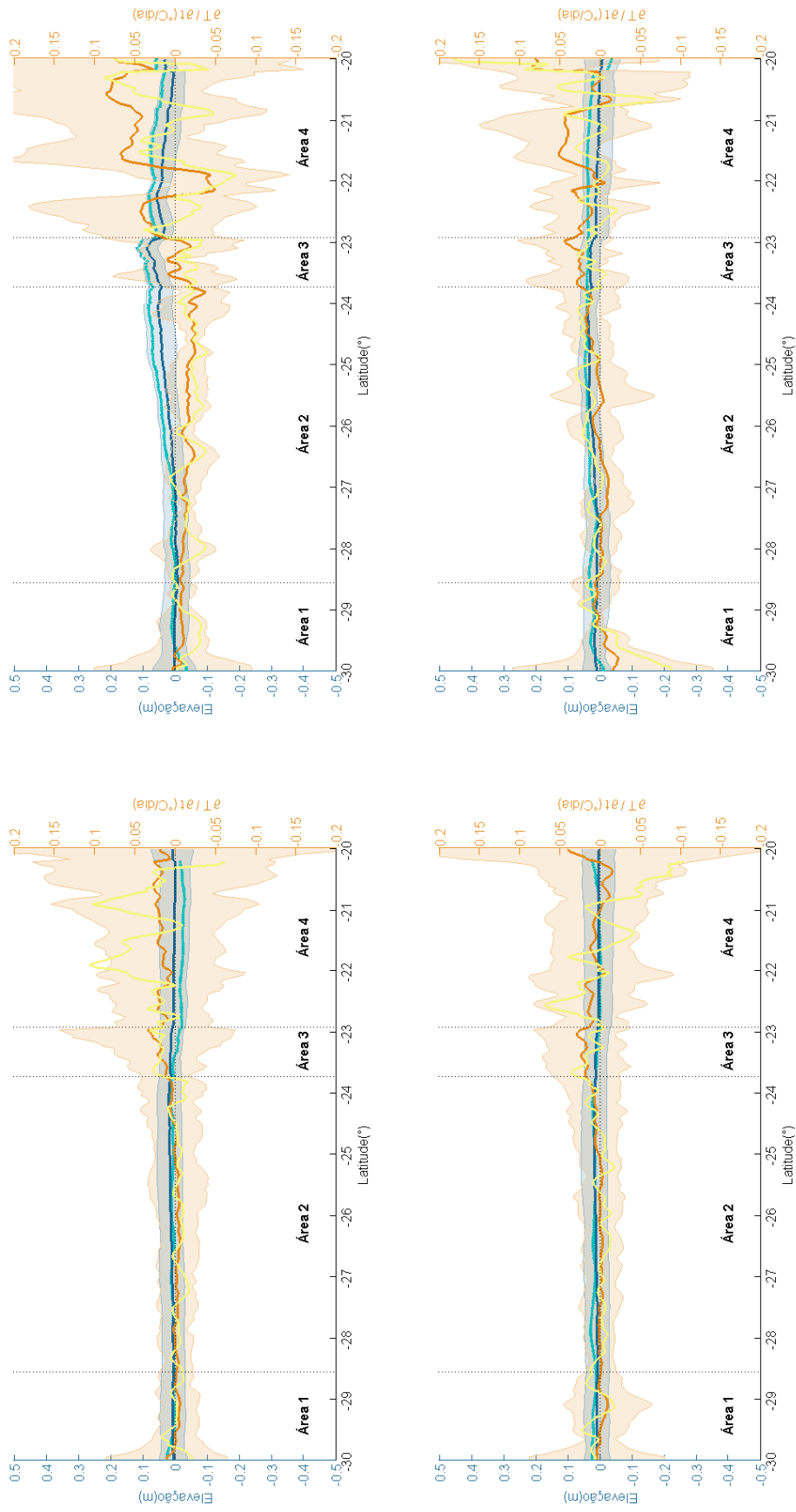


Figura 4.42: Valores médios de elevação (linha azul escuro) e $\partial T / \partial t$ (linha laranja) integrados na coluna d'água considerando as profundidades entre 100 e 200 m durante eventos típicos (quadro 1) e extremos (quadro 2) do Expt.1 e durante eventos típicos (quadro 3) e extremos (quadro 4) do Expt.2 de 2012. Os contornos sombreados delimitam o dobro do desvio padrão e as linhas em tons mais claros indicam os eventos típico e extremo selecionados dos respectivos parâmetros. As linhas verticais indicam a localização de barreiras geográficas que delimitam as áreas mencionadas (de sul para norte: Cabo de santa Marta, Ilha Bela e Cabo Frio).

Fluxo de Calor Superficial (Q_{net})

Considerando que no Expt.1 os processos na camada limite oceano-atmosfera exercem papel fundamental na variação de temperatura especialmente na PCI durante a passagem das oscilações subinerciais, estes foram investigados mais detalhadamente. Para esse fim foram avaliadas as contribuições das componentes do termo Q_{net} , o qual representa o fluxo de calor superficial total.

Com a menor influência de sistemas atmosféricos associados aos sistemas frontais no Expt.2, não foi observada uma relação entre o termo Q_{net} e as OS, assim como não foi observada uma variabilidade de temperatura significativa em superfície nesse experimento. Dessa forma, a análise citada foi negligenciada para essa simulação, assim como a análise da variação de TSM no tópico referente ao 'Efeito das OS nos campos de temperatura em superfície e na coluna d'água'.

Como mencionado no tópico referente à metodologia, o fluxo de calor superficial total (Q_{net}) é constituído pelo somatório dos termos de calor latente (C_{lat}), sensível (C_{sens}) e os termos radiativos de ondas longas (OL) e ondas curtas (OC). O comportamento da camada limite oceano-atmosfera durante os eventos típico e extremo na PCSE (áreas 2 e 3) foi investigado a partir da análise conjunta entre as séries das componentes do fluxo de calor superficial, de variáveis atmosféricas e TSM, compreendendo períodos entre 3 e 20 dias (Figura 4.43). Os ápices das frentes frias foram definidos pelos máximos da componente meridional do vento associados aos eventos analisados.

Nessa análise os máximos da componente meridional do vento ocorrem em ambos eventos um dia antes das máximas elevações do nível do mar e exceto às defasagens dos processos entre às áreas 2 e 3 não são observadas variações atmosféricas significativas entre as duas regiões.

Simultaneamente aos máximos de vento, observam-se mínimos da temperatura do ar nos dois eventos e máximo de umidade relativa no evento típico. No evento extremo o máximo de umidade já é observado um dia antes do ápice da frente. Por outro lado a pressão atmosférica diminui antes do ápice da frente e atinge máximas magnitudes em dias posteriores, comportamento também observado por RODRIGUES *et al.* (2004). Como observado por MARENGO *et al.* (1997) ao analisarem um evento extremo de frente fria durante o inverno de 1994, geralmente o resfriamento gerado por frentes frias é acompanhado pelo aumento da pressão em superfície. Os mesmos autores chegaram a observar variações de até 15 mb durante a passagem da frente na Região Sudeste do Brasil. Adicionalmente também foram identificadas mínimas temperaturas do ar e a intensificação de ventos de S-SO.

O fluxo de calor superficial total (Q_{net}) é identificado por valores negativos, assim como os fluxos de calor sensível e latente, indicando a transferência de calor

do oceano para a atmosfera.

Os fluxos radiativos apresentam uma relação inversa entre si com máximos de ondas longas associados a mínimos de ondas curtas. Esse comportamento possivelmente reflete a maior nebulosidade decorrente da incursão de frentes frias antes da frente. Devido ao deslocamento do ar quente em superfície com a passagem de ar frio oriundo da frente fria, ocorre uma ascensão de ar quente gerando o aumento de nuvens (OLIVEIRA *et al.*, 2001). Com a maior ocorrência de nuvens ocorre uma menor incidência de radiação solar no oceano, ou de ondas curtas, e um maior aprisionamento de ondas longas, associadas à emissão de calor do oceano para a atmosfera. Os mínimos de temperatura do ar e os máximos da umidade relativa refletem o declínio do fluxo de ondas curtas. No evento típico esse comportamento ocorre em fase com o vento, entretanto no evento extremo ocorre um dia antes da frente.

Na PCSE observa-se que no balanço do fluxo de calor superficial as maiores contribuições negativas desse termo estão associadas à menor incidência de ondas curtas durante o evento típico e ao calor latente no evento extremo. A contribuição negativa de ondas curtas indica a reflexão desse parâmetro na superfície do oceano no período correspondente, cujo comportamento é proporcional ao albedo na região (LI *et al.*, 2006; MCCOY *et al.*, 2015), o qual é intensificado especialmente em regiões com predominância de nuvens do tipo cumulus (SCOTT e ALEXANDER, 1999). Sendo assim, os principais mecanismos associados ao processo de resfriamento em superfície durante o evento típico possivelmente estão associados à maior nebulosidade, acarretando em menor incidência de radiação solar e aumento de reflexão da mesma. Por outro lado no evento extremo, o fluxo turbulento associado ao calor latente é predominante no processo de resfriamento em superfície.

No oceano a TSM diminui com a passagem da frente. No evento típico esse mínimo é identificado no período correspondente ao máximo de vento. Durante o evento extremo o mínimo de TSM ocorre a partir do dia 27/09 e estende-se até o dia 01/10 totalizando em 6 dias de mínimas temperaturas após o máximo de vento. Na coluna d'água observam-se mínimos de temperatura simultâneos à frente durante o evento típico e após 2 dias no evento extremo, considerando a área 2.

O resfriamento na TSM e na coluna d'água decai significativamente ao afastar-se da costa, assim como a elevação e o gradiente de temperatura oceano-atmosfera. Por outro lado observa-se a intensificação do vento ao se afastar da costa especialmente no evento extremo. Ao longo das porções médias e externas da plataforma investigada, as outras variáveis citadas não apresentam variação significativa em relação à PCI (não apresentado). Os principais fatores associados ao maior resfriamento na região costeira possivelmente estão associados ao maior gradiente de temperatura e às menores profundidades dessa região, o que acarreta em

um menor volume de água submetido à transferência de calor entre o oceano e a atmosfera.

As variáveis associadas às componentes do fluxo de calor superficial total também foram avaliadas a partir da correlação entre elas e variáveis da camada limite na área 2. Na Figura 4.44 é possível observar tais correlações considerando os períodos onde são identificados máximos positivos da componente meridional do vento e os períodos de evento típico e extremo selecionados. De forma geral o termo Q_{net} apresenta maior correlação, a qual apresenta-se proporcional, com os termos de calor sensível e latente respectivamente.

No evento típico há uma transferência de calor do oceano para a atmosfera de aproximadamente $20W/m^2$, sendo observados valores de calor latente e sensível em torno de $40W/m^2$ e $-1W/m^2$ respectivamente. Por outro lado, no evento extremo esses valores intensificam-se negativamente com o termo Q_{net} apresentando valores em torno de $-220W/m^2$, o calor sensível $-65W/m^2$ e o calor latente $-125W/m^2$.

O fato de haver valores positivos de calor latente e uma maior contribuição negativa do termo de ondas curtas durante o evento típico selecionado, contrário ao observado no evento extremo, reflete características específicas do evento. A relação do fluxo de calor latente nesse evento com parâmetros oceânicos atmosféricos aponta algumas particularidades comparadas ao evento extremo selecionado. Além do evento típico apresentar magnitudes mitigadas da componente meridional do vento e da diferença de temperatura entre o oceano e a atmosfera, observa-se um comportamento inverso na pressão atmosférica em relação ao evento extremo. A diferença desses fatores possivelmente reflete distintos processos atmosféricos associados aos sistemas frontais atuantes que tornam os eventos com comportamentos específicos.

Diversos estudos apontam que durante eventos seguidos de friagem avançando à região sudeste do Brasil, característica identificada no evento extremo selecionado, há uma intensificação anticiclônica oriunda do Pacífico e intenso feedback entre níveis inferiores e superiores da atmosfera na região dos Andes em dias anteriores ao dia de mínimas temperaturas associadas à forte advecção de ar frio oriundo do Weddell (ARRAUT e BARBOSA, 2009; ESCOBAR, 2007; MARENGO *et al.*, 1997; MATTOS, 2003). Esses eventos são menos frequentes e ocorrem aproximadamente uma vez por ano. Tais características são compatíveis com as observadas no evento extremo do final de setembro.

Por outro lado, ventos mais fracos e pequenos gradientes de temperatura entre o oceano e a atmosfera estão associados a uma maior estabilidade no oceano e na baixa troposfera (PEZZI *et al.*, 2016a; PIVA *et al.*, 2011; REBOITA *et al.*, 2010a), o que implica em um menor efeito de fluxos turbulentos em eventos assim caracterizados, como observado no evento típico. Adicionalmente, nesse evento o

anticiclone identificado junto a região dos Andes apresentou-se mais fraco e na região da PCSE foi observado um mínimo de pressão. Tal característica pode indicar a maior influência da atuação do ciclone identificado na região central do Atlântico Sul em relação ao evento extremo.

GOZZO e ROCHA (2013) ao analisarem a evolução de um sistema na região combinando uma frente fria e uma frente quente através de simulações numéricas e bases WRF, NCEP e WHOI observaram as maiores magnitudes dos fluxos de calor acompanhando a frente fria, com valores entre aproximadamente 15 e 90 W/m^2 de calor sensível e entre 100 e 300 W/m^2 de calor latente, considerando a região compreendida pela PCSE. Os valores positivos refletem a base atmosférica, cujos resultados foram obtidos a 2 m acima do nível do mar. As faixas de calor sensível e latente identificadas pelos autores compreendem os valores observados durante o evento extremo desse trabalho. Da mesma forma foi identificada uma maior contribuição do calor latente no fluxo de calor superficial total. Os autores citados concluíram que esse termo tem papel fundamental no processo de aquecimento da coluna atmosférica na região. Entretanto salientaram que esse comportamento pode ter variações dependendo do evento sendo importante a consideração do fluxo de calor em superfície total no processo de aquecimento da atmosfera e desestabilização da ciclogênese associada.

Alguns reservatórios também foram investigados quanto ao comportamento dos fluxos de calor em superfície durante a passagem de frentes frias. Embora o oceano apresente uma maior complexidade dinâmica em relação aos ambientes citados, foram identificadas semelhanças como a intensificação do vento, diminuição da temperatura do ar e diminuição de radiação solar no reservatório de Carlos Botelho (SP) durante a frente fria, por exemplo. Adicionalmente foi identificada uma maior circulação vertical em águas rasas, tornando a coluna d'água mais homogênea (TUNDISI *et al.*, 2004).

ALCANTARA *et al.* (2018) ao analisarem o comportamento do balanço do calor no reservatório Itumbiara (GO) durante uma passagem de frente fria em 2009, observaram comportamento semelhante ao apresentado. Os autores definiram o período da frente como o período correspondente ao mínimo de ondas curtas identificado na região em dados de satélite. Horas antes da frente atingir a região foi observado um máximo de vento com magnitude em torno de 9 m/s. No período correspondente observou-se um mínimo no fluxo de calor superficial total com valor em torno de $-250 W/m^2$. Adicionalmente foram identificados o declínio da temperatura do ar e o aumento da umidade relativa. A pressão atmosférica, a qual era mínima durante a frente, aumentou logo após o evento. Esses autores também observaram um decréscimo da temperatura da água próximo à superfície e na coluna d'água. Ao longo da profundidade a variabilidade de temperatura diminuiu com a

passagem da frente. Adicionalmente foi observado o declínio do estoque de calor do reservatório até 6 dias após o evento. Mesmo após a dissipação da frente e o restabelecimento de radiação solar chegando a magnitudes em torno de 700 W/m^2 observou-se o processo de resfriamento na área de estudo.

GOZZO e ROCHA (2013) indicam que os fluxos de calor latente e sensível são importantes mecanismos forçantes de ciclogêneses, impactando especialmente ciclones em latitudes médias sobre os oceanos. Assim como os autores citados, REBOITA *et al.* (2010b) ao analisarem ciclones com períodos e intensidades distintas observaram que na ausência desses fluxos estes se tornam mais fracos e apresentam um menor tempo de vida. Adicionalmente os autores concluíram que esses impactos são maiores na região subtropical do oceano Atlântico Sul, entre 20 e 25°.

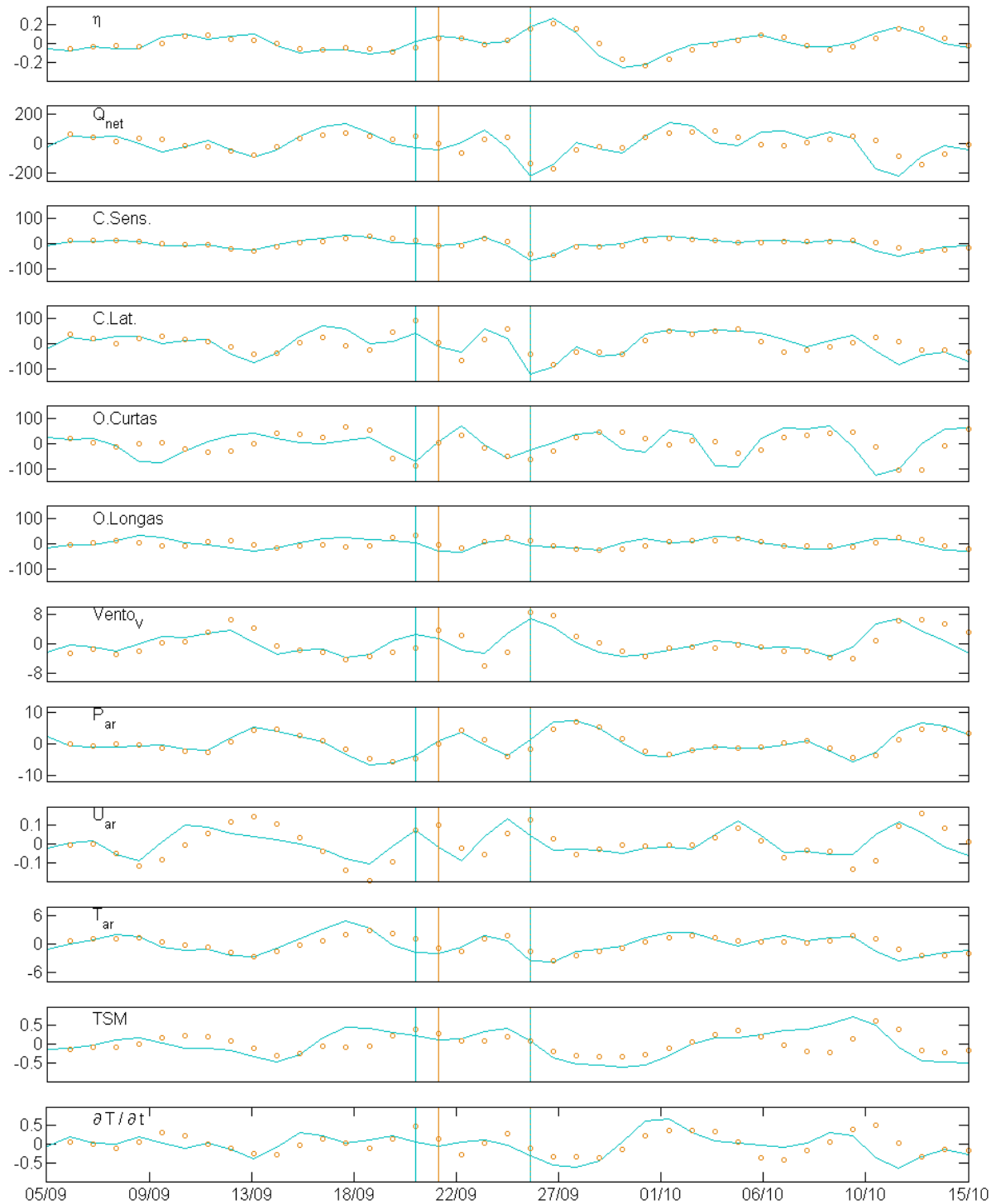


Figura 4.43: Séries com frequências entre 3 e 20 dias de elevação (m) das áreas 2 (azul) e 3 (laranja), do fluxo de calor superficial total (Q_{net}) e suas respectivas componentes (calor latente, sensível, ondas longas e ondas curtas - W/m^2), das variáveis atmosféricas em superfície: componente meridional do vento (m/s), pressão atmosférica (mb), umidade relativa do ar (%), temperatura do ar ($^{\circ}C$) e variáveis oceânicas: TSM e $\partial T/\partial t$ ($^{\circ}C$) abrangendo os eventos típico e extremo. As linhas verticais indicam o ápice das frentes nas respectivas áreas, definida pelo máximo da componente meridional do vento. A frente anterior ao evento extremo ocorre simultaneamente nas duas áreas apresentadas.

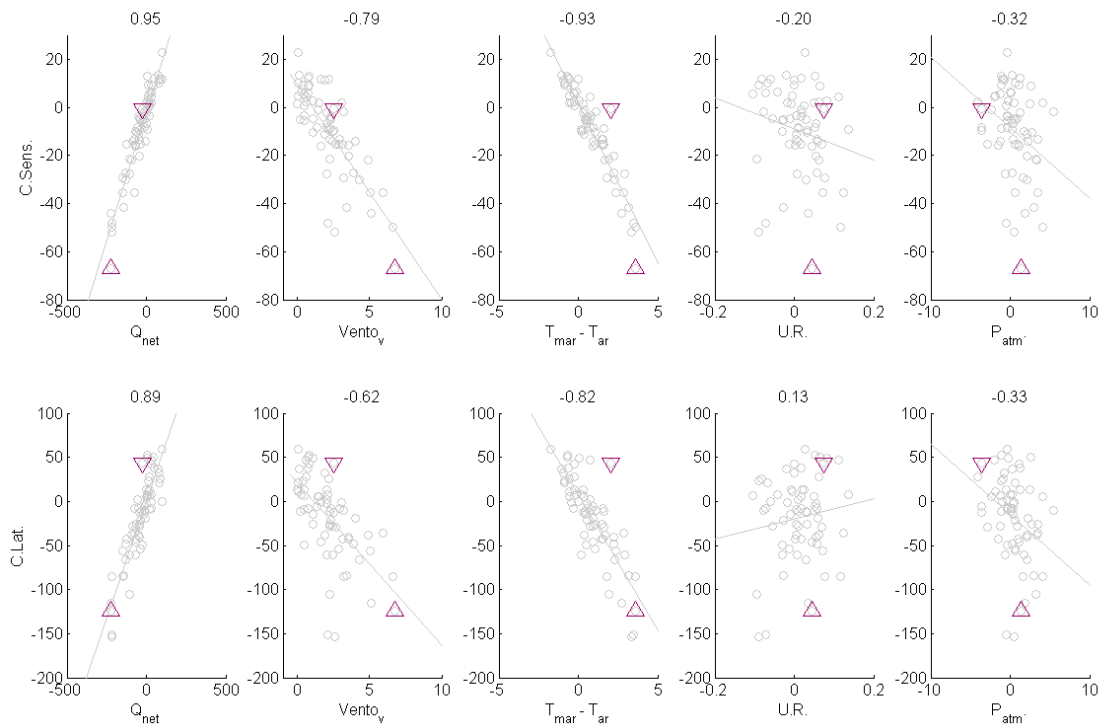


Figura 4.44: Relação entre os valores médios do termo Q_{net} , das componentes com maior correlação com o termo Q_{net} e das variáveis associadas à camada limite oceano-atmosfera na PCI da área 2, no Expt.1. Os círculos cinzas abrangem somente os períodos onde a componente meridional do vento é positiva e os triângulos os períodos do evento típico (triângulo invertido) e do evento extremo (triângulo normal) selecionados. Os coeficientes de correlação entre as variáveis são indicados no topo de cada figura.

Capítulo 5

Conclusões

Em síntese, esse trabalho contribuiu com o entendimento de diversos processos envolvendo a variabilidade de temperatura na PCSE associada à propagação de oscilações subinerciais com e sem atuação de sistemas frontais. Através de simulações numéricas com distintas configurações atmosféricas foi avaliado o impacto das OS sob influência de sistemas frontais atmosféricos e considerando a propagação da onda isoladamente durante um evento típico e um evento extremo. As principais conclusões são listadas abaixo:

5.1 Características dos eventos típico e extremos selecionados

O evento típico foi caracterizado no HYCOM por magnitudes de elevação, considerando períodos entre 3 e 20 dias, variando em torno de 0,1 m na PCSE, cujos máximos foram identificados entre 23 e 26 °S. Durante esse evento observou-se o alcance da onda até o limite norte da grade (20°S), a qual teve suas amplitudes mitigadas após Ilha Bela e principalmente após Cabo Frio. A partir de campos atmosféricos oriundos do NCEP observou-se o declínio da temperatura do ar na PCSE a partir de 2 dias antecedentes às máximas elevações, a inversão do vento de N-NE para SO-SE cujas magnitudes máximas foram identificadas com valores próximos a 10 m/s no dia de máximas elevações no oceano, afastando-se da costa. O sistema frontal atuante nesse evento foi caracterizado por uma interação entre um ciclone identificado no Atlântico sul e dois anticiclones: a ASAS e um centro de alta pressão oriundo do Pacífico.

No evento extremo foram observadas características semelhantes, entretanto com maior intensidade. As máximas elevações baseadas no HYCOM foram observadas com valores em torno de 0,6 m ocupando toda a PCSE. No dia anterior às máximas elevações, houve uma queda da temperatura do ar e ventos intensos

entre 12 e 14 m/s no oceano, porém mais próximos da costa em relação ao evento típico. Nesse evento embora tenham sido observadas características semelhantes no sistema frontal atuante em relação ao evento típico, foram identificadas algumas peculiaridades. Observou-se a maior influência do centro de alta pressão oriundo do Pacífico e um maior deslocamento offshore da ASAS e do centro de baixa pressão, o qual apresentou um menor alcance para menores latitudes em relação ao evento anterior.

5.2 Frequência de ocorrência dos eventos e principais densidades espectrais

A partir da base do HYCOM global entre 1992 e 2012 foi identificada a maior ocorrência de OS durante o inverno e a primavera. Por outro lado, no verão a ocorrência de eventos extremos foi significativamente inferior em relação às outras estações do ano. O mesmo comportamento foi identificado em 2012, período no qual foram identificados 10 eventos, sendo dois associados à eventos extremos, resultando em uma frequência aproximada de 4 ocorrências de OS por mês.

As maiores densidades espectrais foram associadas a períodos próximos a 2-3, 6-7 e 13-16 dias, onde as duas últimas bandas apresentaram-se mais representativas durante os eventos extremos analisados.

5.3 Impacto das OS na variabilidade da temperatura na PCSE

As simulações do ROMS permitiram avaliar o impacto das oscilações investigadas na variabilidade da temperatura em superfície e na coluna d'água. No experimento com forçantes atmosféricas associadas aos sistemas frontais (Expt1) observou-se que durante o evento típico e extremo de OS há um efeito de resfriamento na superfície, estendendo-se para maiores profundidades. No evento típico observou-se que na PCI, região sob mais influência das ondas investigadas, há um declínio de 0,05 a 0,2 °C/dia na TSM e de valores em torno de 0,1 °C/dia na coluna d'água. No evento extremo esses valores decaem para até valores próximos a 0,6 °C/dia em superfície e 0,3 °C/dia na coluna d'água. Adicionalmente observa-se que o processo de resfriamento da coluna d'água ainda estende-se mesmo após a passagem da onda.

No experimento considerando somente o pulso da onda na condição de contorno, sem influência dos forçantes atmosféricos oriundos de frentes frias acompanhando as oscilações (Expt.2), também são observados o alcance da onda para

NE, assim como o efeito de resfriamento, entretanto com menor intensidade em relação ao Expt.1. Embora o evento extremo selecionado apresente valores positivos na variabilidade de temperatura, em geral os eventos extremos ao longo de 2012 são caracterizados pelo declínio da temperatura no Expt.2. O efeito de aquecimento durante o evento extremo nesse experimento pode estar associado à interação entre fatores como maior subsidência, ausência de forçantes de frentes frias e baixa advecção horizontal de águas mais frias.

O processo de resfriamento ao longo da propagação das ondas de plataforma está associado com características específicas dos sistemas frontais atuantes como alcance e intensidade, por exemplo, e conseqüentemente das oscilações geradas. Adicionalmente obstáculos geográficos como ilhas e mudanças na orientação da linha de costa, fatores identificados em Ilha Bela e Cabo Frio, podem além de alterar as características físicas da onda, mitigar o efeito de resfriamento. De forma geral, durante eventos típicos o processo de resfriamento ocorre até Ilha Bela. Entretanto durante eventos extremos, as oscilações acompanhadas dos sistemas frontais são capazes de estender esse processo até Cabo Frio.

5.3.1 Termo dominante no balanço de calor das OS

A análise dos termos componentes da equação de conservação de calor indica que em ambos experimentos e eventos o termo advectivo é dominante. Entretanto, enquanto no Expt.1 predomina a componente vertical do termo advectivo, no Expt. 2 predominam as componentes horizontais. Tal comportamento indica que o processo de resfriamento associado as OS deve-se principalmente a interação na camada limite oceano-atmosfera, embora a propagação da onda para NE também contribua para tal comportamento.

O aprofundamento da camada de mistura durante a propagação das ondas estudadas ocorrem devido a atuação dos sistemas frontais atuantes. Um aprofundamento de 5 e 35 m foram identificados no evento típico e extremo respectivamente. Por outro lado, no experimento sem o fenômeno atmosférico citado esse comportamento não é identificado, indicando que a atuação a incursão de sistemas frontais é a principal responsável pelo processo de aprofundamento da camada de mistura.

A análise considerando os valores médios de $\partial T/\partial t$ e elevação considerando todos os eventos típicos extremos de 2012, confirmou a tendência de resfriamento do oceano durante a propagação das oscilações em ambos experimentos. Esse efeito ocorre principalmente na PCI, entretanto também pode ser identificado na PCM e PCE. Após Ilha Bela esse efeito é mitigado, sendo observados valores positivos do termo citado ao norte dessa região.

5.3.2 Fluxo de calor superficial

O balanço do fluxo de calor superficial total considerando a atuação de sistemas frontais indica a maior contribuição dos fluxos turbulentos de calor no evento extremo, especialmente de calor latente. Porém durante o evento típico selecionado observou-se na PCSE a maior contribuição negativa está associada às ondas curtas. Tal comportamento indica que o processo de resfriamento nesse evento se deu devido a menor incidência de radiação solar e a intensificação de reflexão da mesma, possivelmente associado à maior ocorrência de nuvens, as quais são típicas em frentes frias. No evento típico foi observada uma transferência de calor do oceano para a atmosfera de aproximadamente 20 W/m^2 . No evento extremo esse valor intensificou-se para 220 W/m^2 .

Capítulo 6

Considerações Finais

Essa seção tem por objetivo apontar algumas lacunas, as quais esse trabalho pode ser conduzido em investigações futuras.

Como observado na análise das principais densidades espectrais associadas às OS, estas podem ser subdivididas em distintas faixas de frequência. Seria interessante avaliar os processos meteorológicos e oceânicos envolvidos em cada componente espectral, incluindo seus respectivos impactos na variabilidade de temperatura em superfície e na coluna d'água do oceano.

O uso de forçantes atmosféricos com maior resolução espacial é outro aspecto que poderia ser aplicado a trabalhos futuros. Dessa forma seria possível avaliar como a interação de processos atmosféricos em menor escala em relação aos apresentados poderiam afetar os resultados.

Adicionalmente seria interessante avaliar a sensibilidade das parametrizações *bulk fluxes*. Muitos trabalhos apontam uma menor acurácia dessas parametrizações, particularmente sobre os trópicos (ZENG *et al.*, 1998). De acordo com alguns autores (SUN *et al.*, 2003; YU *et al.*, 2004), produtos oriundos do NCEP e ECMWF, por exemplo, podem superestimar entre 10 e 35% o fluxo de calor latente no Atlântico devido a tendências nos campos de umidade próximo à superfície. Embora as parametrizações no modelo sejam submetidas à diversas correções, a constante avaliação da representatividade dos seus respectivos produtos são de extrema importância na interpretação dos resultados e contribuição para melhorias do modelo.

A interação oceano-atmosfera é fundamental na compreensão de diversos processos, como o desenvolvimento de ciclogêneses e geração de ondas de gravidade, por exemplo. Especificamente para esse tema, seria interessante avaliar a partir de um modelo acoplado oceano-atmosfera o quanto a intensificação dos fluxos de calor em superfície pode influenciar os processos meteorológicos atuantes durante os sistemas frontais analisados e conseqüentemente como tal efeito poderia impactar o oceano, incluindo as oscilações analisadas.

Adicionalmente, o acoplamento do modelo de ondas seria uma importante

ferramenta na análise da interação entre os processos meteorológicos e oceânicos, incluindo as ondas de gravidade, associados aos eventos investigados nesse trabalho.

Por fim, também seria interessante aplicar as análises de balanço de calor à resultados de simulações numéricas com assimilação de dados. Como identificado nesse trabalho, há variações quanto as magnitudes de temperatura e nível do mar entre os modelos com e sem assimilação. Avaliar o quanto essas diferenças poderiam impactar o balanço de calor poderia ser outra lacuna a ser explorada.

Referências Bibliográficas

- ADAMS, J., BUCHWALD, V., 1969, “The generation of continental shelf waves”, *Journal of Fluid Mechanics*, v. 35, n. 04, pp. 815–826.
- ALCÂNTARA, E., BONNET, M., ASSIREU, A., et al., 2010, “On the water thermal response to the passage of cold fronts: initial results for Itumbiara reservoir (Brazil)”, *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, v. 7, n. 6, pp. 9437–9465.
- ALCANTARA, E., STECH, J., LORENZZETTI, J., et al., 2018, “The thermal response of a tropical reservoir to the passage of cold fronts”, (03).
- ARRAUT, J., BARBOSA, H., 2009, “Large scale features associated with strong frontogenesis in equivalent potential temperature in the South American subtropics east of the Andes”, *Advances in Geosciences*, v. 22, pp. 73–78.
- BERLIAND, M., BERLIAND, T., 1952, “Determination of effective radiation of the earth as influenced by cloud cover, Izvestiia Ajd”, *Mauk., USSR, Ser. Geofizicheskaia*, , n. 1.
- BERRISFORD, P., DEE, D., FIELDING, K., et al., 2009, “The ERA-interim archive”, *ERA report series*, v. 1 (01), pp. 1–16.
- BRYAN, K., 1969, “A numerical method for the study of the circulation of the world ocean”, *Journal of Computational Physics*, v. 4, n. 3, pp. 347–376.
- BRYDEN, H. L., IMAWAKI, S., 2001, “.1 Ocean heat transport”. In: *International Geophysics*, v. 77, Elsevier, pp. 455–474.
- CAMARGO, R., HARARI, J., CARUZZO, A., 1999, “Basic statistics of storm surges over the south-western Atlantic”, *Afro-Am. Gloss News.*, ed, v. 3, pp. 7.
- CAMPOS, R. M., CAMARGO, R. D., HARARI, J., 2010, “Caracterização de eventos extremos do nível do mar em Santos e sua correspondência com as reanálises do modelo do NCEP no Sudoeste do Atlântico Sul”, *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 25, n. 2, pp. 175–184.

- CARDOSO, D. H., DOURADO, M., 2013, “Modelagem unidimensional da camada limite oceânica durante a passagem de uma frente fria na região da confluência Brasil-Malvinas”, *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 29, n. 3, pp. 367–378.
- CASTRO, B. M., LEE, T. N., 1995, “Wind-forced sea level variability on the southeast Brazilian shelf”, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 100, n. C8, pp. 16045–16056.
- CASTRO, B. M., 1990, “Wind driven currents in the Channel of São Sebastião winter, 1979”, *Brazilian Journal of Oceanography*, v. 38, n. 2, pp. 111–132.
- CASTRO, B. M. D., PEREIRA, A. F., DE CAROLI, A., et al., 2016, “Correntes e massas de água na plataforma continental”. In: *Meteorologia e Oceanografia*, Elsevier, pp. 191–254.
- CASTRO, B. D., 1996, *Correntes e massas de água da plataforma continental norte de São Paulo*. Tese de Mestrado.
- CASTRO, B. D., MIRANDA, L. D., 1998, “Physical oceanography of the western Atlantic continental shelf located between 4 N and 34 S”, *The sea*, v. 11, n. 1, pp. 209–251.
- CASTRO, B. D., MOREIRA, J., 1994, “Current measurements in the Santos continental margin”. In: *Southwestern Atlantic Physical Oceanography Workshop*, p. 48.
- CASTRO, B. D., MIRANDA, L. D., MIYAO, S. Y., 1987, “Condições hidrográficas na plataforma continental ao largo de Ubatuba: variações sazonais e em média escala”, *Boletim do Instituto Oceanográfico*, v. 35, n. 2, pp. 135–151.
- CUSHMAN-ROISIN, B., BECKERS, J.-M., 2011, *Introduction to geophysical fluid dynamics: physical and numerical aspects*, v. 101. Academic Press.
- DONG, S., KELLY, K. A., 2004, “Heat budget in the Gulf Stream region: The importance of heat storage and advection”, *Journal of Physical Oceanography*, v. 34, n. 5, pp. 1214–1231.
- DOTTORI, M., CASTRO, B. M., 2009, “The response of the Sao Paulo Continental Shelf, Brazil, to synoptic winds”, *Ocean Dynamics*, v. 59, n. 4, pp. 603–614.
- EARTHDATA, 2016. “Remote Sensors”. Disponível em: <www.earthdata.nasa.gov/>.

- ESCOBAR, G. C. J., 2007, “Padrões sinóticos associados a ondas de frio na cidade de São Paulo”, *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 22, n. 2, pp. 241–254.
- FAIRALL, C. W., BRADLEY, E. F., ROGERS, D. P., et al., 1996, “Bulk parameterization of air-sea fluxes for tropical ocean-global atmosphere coupled-ocean atmosphere response experiment”, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 101, n. C2, pp. 3747–3764.
- FILHO, E. M., 2017, *Maré meteorológica na costa brasileira*. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande.
- FILIPPO, A., KJERFVE, B., TORRES JR, A. R., et al., 2012, “Low-frequency variability of sea level along the Mid-Atlantic Coast of South America, in 1983”, *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 30, n. 1, pp. 5–14.
- FONTES, R., 1995, *As correntes no canal de São Sebastião*. Tese de Mestrado, Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo.
- FRANÇA, B. R. L., 2013, *Ondas Confinadas Costeiras na Plataforma Continental Sul-Sudeste do Brasil*. Tese de Mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- FRANCO, A., MESQUITA, A., 2015, “On the practical use in hydrography of filtered daily values of mean sea level”, *The International Hydrographic Review*, v. 63, n. 2, pp. 9.
- GALLUCCI, F., NETTO, S. A., 2004, “Effects of the passage of cold fronts over a coastal site: an ecosystem approach”, *Marine Ecology Progress Series*, v. 281, pp. 79–92.
- GAN, M. A., RAO, V. B., 1991, “Surface cyclogenesis over South America”, *Monthly Weather Review*, v. 119, n. 5, pp. 1293–1302.
- GARREAUD, R., 2000, “Cold air incursions over subtropical South America: Mean structure and dynamics”, *Monthly Weather Review*, v. 128, n. 7, pp. 2544–2559.
- GEERNAERT, G., 1990, “Bulk parameterizations for the wind stress and heat fluxes”. In: *Surface waves and fluxes*, Springer, pp. 91–172.
- GILL, A., SCHUMANN, E. H., 1974, “The generation of long shelf waves by the wind”, *Journal of Physical Oceanography*, v. 4, n. 1, pp. 83–90.
- GLENN, S., MILES, T., SEROKA, G., et al., 2016, “Stratified coastal ocean interactions with tropical cyclones”, *Nature Communications*, v. 7, pp. 10887.

- GOZZO, L. F., ROCHA, R. P., 2013, “Air–sea interaction processes influencing the development of a Shapiro–Keyser type cyclone over the subtropical South Atlantic Ocean”, *Pure and Applied Geophysics*, v. 170, n. 5, pp. 917–934.
- GREGORIO, H. P., 2014, *Oscilações Subinerciais na Plataforma Continental Sudeste: Estudos Numéricos*. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo.
- HASSE, L., SMITH, S. D., 1997, “Local sea surface wind, wind stress, and sensible and latent heat fluxes”, *Journal of climate*, v. 10, n. 11, pp. 2711–2724.
- HIRATA, F. E., 2008, *Variabilidade de nível e correntes em baixa frequência na plataforma externa de Santa Catarina*. Tese de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande.
- 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. 1631–1643.
- LAU, K., WENG, H., 1995, “Climate signal detection using wavelet transform: How to make a time series sing”, *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 76, n. 12, pp. 2391–2402.
- LI, J., SCINOCCA, J., LAZARE, M., et al., 2006, “Ocean surface albedo and its impact on radiation balance in climate models”, *Journal of Climate*, v. 19, n. 24, pp. 6314–6333.
- LICHTENSTEIN, E. R., 1989, “Some influences of the Andes Cordillera on the synoptic scale circulation”. In: *Third Int. Conf. on the Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography*, pp. 146—148. American Meteorological Society.
- LIMA, I. D., GARCIA, C. A., MÖLLER, O. O., 1996, “Ocean surface processes on the southern Brazilian shelf: characterization and seasonal variability”, *Continental Shelf Research*, v. 16, n. 10, pp. 1307–1317.
- LIU, Y., SAN LIANG, X., WEISBERG, R. H., 2007, “Rectification of the bias in the wavelet power spectrum”, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, v. 24, n. 12, pp. 2093–2102.
- LUPO, A. R., NOCERA, J. J., BOSART, L. F., et al., 2001, “South American cold surges: Types, composites, and case studies”, *Monthly Weather Review*, v. 129, n. 5, pp. 1021–1041.

- MARENGO, J., CORNEJO, A., SATYAMURTY, P., et al., 1997, “Cold surges in tropical and extratropical South America: The strong event in June 1994”, *Monthly Weather Review*, v. 125, n. 11, pp. 2759–2786.
- MARONE, E., 1991, *Processamento e Análise de dados de Maré: Discurso dos Métodos*. Tese de Doutorado, Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo.
- MATTOS, L., 2003, “Frontogênese na América do Sul e precursores de friagem no Estado de São Paulo”, *Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais*.
- MCCOY, D. T., BURROWS, S. M., WOOD, R., et al., 2015, “Natural aerosols explain seasonal and spatial patterns of Southern Ocean cloud albedo”, *Science advances*, v. 1, n. 6, pp. e1500157.
- MIRANDA, L. D., 1982, *Análise de massas de água da plataforma continental e da região oceânica adjacente: Cabo de São Tomé (RJ) a Ilha de São Sebastião (SP)*. Tese de Mestrado, Universidade de Sao Paulo.
- MÖLLER, O. O., PIOLA, A. R., FREITAS, A. C., et al., 2008, “The effects of river discharge and seasonal winds on the shelf off southeastern South America”, *Continental Shelf Research*, v. 28, n. 13, pp. 1607–1624.
- MOREIRA, D. L., 2008. “Correntes subinerciais e ondas confinadas costeiras presentes na Bacia de Campos, RJ”. Monografia em Oceanografia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ).
- MYROMS, 2014. “Documentation portal. Technical documentation”. Disponível em: <www.myroms.org/wiki/index.php/Documentation_Portal>.
- NASCIMENTO, R. F. D., 2017, *Resposta da Plataforma Continental de São Paulo ao vento sinótico: estudos numéricos*. Tese de Mestrado, Universidade de São Paulo.
- OLIVEIRA, A. S. D., 1986, *Interações entre sistemas frontais na América do Sul e a convecção da Amazônia*. Tese de Doutorado, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE).
- OLIVEIRA, L. L. D., VIANELLO, R. L., FERREIRA, N. J., 2001, *Meteorologia fundamental*. Edifapes.
- OLIVEIRA, M., EBECKEN, N. F. F., SANTOS, I., et al., 2007, “Modelagem da maré meteorológica utilizando redes neurais artificiais: uma aplicação para a Baía de Paranaguá-PR, parte 2: dados meteorológicos de Reanálise

- do NCEP/NCAR”, *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 22, n. 1, pp. 53–62.
- PANOFSKY, H. A., DUTTON, J., 1984. “Atmospheric Turbulence: Models and Methods for Engineering Applications, 397 pp”. .
- PASSOS, E. N., 2015, *Variação Sazonal da Água Central do Atlântico Sul na Plataforma Continental Sudeste Brasileira ao Largo do Estado do Rio de Janeiro*. Tese de Mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- PEZZI, L., SOUZA, R., FARIAS, P., et al., 2016a, “Air-sea interaction at the Southern Brazilian Continental Shelf: In situ observations”, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 121, n. 9, pp. 6671–6695.
- PEZZI, L. P., SOUZA, R., QUADRO, M. F., 2016b, “Uma Revisão dos Processos de Interação Oceano-Atmosfera em Regiões de Intenso Gradiente Termal do Oceano Atlântico Sul Baseada em Dados Observacionais”, *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 31, n. 4, pp. 428–453.
- PIVA, E. D., MOSCATI, M. C. L., GAN, M. A., 2008, “Papel dos fluxos de calor latente e sensível em superfície associado a um caso de ciclogênese na costa leste da América do Sul”, *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 23, n. 4, pp. 450–476.
- PIVA, E. D., GAN, M. A., DE LIMA MOSCATI, M. C., 2011, “The role of latent and sensible heat fluxes in an explosive cyclogenesis over the South American East Coast”, *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, v. 89, n. 6, pp. 637–663.
- RAHY, M. Q. T., 2006, *Correntes subinerciais e ondas de plataforma continental presentes na costa sudeste do Brasil*. Tese de Mestrado, Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo.
- REBOITA, M. S., DA ROCHA, R. P., AMBRIZZI, T., et al., 2010a, “An assessment of the latent and sensible heat flux on the simulated regional climate over Southwestern South Atlantic Ocean”, *Climate dynamics*, v. 34, n. 6, pp. 873–889.
- REBOITA, M. S., DA ROCHA, R. P., AMBRIZZI, T., et al., 2010b, “South Atlantic Ocean cyclogenesis climatology simulated by regional climate model (RegCM3)”, *Climate Dynamics*, v. 35, n. 7, pp. 1331–1347.

- ROBINSON, A., 1964, “Continental shelf waves and the response of sea level to weather systems”, *Journal of Geophysical Research*, v. 69, n. 2, pp. 367–368.
- RODRIGUES, M. L. G., FRANCO, D., SUGAHARA, S., 2004, “Climatologia de frentes frias no litoral de Santa Catarina”, *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 22, n. 2, pp. 135–151.
- RUFFATO, D. G., 2012, *Circulação na Plataforma Continental Interna e Média do Estado de São Paulo durante o verão: estudos numéricos*. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo.
- SAMUELS, B., COX, M., 1987, “Data set atlas for oceanographic modeling”, *Ocean Modeling*, v. 75, pp. 1–3.
- SATYAMURTY, P., FONSECA, J. F. B., BOTTINO, M. J., et al., 2002, “An early freeze in southern Brazil in April 1999 and its NWP guidance”, *Meteorological Applications*, v. 9, n. 1, pp. 113–128.
- SCOTT, J. D., ALEXANDER, M. A., 1999, “Net shortwave fluxes over the ocean”, *Journal of Physical Oceanography*, v. 29, n. 12, pp. 3167–3174.
- SELUCHI, M. E., MARENGO, J. A., 2000, “Tropical-midlatitude exchange of air masses during summer and winter in South America: Climatic aspects and examples of intense events”, *International Journal of Climatology*, v. 20, n. 10, pp. 1167–1190.
- 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, n. 4, pp. 347–404.
- SILVEIRA, I. C. A. D., SCHMIDT, A. C. K., CAMPOS, E. J. D., et al., 2000, “A corrente do Brasil ao largo da costa leste brasileira”, *Revista Brasileira de Oceanografia*, v. 48, n. 2, pp. 171–183.
- SINCLAIR, M. R., 1995, “A climatology of cyclogenesis for the Southern Hemisphere”, *Monthly Weather Review*, v. 123, n. 6, pp. 1601–1619.
- SMITH, G. L., WILBER, A. C., GUPTA, S. K., et al., 2002, “Surface radiation budget and climate classification”, *Journal of Climate*, v. 15, n. 10, pp. 1175–1188.
- SONG, Y., HAIDVOGEL, D., 1994, “A semi-implicit ocean circulation model using a generalized topography-following coordinate system”, *Journal of Computational Physics*, v. 115, n. 1, pp. 228–244.

- STECH, J. L., LORENZZETTI, J. A., 1992, “The response of the South Brazil Bight to the passage of wintertime cold fronts”, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 97, n. C6, pp. 9507–9520.
- SUN, B., YU, L., WELLER, R. A., 2003, “Comparisons of surface meteorology and turbulent heat fluxes over the Atlantic: NWP model analyses versus moored buoy observations”, *Journal of Climate*, v. 16, n. 4, pp. 679–695.
- SUN, X., COOK, K. H., VIZY, E. K., 2017, “The South Atlantic subtropical high: climatology and interannual variability”, *Journal of Climate*, v. 30, n. 9, pp. 3279–3296.
- TEIXEIRA, C. E. P., MATA, M. M., LENTINI, C. A. D., et al., 2009, “On the temporal variability of the sea surface temperature in the southwestern Atlantic based on the analysis of “pathfinder AVHRR/NOAA” images”, *Revista da Sociedade Brasileira de Cartografia, Geodésia, Fotogrametria e Sensoriamento Remoto - SBC*, v. 61, n. 3, pp. 207–221.
- TOLKATCHEV, A., 1996, “Global sea level observing system (GLOSS)”, *Marine Geodesy*, v. 19, n. 1, pp. 21–62.
- TORRENCE, C., COMPO, G. P., 1998, “A practical guide to wavelet analysis”, *Bulletin of the American Meteorological society*, v. 79, n. 1, pp. 61–78.
- TUNDISI, J. G., MATSUMURA-TUNDISI, T., ARANTES JUNIOR, J., et al., 2004, “The response of Carlos Botelho (Lobo, Broa) reservoir to the passage of cold fronts as reflected by physical, chemical, and biological variables”, *Brazilian Journal of Biology*, v. 64, n. 1, pp. 177–186.
- UAISSONE, A. J. R., 2004, *Influência das forçantes atmosféricas em mesoescala sobre o nível médio do mar em Piraquara, RJ*. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- VAREJÃO-SILVA, M., 2006. “Meteorologia e Climatologia. Recife, 2006. Versão digital 2”. Disponível em: <<http://repositorio.faema.edu.br:8000/handle/123456789/2118>>.
- VERA, C. S., VIGLIAROLO, P. K., BERBERY, E. H., 2002, “Cold season synoptic-scale waves over subtropical South America”, *Monthly Weather Review*, v. 130, n. 3, pp. 684–699.
- VIVIER, F., KELLY, K. A., THOMPSON, L. A., 2002, “Heat budget in the Kuroshio Extension region: 1993–99”, *Journal of Physical Oceanography*, v. 32, n. 12, pp. 3436–3454.

- WANG, C., ENFIELD, D. B., 2001, “The tropical Western Hemisphere warm pool”, *Geophysical Research Letters*, v. 28, n. 8, pp. 1635–1638.
- WANG, D.-P., MOOERS, C. N., 1976, “Coastal-trapped waves in a continuously stratified ocean”, *Journal of Physical Oceanography*, v. 6, n. 6, pp. 853–863.
- WILKIN, J. L., 2006, “The Summertime Heat Budget and Circulation of Southeast New England Shelf Waters”, *Journal of Physical Oceanography*, v. 36, n. 11, pp. 1997–2011.
- YU, L., WELLER, R. A., SUN, B., 2004, “Mean and variability of the WHOI daily latent and sensible heat fluxes at in situ flux measurement sites in the Atlantic Ocean”, *Journal of Climate*, v. 17, n. 11, pp. 2096–2118.
- ZENG, X., ZHAO, M., DICKINSON, R. E., 1998, “Intercomparison of bulk aerodynamic algorithms for the computation of sea surface fluxes using TOGA COARE and TAO data”, *Journal of Climate*, v. 11, n. 10, pp. 2628–2644.

Apêndice A

Anexo

A.1 Teoria das OPCs

WANG e MOOERS (1976) atribuíram dois mecanismos associados ao aprisionamento das oscilações subinerciais à costa: a presença de uma margem continental e a declividade de fundo. Tais fatores são relacionados às ondas de Kelvin e às ondas topográficas, respectivamente. Embora o foco do trabalho não seja discutir a teoria das ondas que compõem as OPCs, nesse tópico são apresentadas a teoria e a formulação física-matemática das ondas citadas.

A.1.1 Ondas de Kelvin

As ondas de Kelvin são oscilações associadas a um contorno lateral e frequentemente ocorrem no oceano propagando-se ao longo das linhas de costa. CUSHMAN-ROISIN e BECKERS (2011) representam essa classe de ondas considerando um modelo simplificado em que os autores adotam uma camada de fluido delimitada abaixo por um fundo horizontal, acima por uma superfície livre, e em um dos lados por uma barreira representando a costa (eixo y). Ao longo da costa ($x=0$), a velocidade normal precisa ser nula ($u=0$), entretanto a velocidade tangencial não é nula. William Thomson sugeriu que o anulamento da componente normal à costa possibilita que ela seja nula em qualquer lugar.

Diante das equações governantes de movimento sobre a aproximação de águas rasas (Eq. A.1 e Eq. A.2) e da Eq. A.3:

$$\frac{\partial u}{\partial t} - fv = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} \quad (\text{A.1})$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} - fu = +g \frac{\partial \eta}{\partial y} \quad (\text{A.2})$$

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

notamos que embora a Eq. A.1 possua uma derivada remanescente em relação a x, as equações Eq. A.2 e Eq. A.3 apresentam derivadas em função de y e de t. A eliminação da elevação em superfície quando u=0 leva a uma única equação de velocidade ao longo da costa, definida por:

$$\frac{\partial^2 v}{\partial t^2} = c^2 \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \quad (\text{A.4})$$

onde c é a velocidade da superfície de ondas de gravidade em águas rasas sem rotação definida como:

$$c = \sqrt{gH} \quad (\text{A.5})$$

A Eq. A.4 representa a propagação de ondas unidimensionais não dispersivas e tem como solução geral:

$$v = V_1(x, y + ct) + V_2(x, y - ct) \quad (\text{A.6})$$

a qual consiste em duas ondas, uma propagando-se na direção descendente de y e outra na direção contrária. Retornando às equações Eq. A.2 e Eq. A.3, onde u é zero, o deslocamento da superfície pode ser determinado:

$$\eta = \sqrt{\frac{H}{g}} V_1(x, y + ct) + \sqrt{\frac{H}{g}} V_2(x, y - ct) \quad (\text{A.7})$$

Com a eliminação do termo H, o qual é constante para esse caso, os termos V_1 e V_2 podem ser definidos a partir da equação (Eq. A.8):

$$R = \frac{\sqrt{gH}}{f} = cf \quad (\text{A.8})$$

e obtém-se:

$$\frac{\partial V_1}{\partial x} = \frac{-f}{\sqrt{gH}} V_1 \quad (\text{A.9a})$$

$$\frac{\partial V_2}{\partial x} = \frac{-f}{\sqrt{gH}} V_2 \quad (\text{A.9b})$$

$$V_1 = V_{10}(y + ct)e^{-x/R} \quad (\text{A.9c})$$

$$V_2 = V_{20}(y - ct)e^{+x/R} \quad (\text{A.9d})$$

O raio de deformação de Rossby (R) representa a distância sobre influência da onda, viajando com velocidade c durante um período inercial ($2\pi/f$). Das duas soluções independentes, a segunda aumenta exponencialmente com a distância da costa e é fisicamente infinita. Portanto a terceira (Eq. A.9d) torna-se a principal solução geral obtendo-se:

$$u = 0$$

$$v = \sqrt{gH}F(y + ct)e^{-x/R}$$

$$\eta = -HF(y + ct)e^{-x/R}$$

onde F é uma função arbitrária de sua variável.

Devido ao decaimento exponencial ao afastar-se da costa as ondas de Kelvin são definidas como ondas confinadas, onde R representa a distância de confinamento. Na direção ao longo da costa, as ondas viajam com velocidade de ondas de superfície de gravidade. No hemisfério norte ($f > 0$) as ondas propagam-se com a costa a sua direita e no hemisfério sul com a costa a sua esquerda. É importante notar que embora a direção de propagação da onda seja única, o sinal da velocidade ao longo da costa é arbitrário. Uma onda com $\eta \rightarrow 0$ tem uma corrente fluindo na direção da onda. Por outro lado, quando $\eta < 0$ ela flui em direção oposta a da onda (Figura A.1.1).

No limite da não rotação ($f \rightarrow 0$), a distância de confinamento aumenta ilimitadamente e a onda é reduzida a uma onda de gravidade com cristas e cavados orientados perpendicularmente à costa.

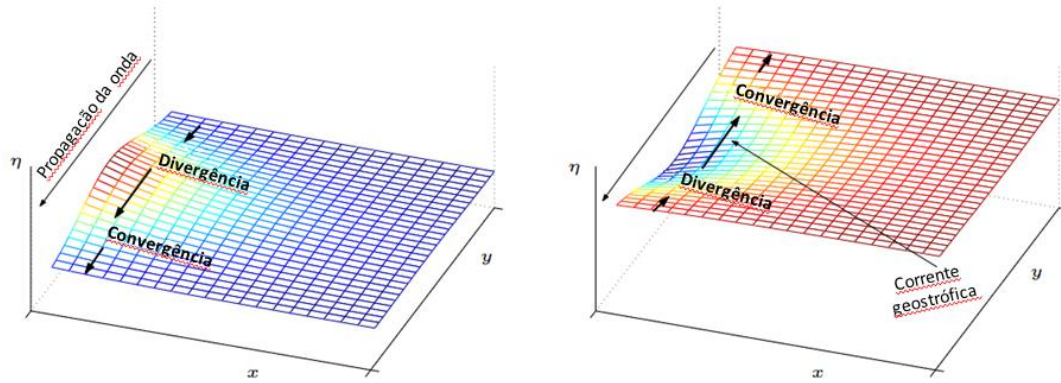


Figura A.1: Cristas e cavados das ondas de Kelvin no hemisfério norte. Devido às diferentes velocidades na crista e no cavado, os padrões de convergência e divergência criam uma elevação ou um declínio na superfície. Adaptada de CUSHMAN-ROISIN e BECKERS (2011).

A.1.2 Ondas Topográficas

Segundo CUSHMAN-ROISIN e BECKERS (2011) pequenas variações no parâmetro de Coriolis pode tornar um fluxo geostrofico estacionário em um lento fluxo associado às ondas planetárias e a irregularidades no fundo. As variações topográficas podem apresentar uma grande variedade de formas e tamanhos, mas para fins de ilustração os autores consideraram uma declividade de fundo uniforme, de forma a representar um modelo simplificado das ondas topográficas. Considerando Coriolis constante é possível escolher um eixo de referência. Nesse caso foi escolhido o eixo y para representar a direção do gradiente topográfico, onde o gradiente é expresso por:

$$H = H_0 + \alpha_0 y \quad (\text{A.10})$$

sendo H_0 uma profundidade de referência média e α_0 a declividade de fundo. O parâmetro topográfico (α) é representado por:

$$\alpha = \frac{\alpha_0 L}{H_0} \ll 1 \quad (\text{A.11})$$

Onde L é a escala de comprimento horizontal do movimento.

A declividade de fundo dá origem a novos termos na equação da continuidade (Eq. A.12) para águas rasas e a equação Eq. A.13 expressa a profundidade da camada de fluido instantâneo (Figura A.1.2):

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial(hu)}{\partial x} + \frac{\partial(hv)}{\partial y} = 0 \quad (\text{A.12})$$

$$h(x, y, t) = H_0 + \alpha_0 y + \eta(x, y, t) \quad (\text{A.13})$$

obtendo-se:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + (u \frac{\partial \eta}{\partial x} + v \frac{\partial \eta}{\partial y}) + (H_0 + \alpha_0 y) (\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}) + \eta (\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}) + \alpha_0 v = 0$$

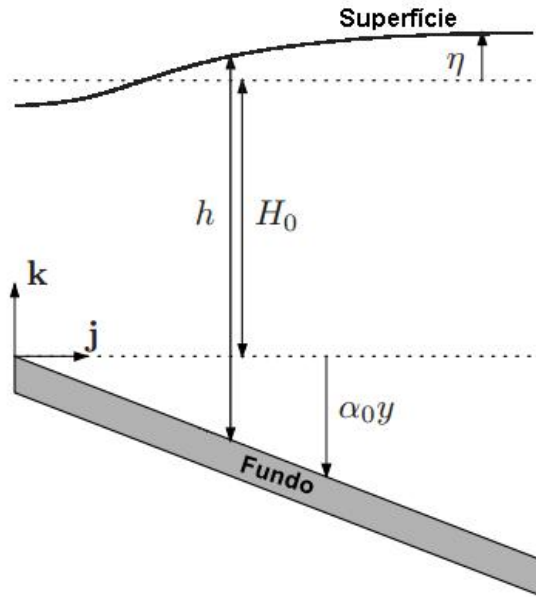


Figura A.2: Camada de fluido homogêneo sobre um fundo inclinado. Adaptada de CUSHMAN-ROISIN e BECKERS (2011).

Com o número de Rossby apresentando um valor muito baixo, os termos não lineares podem ser eliminados tornando a dinâmica linear. O termo $\alpha_0 y$ também pode ser eliminado em virtude da condição da equação Eq. A.11. Dessa forma as equações Eq. A.1 e Eq. A.2 tornam-se:

$$\frac{\partial u}{\partial t} - fv = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} \quad (\text{A.14})$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + fv = -g \frac{\partial \eta}{\partial y} \quad (\text{A.15})$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + H_0 \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) + a_0 v = 0 \quad (\text{A.16})$$

Esse conjunto de equações possui termos mais e menos significativos. Os termos significativos (f, g, H_0) são contrários à dinâmica geostrófica estacionária, a qual corresponde a uma frequência zero. Porém, na presença de um pequeno α_0 na última equação, o fluxo geostrófico não pode manter-se estacionário. Espera-se que esse fluxo seja pequeno em relação aos termos grandes, na ordem de α . Em outras palavras, espera-se que o número de Rossby local ($R_0 T = 1/\omega T$) seja comparável a α , levando à frequências de onda muito subinerciais:

$$w \sim 1/T \sim \alpha \omega \sim \alpha f \ll f$$

Como primeira aproximação são obtidos os termos geostróficos significativos:

$$u \simeq -(g/f) \frac{\partial \eta}{\partial y}$$

$$v \simeq +(g/f) \frac{\partial \eta}{\partial x}$$

Substituindo essas expressões nos campos das derivadas em função do tempo, o próximo grau de aproximação é:

$$u = \frac{g}{f} \left(\frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{g}{f^2} \frac{\partial^2 \eta}{\partial x \partial t} \right) \quad (\text{A.17})$$

$$v = \frac{g}{f} \left(\frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{g}{f^2} \frac{\partial^2 \eta}{\partial y \partial t} \right) \quad (\text{A.18})$$

O erro relativo é apenas da ordem de α^2 . Substituindo as componentes de velocidade u e v pelas últimas expressões (Eq. A.17 e Eq. A.18) na equação da continuidade (Eq. A.16) obtêm-se uma única equação do deslocamento da superfície η :

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} - R^2 \frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 \eta + \frac{\alpha_0 g}{f} \frac{\partial \eta}{\partial x} = 0 \quad (\text{A.19})$$

A componente ageostrófica de v é eliminada do termo $\alpha_0 v$ por ser da ordem de α^2 , onde todos os termos são da ordem de α . O raio de deformação, definido por:

$$R = \frac{\sqrt{gH_0}}{f} \quad (\text{A.20})$$

é constante, aproximando-se da definição original (Eq. A.8).

A solução da onda do tipo $\cos(k_x x + k_y y - wt)$ provê a relação de dispersão:

$$w = \frac{\alpha_0 g}{f} \frac{k_x}{1 + R^2(k_x^2 + k_y^2)} \quad (\text{A.21})$$

Nós podemos notar que se a declividade de fundo α_0 não estivesse presente a frequência poderia ser nula e o fluxo poderia tornar-se estacionário e geostrófico. Devido a presença da declividade de fundo, essas ondas são denominadas ondas topográficas.

A velocidade de fase na direção x é dada por:

$$c_x = \frac{w}{k_x} = \frac{\alpha_0 g}{f} \frac{1}{1 + R^2(k_x^2 + k_y^2)} \quad (\text{A.22})$$

e tem a assinatura de $\alpha_0 f$. Assim, as ondas topográficas se propagam no hemisfério norte (sul) com o lado mais raso a sua direita (esquerda).

A velocidade de fase de ondas topográficas varia com o número de onda, como ondas dispersivas. A máxima velocidade de fase possível ao longo das isóbatas é:

$$c = \frac{\alpha_0 g}{f} \quad (\text{A.23})$$

a qual é a velocidade de ondas muito longas ($k_x^2 + k_y^2 \rightarrow 0$).
Com a equação (Eq. A.21) nós temos:

$$\left(k_x - \frac{\alpha_0 g}{2fwR^2}\right)^2 + k_y^2 = \left(\frac{\alpha_0^2 g^2}{4f^2 R^4 w^2} - \frac{1}{R^2}\right) \quad (\text{A.24})$$

e notamos que a máxima frequência é:

$$|w|_{max} = \frac{|\alpha_0|g}{2|f|R} \quad (\text{A.25})$$

Isso implica que um forçante com frequência maior do que a frequência máxima não pode gerar ondas topográficas.

Onde a declividade topográfica é confinada entre uma parede costeira e um fundo plano abissal, como a plataforma continental, as ondas topográficas podem ser confinadas. O alongamento ou a compressão da coluna d'água gera uma diferença de vorticidade (Figura A.1.2) que tende a dirigi-la para sua posição original, mantendo-a confinada à costa (WANG e MOOERS, 1976). Matematicamente a solução é não periódica na região offshore, tem direção perpendicular à isóbata e assume um de diversos perfis possíveis (modos). Cada modo tem uma frequência correspondente, denominada ondas de plataforma continental.

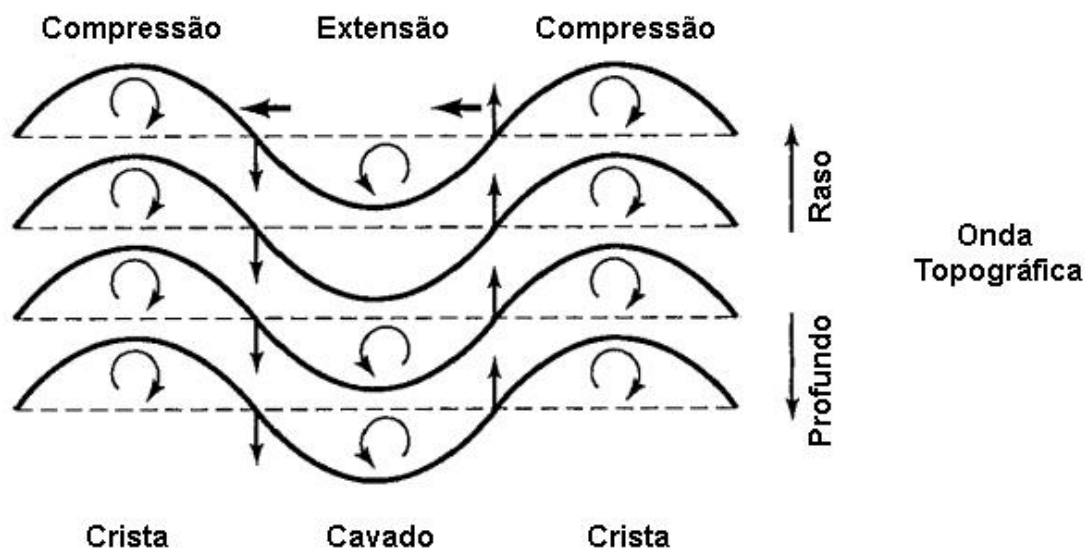


Figura A.3: Mecanismos físicos que impulsionam as ondas topográficas. As parcelas do fluido ao deslocarem-se reagem de acordo com a localização que ocupam desenvolvendo vorticidades horárias ou anti-horárias. Adaptada de CUSHMAN-ROISIN e BECKERS (2011).