



UNIVERSIDADE FEDERAL DO MARANHÃO
DEPARTAMENTO DE OCEANOGRAFIA E LIMNOLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM OCEANOGRAFIA - PPGOCEANO

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

VARIABILIDADE CLIMÁTICA REGIONAL DA CIRCULAÇÃO OCEÂNICA NO
OCEANO ATLÂNTICO EQUATORIAL OCIDENTAL

ADILSON MATHEUS BORGES MACHADO

São Luís
2019

Adilson Matheus Borges Machado

VARIABILIDADE CLIMÁTICA REGIONAL DA CIRCULAÇÃO OCEÂNICA NO
OCEANO ATLÂNTICO EQUATORIAL OCIDENTAL

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia da Universidade Federal do Maranhão para obtenção do título de Mestre em Oceanografia, subárea Dinâmica de Sistemas Costeiros e Oceânicos e Oceanografia Física.

Orientadora: Prof.^a Dr.^a Cláudia Klose Parise

São Luís
2019

Borges Machado, Adilson Matheus.

VARIABILIDADE CLIMÁTICA REGIONAL DA CIRCULAÇÃO OCEÂNICA
NO OCEANO ATLÂNTICO EQUATORIAL OCIDENTAL / Adilson Matheus
Borges Machado. - 2019.

116 f.

Orientador(a): Cláudia Klose Parise.

Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-graduação em
Oceanografia/ccbs, Universidade Federal do Maranhão, São
Luís, 2019.

1. ENOS. 2. Modelagem Oceânica Regional. 3. Modos de
Variabilidade. 4. ROMS. I. Klose Parise, Cláudia. II.
Título.

Adilson Matheus Borges Machado

VARIABILIDADE CLIMÁTICA REGIONAL DA CIRCULAÇÃO OCEÂNICA NO
OCEANO ATLÂNTICO EQUATORIAL OCIDENTAL

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia da Universidade Federal do Maranhão para obtenção do título de Mestre em Oceanografia, subárea Dinâmica de Sistemas Costeiros e Oceânicos e Oceanografia Física.

Orientadora: Prof.^a Dr.^a Cláudia Klose Parise.

Aprovado em 25/03/2019

BANCA EXAMINADORA

Prof.^a Dr.^a Cláudia Klose Parise
Orientadora/ DEOLI/UFMA /São Luís - MA

Prof. Dr. Luciano Ponzi Pezzi
Convidado/ INPE /São José dos Campos - SP

Prof.^a Dr.^a Doris Regina Aires Veleda
Convidada/ UFPE /Recife - PE

São Luís
2019

DEDICATÓRIA

*Aos meus pais Amarildo e
Janilene, pelo esforço e
dedicação para minha
formação.*

Dedico

AGRADECIMENTOS

Agradeço aos meus pais, Janilene Borges Machado e Amarildo Machado, pela determinação e trabalho para minha formação, sem eles eu nunca teria conseguido finalizar mais uma etapa acadêmica, amo vocês de todo o meu coração, minha irmã Maria Karolyna e minha tia Janaina Borges que sempre estiveram ao meu lado me dando força e incentivos na minha vida acadêmica-profissional, eu as amo demais. Agradeço toda minha família pelo apoio e pela torcida.

Agradeço a Fundação de Amparo à Pesquisa e ao Desenvolvimento Científico e Tecnológico do Maranhão pela concessão da bolsa de mestrado, sem ela jamais teria conseguido prosseguir me dedicando a pesquisa científica. Obrigado!

Agradeço imensamente e de coração a minha professora e orientadora Dra. Cláudia Klose Parise, que me ensinou tudo o que era necessário para conclusão deste trabalho, com reuniões em diversas tardes, com paciência, carinho e amor pela ciência, obrigado pela dedicação com seus alunos, pelas oportunidades dadas, obrigado também pela revisão deste texto. Sem você este trabalho não seria concluído. Meu muito obrigado de coração por ser esta pessoa fantástica!

Agradeço ao Dr. Luciano Pezzi pelo apoio dado durante a elaboração do presente estudo, mantendo colaboração do Laboratório de Estudos do Oceano e da Atmosfera (LOA) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) com o Laboratório de Estudos e Modelagem Climática (LaClima) da Universidade Federal do Maranhão.

Agradeço a banca Dra. Dóris Veleda e Dr. Luciano Pezzi pelas contribuições no presente estudo.

Agradeço ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia da Universidade Federal do Maranhão pela ajuda com recursos tecnológicos.

Agradeço aos meus companheiros do LaClima, Laisa, Gabriel, Gustavo, Thalita, Ricardo, Wesley, Ana Laura, Átila e João. Agradeço ao meu brother Pedro Freitas do LABCICLOS pela amizade e molecagens. Agradeço a Iara Ferreira do LABCICLOS pela amizade. Obrigado por deixarem essa caminha repleta de companhia e brincadeiras. Desejo todo sucesso a eles!

Agradeço ao LOA do INPE. Em especial a Leilane Gonçalves, Clarissa Endo, Leonardo Nascimento, Ueslei Sutil, Luciana Lima e Mainara Gouveia pela solução de dúvidas em obstáculos encontrados com o ROMS além da recepção fantástica que tive durante minha visita técnica ao INPE. Desejo todo sucesso a eles. Obrigado!

Agradeço aos funcionários do DEOLI, em especial, Júnior pela dedicação diária em chegar cedo para que eu conseguisse começar os trabalhos bem cedo, todos os dias!

VARIABILIDADE CLIMÁTICA REGIONAL DA CIRCULAÇÃO OCEÂNICA NO OCEANO ATLÂNTICO EQUATORIAL OCIDENTAL

RESUMO

O presente estudo buscou determinar o ciclo anual dos principais campos oceânicos superficiais e a variabilidade climática interanual do Oceano Atlântico Equatorial Ocidental (AEO), de modo a estabelecer relações com eventos fortes e moderados de El Niño e La Niña no Oceano Pacífico. Diante da importância da variabilidade climática dos campos oceânicos superficiais para o clima dos continentes adjacentes, a principal motivação deste estudo é explorar a variabilidade sazonal da Temperatura Superficial do Mar (TSM), da Salinidade Superficial do Mar (SSM) e das correntes superficiais no Oceano AEO a partir de simulações com um modelo numérico de circulação oceânica regional. Este estudo analisa também a variabilidade regional dos principais campos oceânicos superficiais na escala interanual e decenal. O modelo numérico *Regional Ocean Modeling System* (ROMS) foi utilizado para simular os campos de TSM, SSM, Altura da Superfície do Mar e Velocidade de Corrente em superfície. Os compostos de anomalias de TSM no Oceano AEO para as diferentes fases (El Niño x La Niña) e intensidades (forte x moderado) do fenômeno El Niño Oscilação Sul (ENOS) simulados pelo ROMS no Oceano AEO foram calculados para as 4 regiões do Niño no Oceano Pacífico Equatorial. Os resultados obtidos das simulações numéricas foram comparados com bases de dados de reanálise, observacionais oriundos de satélite e observacionais coletados *in situ*. As análises realizadas incluíram métricas estatísticas básicas e o método de Funções Ortogonais Empíricas (FOEs), este último visou determinar os modos principais de variabilidade dos campos de TSM e SSM. O padrão observado nas FOEs da TSM filtrada é consistente com as características da Oscilação Multidecadal do Atlântico (OMA) e do Modo Meridional do Atlântico (MMA). O presente estudo foi pioneiro em apresentar o ciclo anual dos principais campos oceânicos superficiais no Oceano AEO, simulados em escala regional, e para um período de 31 anos, representando de maneira satisfatória os principais processos oceânicos de mesoescala atuantes na região, mostrando também que o fenômeno climático global ENOS exerce forte influência sobre o campo de TSM do Oceano AEO. Esses resultados fornecem uma nova abordagem na análise da variabilidade climática interanual no Oceano AEO e de suas teleconexões com o Oceano Pacífico, uma vez que o conhecimento da mesma em escala regional é peça chave para a previsão do tempo e clima na região equatorial.

Palavras-chave: Modelagem Oceânica Regional. ROMS. Modos de Variabilidade. ENOS.

REGIONAL CLIMATE VARIABILITY OF OCEAN CIRCULATION IN THE WESTERN EQUATORIAL ATLANTIC OCEAN

ABSTRACT

The present study aimed to determine the annual cycle of the main surface oceanic fields and the interannual climatic variability of the Western Equatorial Atlantic Ocean (WEAO) in order to establish relations with strong and moderate El Niño and La Niña events in the Pacific Ocean. Given the importance of the climatic variability of the surface oceanic fields to the climate of the surrounding continents, the main motivation of this study is to explore the seasonal variability of Sea Surface Temperature (SST), Sea Surface Salinity (SSS) and of the surface currents in the WEAO simulations with a numerical model of regional ocean circulation. This study also analyzes the regional variability of the main surface oceanic fields on the interannual and decadal scale. The Regional Ocean Modeling System (ROMS) was used to simulate the SST, SSS, Sea Surface Height and Surface Velocity fields. The SST anomaly compounds in the WEAO for the different phases (El Niño x La Niña) and intensities (strong x moderate) of the El Niño Southern Oscillation (ENSO) phenomenon simulated by the ROMS model in the WEAO were calculated for the 4 regions of the Niño in the Equatorial Pacific Ocean. The results obtained from the numerical simulations were compared with reanalysis databases, observational satellite data and observational data collected in situ. The analyzes used include basic statistical metrics and the Empirical Orthogonal Functions (EOF) method, with the latter aiming to determine the main modes of variability of the SST and SSS fields. The pattern observed in the EOF of the filtered SST is consistent with the characteristics of the Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) and the Atlantic Meridional Mode (AMM). The present study pioneered in presenting the annual cycle of the main surface oceanic fields in the WEAO simulated on a regional scale for a period of 31 years, satisfactorily representing the main mesoscale oceanic processes in the region, also showing that the global climate phenomenon ENSO exerts a strong influence on the SST field of the WEAO. These results provide a new approach in the analysis of interannual climatic variability in the WEAO and its teleconnections with the Pacific Ocean, since this knowledge on a regional scale is a key element for the forecast of the weather and climate in the equatorial region.

Keywords: Regional Oceanic Modeling. ROMS. Modes of Variability. ENOS.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1** – Diagrama esquemático dos diferentes mecanismos sugeridos para gerar eventos do Oceano Niño: (a) o feedback de Bjerknes incluindo um enfraquecimento dos ventos alísios e ajustes de inclinação da termoclina através da propagação de Ondas Kelvin (OK) equatoriais; (b) advecção meridional de anomalias de temperatura; c) reflexão das Ondas de Rossby (OR); (d) jatos profundos equatoriais; e (e) anomalias do fluxo de calor em superfície. Adaptado de: LÜBBECKE et al. (2018). 3
- Figura 2** – Representação dos padrões médios oceânicos e atmosféricos que contribuem para o deslocamento da ZCIT sobre o Oceano AEO influenciados pela Alta Subtropical ou Anticiclone do Atlântico Norte (AAN) e Sul (AAS) e sua atuação sobre as Regiões Norte e Nordeste do Brasil, durante: (a) anos normais, chuvosos e muito chuvosos e (b) anos seco e muito secos. Adaptado: FERREIRA; MELLO, 2005..... 7
- Figura 3** – Mapa esquemático ilustrando a distribuição horizontal das principais correntes oceânicas superficiais do Atlântico Tropical com o domínio do presente estudo destacado em vermelho (oceano AE): (a) Outono e (b) Primavera. Siglas: Corrente Norte Equatorial (CNE); Contra-Corrente Norte Equatorial (CCNE); Corrente da Guiné (CG); Corrente Sul Equatorial (CSE); Corrente Sul Equatorial central (CSEc); Corrente Sul Equatorial Norte (CSEn); Corrente Sul Equatorial Sul (CSEs); Corrente Norte do Brasil (CNB); Corrente do Brasil (CB); Corrente da Angola (CA); Contra-Corrente Sul Equatorial (CCSE); Subcorrente Equatorial (SE) e Subcorrente Equatorial Sul (SEs). Adaptado de: (STRAMMA; SCHOTT, 1999). 10
- Figura 4** – (a) Localização das quatro regiões do Niño definidas pelo Centro de Análise de Clima dos EUA. Região do Niño 1+2 (0° a 10°S, 90°W a 80°W), Niño 3 (5° N a 5° S, 150° W a 90°W), Niño 3.4 (5°N a 5°S, 170° W a 120°W), Niño 4 (5°N a 5°S, 160°E a 150°W) e Região do oceano AE (12°N a 12°S, 60°W a 19,4°W). 14
- Figura 5** – Batimetria do domínio estudado na resolução de 0,0083°. 19
- Figura 6** – Série temporal da descarga fluvial dos rios implementados no modelo oceânico. (a) Amazonas, (b) Tocantins e (c) Parnaíba extraídas das bases de dados da ANA e do SO HYBAM. 22
- Figura 7** – Série temporal da salinidade superficial utilizada nos pontos de descarga no modelo oceânico para os Rios Amazonas, Tocantins e Parnaíba extraídas dos dados de reanálise do SODA3.3.1. 23
- Figura 8** – Localização das boias PIRATA no Oceano Atlântico Tropical com destaque para a localização das duas boias utilizadas no presente estudo..... 25
- Figura 9** – Grade numérica elaborado para o domínio do oceano AE aplicada ao modelo e boias PIRATA utilizadas na avaliação do modelo. 26
- Figura 10** – Série temporal (1985 a 2015) do Índice Oceânico do Niño (ION) com as anomalias trimestrais de TSM para as regiões do: (a) Niño 1+2; (b) Niño 3; (c) Niño 3.4; (d) Niño 4 extraídas dos dados de reanálise do SODA3.3.1. As linhas pontilhadas representam os limiares de ATSM para eventos moderados de El Niño ($\geq 1,0$), enquanto as linhas tracejadas representam os limiares de ATSM para eventos fortes ($\geq 1,5$). 29

Figura 11 – Climatologia mensal (janeiro a dezembro) da TSM, em °C, para o período de 1985 a 2015, oriunda da reanálise do SODA3.3.1 (primeira coluna) e dados observacionais do WOA18 (segunda coluna) e suas respectivas diferenças (terceira coluna).....	32
Figura 12 – Climatologia mensal (janeiro a dezembro) da SSM, para o período de 1985 a 2015, oriunda da reanálise do SODA3.3.1 (primeira coluna) e dados observacionais do WOA18 (segunda coluna) e suas respectivas diferenças (terceira coluna).....	35
Figura 13 – Série temporal (1998 a 2015) mensal da velocidade zonal (u) do vento a 10 metros extraídos dos dados de reanálise do CFSR e boias PIRATA: (a) 8°N e 38°W; (b) 4°N e 38°W; (c) 4°N e 23°W; (d) 0° 23°W; (e) 0° e 35°W; (f) 8°S e 30°W.....	38
Figura 14 – Série temporal (1998 a 2015) mensal da velocidade meridional (v) do vento a 10 metros extraídos dos dados de reanálise do CFSR e boias PIRATA: (a) 8°N e 38°W; (b) 4°N e 38°W; (c) 4°N e 23°W; (d) 0° 23°W; (e) 0° e 35°W; (f) 8°S e 30°W.....	39
Figura 15 – Climatologia mensal (1985 a 2015) dos campos de TSM, em °C, obtidos no experimento com o ROMS (primeira coluna), dados observacionais do WOA18 (segunda coluna) e suas respectivas diferenças (terceira coluna).....	41
Figura 16 – Diagrama de Hovmöller das diferenças de TSM (°C) obtidos no experimento com o ROMS com os dados de reanálise do SODA3.3.1 representando a variação zonal da TSM considerando uma média de todas as latitudes (12°N a 12°S) no tempo (longitude x tempo). 44	
Figura 17 – Diagrama de Hovmöller das diferenças de Temperatura (°C) obtidos no experimento com o ROMS com os dados de reanálise do SODA3.3.1 representando a variação em profundidade da Temperatura no tempo (profundidade x tempo).	45
Figura 18 – Climatologia mensal (1985 a 2015) dos campos de SSM obtidos no experimento com o ROMS (primeira coluna), dados observacionais do WOA18 (segunda coluna) e suas respectivas diferenças (terceira coluna).	47
Figura 19 – Climatologia mensal (1985 a 2015) dos campos de ASM, metros, obtidos no experimento com o ROMS (primeira coluna), campos de topografia dinâmica absoluta do AVISO (segunda coluna) e suas respectivas diferenças (terceira coluna).....	51
Figura 20 – Climatologia mensal (1985 a 2015) dos campos de velocidade superficial, m s ⁻¹ , obtidos no experimento com o ROMS (primeira coluna), campos de velocidade do OSCAR (segunda coluna) e suas respectivas diferenças (terceira coluna).....	55
Figura 21 – Série temporal (1998 a 2015) da TSM (°C) mensal simulada pelo modelo ROMS e boias PIRATA: (a) 8°N 38°W; (b) 4°N 38°W; (c) 4°N 23°W; (d) 0° 23°W; (e) 0° 35°W; (f) 8°S 30°W.....	58
Figura 22 – Série temporal (1998 a 2015) da SSM mensal simulada pelo modelo ROMS e boias PIRATA: (a) 8°N 38°W; (b) 4°N 38°W; (c) 4°N 23°W; (d) 0° 23°W; (e) 0° 35°W; (f) 8°S 30°W.	59
Figura 23 – Perfil vertical (0 a 500 m) médio anual (1998-2015) da Temperatura (°C) do modelo ROMS (vermelho) e das boias PIRATA (preto) onde os pontos representam a frequência dos dados: (a) 8°N e 38°W; (b) 4°N e 38°W; (c) 4°N e 23°W; (d) 0° e 23°W; (e) 0° e 35°W; (f) 8°S e 30°W.....	61

Figura 24 – Perfil vertical (0 a 120 m) médio anual (1998-2015) da Salinidade do modelo ROMS (vermelho) e das boias PIRATA (preto) onde os pontos representam a frequência dos dados: (a) 8°N e 38°W; (b) 4°N e 38°W; (c) 4°N e 23°W; (d) 0° e 23°W; (e) 0° e 35°W; (f) 8°S e 30°W.	62
Figura 25 – Erro Médio Quadrático associado às diferenças entre as condições iniciais e de contorno com os dados observacionais para SODA-WOA18, ROMS-WOA18, ROMS-AVISO, ROMS-OSCAR e ROMS-SODA: (a) TSM, (b) SSM, (c) ASM e (d) Velocidades de Correntes.	64
Figura 26 – Compostos de ATSMs no AEO simulados pelo modelo ROMS em eventos de El Niño forte para região do Niño 3.	66
Figura 27 – Compostos de ATSMs no AEO simulados pelo modelo ROMS em eventos de La Niña forte para região do Niño 3.	67
Figura 28 – Compostos de ATSMs no AEO simulados pelo modelo ROMS em eventos de El Niño moderado para região do Niño 3.	69
Figura 29 – Compostos de ATSMs no AEO simulados pelo modelo ROMS em eventos de La Niña moderada para região do Niño 3.	70
Figura 30 – Séries temporais trimestrais médias com as ATSMs para o oceano AE simulados pelo ROMS, quando aconteciam, no Oceano Pacífico, os eventos moderados ($ATSM \geq 1,0$) e eventos fortes ($ATSM \geq 1,5$). (a) Niño 1+2; (b) Niño 3; (c) Niño 3.4; (d) Niño 4.....	71
Figura 31 – Modos principais de variabilidade de TSM simulada pelo ROMS aplicado aos dados brutos (sem filtragem) para o período de 1985 a 2015: (a) FOE ₁ ; (b) FOE ₂ ; (c) Coeficiente de expansão da FOE ₁ ; (d) Coeficiente de expansão da FOE ₂ . Valores máximos e mínimos de 0,03 e -0,03, respectivamente, com intervalo de contorno de 0,001.	72
Figura 32 – Modos principais de variabilidade de TSM filtrada, para o período de 1985 a 2015 simulados pelo ROMS: (a) FOE ₁ ; (b) FOE ₂ ; (c) Coeficiente de expansão FOE ₁ ; (d) Coeficiente de expansão FOE ₂ . Valores máximos e mínimos de 0,02 e -0,02, respectivamente, com intervalo de contorno de 0,002.....	73
Figura 33 – Modos principais de variabilidade de SSM simulada pelo ROMS aplicado aos dados brutos (sem filtragem) para o período de 1985 a 2015: (a) FOE ₁ ; (b) FOE ₂ ; (c) Coeficiente de expansão da FOE ₁ ; (d) Coeficiente de expansão da FOE ₂ . Valores máximos e mínimos de 0,02 e -0,02, respectivamente, com intervalo de contorno de 0,001.	75
Figura 34 – Modos principais de variabilidade de SSM com filtro anual para o período de 1985 a 2015 simulados pelo ROMS: (a) FOE ₁ ; (b) FOE ₂ ; (c) Coeficiente de expansão FOE ₁ ; (d) Coeficiente de expansão FOE ₂ . Valores máximos e mínimos de 0,08 e -0,08, respectivamente, com intervalo de contorno de 0,002.....	77
Figura 35 – Compostos sazonais de ATSMs no AE simuladas pelo modelo ROMS para a região do Niño 1+2 em evento de El Niño forte.	92
Figura 36 – Compostos sazonais de ATSMs no AE simuladas pelo modelo ROMS para a região do Niño 1+2 em evento de El Niño moderado.	93

Figura 37 – Compostos sazonais de ATSMs no AE simuladas pelo modelo ROMS para a região do Niño 1+2 em evento de La Niña forte.....	93
Figura 38 – Compostos sazonais de ATSMs no AE simuladas pelo modelo ROMS para a região do Niño 1+2 em evento de La Niña moderada.	94
Figura 39 – Compostos sazonais de ATSMs no AE simuladas pelo modelo ROMS para a região do Niño 3.4 em evento de El Niño forte.	94
Figura 40 – Compostos sazonais de ATSMs no AE simuladas pelo modelo ROMS para a região do Niño 3.4 em evento de El Niño moderado.	95
Figura 41 – Compostos sazonais de ATSMs no AE simuladas pelo modelo ROMS para a região do Niño 3.4 em evento de La Niña forte.	95
Figura 42 – Compostos sazonais de ATSMs no AE simuladas pelo modelo ROMS para a região do Niño 3.4 em evento de La Niña moderada.	96
Figura 43 – Compostos sazonais de ATSMs no AE simuladas pelo modelo ROMS para a região do Niño 4 em evento de El Niño forte.	96
Figura 44 – Compostos sazonais de ATSMs no AE simuladas pelo modelo ROMS para a região do Niño 4 em evento de El Niño moderado.	97
Figura 45 – Compostos sazonais de ATSMs no AE simuladas pelo modelo ROMS para a região do Niño 4 em evento de La Niña forte.	97
Figura 46 – Compostos sazonais de ATSMs no AE simuladas pelo modelo ROMS para a região do Niño 4 em evento de La Niña moderada.	98
Figura 47 – Série temporal (1998 a 2015) dos perfis verticais (0 a 500 m) da Temperatura (°C) das boias PIRATA. (a) 8°N e 38°W; (b) 4°N e 38°W; (c) 4°N e 23°W; (d) 0° e 23°W; (e) 0° e 35°W; (f) 8°S e 30°W.	98
Figura 48 – Série temporal (1998 a 2015) dos perfis verticais (0 a 500 m) da Temperatura (°C) do modelo ROMS para as coordenadas das boias PIRATA. (a) 8°N e 38°W; (b) 4°N e 38°W; (c) 4°N e 23°W; (d) 0° e 23°W; (e) 0° e 35°W; (f) 8°S e 30°W.	99

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Dados utilizados para realização e avaliação das simulações do modelo oceânico.	18
Tabela 2 – Localização geográfica das estações fluviométricas dos rios implementados no modelo oceânico regional.....	22
Tabela 3 – Boias PIRATA utilizadas para a análise dos resultados do ROMS.....	25
Tabela 4 – RMSE TSM e SSM entre resultados simulados pelo ROMS e as boias PIRATA.	65
Tabela 5 – Anos de eventos ENOS fortes e moderados para a região do Niño 3.....	65

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AC – Água Costeira
ACA – Água Circumpolar Antártica
ACAS – Água Central do Atlântico Sul
AE – Atlântico Equatorial
AIA – Água Intermediária Antártica
ANA – Agência Nacional De Águas
APAN – Água Profunda do Atlântico Norte
ASM – Altura da Superfície do Mar
AT – Atlântico Tropical
ATN – Atlântico Tropical Norte
ATS – Atlântico Tropical Sul
AVHRR – *Advanced Very High Resolution Radiometer*
AVISO – *Archiving Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic Data*
CB – Corrente do Brasil
CC – Condições de Contorno
CCNE – Contracorrente Norte Equatorial
CFSR – *Climate Forecast System Reanalysis*
CI – Condições Iniciais
CMEMS – *Copernicus Marine Environment Monitoring Service*
CNB – Corrente Norte do Brasil
CNE – Corrente Norte Equatorial
CSE – Corrente Sul Equatorial
CSEc – Corrente Sul Equatorial Central
CSEn – Corrente Sul Equatorial Norte
CSEs – Corrente Sul Equatorial Sul
DPA – Dipolo do Atlântico
ENOS – El Niño Oscilação Sul
GEBCO – *General Bathymetric Chart of the Oceans*
INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
MMA – Modo Meridional do Atlântico
NCEP – *National Centers for Environmental Prediction*
NCODA – *Navy Coupled Ocean Data Assimilation*
NOAA – *National Oceanic and Atmospheric Administration*
OITs – Ondas de Instabilidade Tropical
OMJ – Oscilação *Madden–Julian*
OSCAR – *Ocean Surface Current Analysis Real-time*
PC – Plataforma Continental
PE – Pacífico Equatorial
PIRATA – *Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic*
ROMS – *Regional Ocean Modeling System*
SCRUM – *S-Coordinate Rutgers University Model*
SE – Subcorrente Equatorial

SEs – Subcorrente Equatorial Sul
SNB – Subcorrente Norte do Brasil
SODA – *Simple Ocean Data Assimilation*
SSM – Salinidade da Superfície do Mar
TSM – Temperatura Superficial do Mar
WOA18 – *World Ocean Atlas 2018*
ZCAS – Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT – Zona de Convergência Interopical

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
2. OBJETIVOS	6
2.1. OBJETIVO GERAL.....	6
2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	6
3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	7
3.1. OCEANO ATLÂNTICO EQUATORIAL.....	7
3.1.1. Circulação Atmosférica.....	7
3.1.2. Circulação Oceânica.....	10
3.2. MODOS DE VARIABILIDADE CLIMÁTICA.....	13
3.1.2. Modo Zonal do Atlântico.....	13
3.1.3. Modo Meridional do Atlântico.....	15
4. MATERIAIS E MÉTODOS	16
4.1. MODELO NUMÉRICO OCEÂNICO.....	16
4.1.1. Condições Iniciais e de Contorno Utilizadas no Modelo Oceânico.....	18
4.1.2. Dados para Avaliação do Modelo ROMS.....	23
4.1.3. Configuração da Grade Numérica.....	25
4.1.4. Descrição dos Experimentos Numéricos.....	26
4.3. ANÁLISES ESTATÍSTICAS.....	27
4.3.1. Viés, Anomalia e Erro Médio Quadrático.....	27
4.3.2. Compostos Climáticos.....	28
4.3.3. Funções Ortogonais Empíricas.....	29
5. RESULTADOS E DISCUSSÃO	31
5.1. AVALIAÇÃO DAS CONDIÇÕES INICIAIS E DE CONTORNO DO ROMS.....	31
5.1.1. Temperatura da Superfície do Mar.....	31
5.1.2. Salinidade da Superfície do Mar.....	34
5.2. AVALIAÇÃO DAS FORÇANTES ATMOSFÉRICAS DO ROMS.....	37
5.3. AVALIAÇÃO DOS CAMPOS OCEÂNICOS SIMULADOS PELO ROMS.....	40
5.3.1. Ciclo Anual da Temperatura da Superfície do Mar.....	40
5.3.2. Ciclo Anual da Salinidade da Superfície do Mar.....	46
5.3.3. Ciclo Anual da Altura da Superfície do Mar.....	49
5.3.4. Ciclo Anual das Velocidades de Correntes Superficiais.....	53
5.4. COMPARAÇÃO DAS SIMULAÇÕES DO ROMS COM DADOS OBSERVACIONAIS.....	57
5.5. COMPOSTOS DE ANOMALIAS DE TSM SIMULADAS PELO ROMS PARA EVENTOS ENOS.....	65
5.6. VARIABILIDADE REGIONAL NO OCEANO ATLÂNTICO EQUATORIAL.....	71
5.6.1. Modos Principais de Temperatura da Superfície do Mar.....	71
5.6.2. Modos Principais de Salinidade da Superfície do Mar.....	75

6. CONCLUSÕES	79
7. TRABALHOS FUTUROS	80
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	81
APÊNDICE A - Compostos de eventos ENOS Simuladas pelo ROMS	92

1. INTRODUÇÃO

Em larga escala, o modo principal de variabilidade do Sistema Oceano-Atmosfera de periodicidade interanual é o El Niño Oscilação Sul (ENOS), um fenômeno acoplado que tem sido muito estudado nas últimas décadas (p.e., GERSHUNOV, 1998; LÜBBECKE *et al.*, 2018; WANG *et al.*, 2014). Em condições normais de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) há um movimento ascendente da célula de convecção (baixa pressão em superfície, que favorece a formação de nuvens) na América do Sul e movimento descendente no oceano Pacífico Leste (alta pressão em superfície) que dificulta a formação de nuvens).

As anomalias positivas (negativas) da TSM no Oceano Pacífico associadas aos episódios El Niño (La Niña) produzem convecção anômala e divergência em altos níveis, ocasionando anomalias de TSM no Oceano Atlântico Equatorial que conseqüentemente causam anomalias significativas de precipitação nas regiões Sul, Sudeste e Nordeste do Brasil (ANDREOLI; KAYANO, 2006; GRIMM; BARROS; DOYLE, 2000; PEZZI; CAVALCANTI, 2001). O regime de precipitação nas regiões Norte e Nordeste do Brasil também são influenciadas pelo gradiente inter-hemisférico de TSM (Modo Meridional do Atlântico – MMA) (CHIANG; KUSHNIR; GIANNINI, 2002; NOBRE; SHUKLA, 1996).

Climatologicamente, a circulação oceânica e atmosférica superficial nas bacias do Pacífico e Atlântico Equatorial apresentam semelhanças, tais como o sistema de ventos alísios, a ressurgência equatorial e a presença da língua fria a leste das bacias associada a uma termoclina mais rasa. A presença de anomalias de TSM na região equatorial por sua vez altera a estabilidade da atmosfera adjacente, e modifica, via retroalimentação (ou *feedbacks*) no acoplamento oceano-atmosfera, a circulação local (KEENLYSIDE; LATIF, 2007). As anomalias climáticas locais podem também estar associadas a forçantes remotas via teleconexões, como é o caso do Oceano Atlântico Equatorial cuja variabilidade é em parte governada pelo fenômeno ENOS (KEENLYSIDE; LATIF, 2007; PRODHOMME *et al.*, 2019; RICHTER *et al.*, 2012).

A variabilidade climática interanual do Oceano Atlântico Equatorial caracteriza-se por anomalias negativas de TSM sobre a região da língua fria do Atlântico (p.e., Foltz; McPhaden, 2010a; Kristin; Brandt; Lubbecke, 2016), padrão espacial referido como Modo Zonal do Atlântico ou Niño do Atlântico (BELLOMO *et al.*, 2015; XIE; CARTON, 2004). Esse campo anômalo de TSM ao longo do equador surge a leste e se estende até a porção oeste do Oceano Atlântico Equatorial e ocorre em associação a um enfraquecimento dos ventos alísios próximo

à longitude de 20°W, gerando impactos sobre a precipitação na América do Sul (BELLOMO *et al.*, 2015; RUIZ-BARRADAS; CARTON; NIGAM, 2000; XIE; CARTON, 2004).

O enfraquecimento dos ventos alísios de sudeste no oceano Atlântico Ocidental Tropical pode causar o deslocamento da Corrente de Benguela-Angola mais ao sul, provocando o estabelecimento de águas mais quentes., por causa da semelhança com o fenômeno do El Niño no Pacífico (ENOS), este evento quente no oceano Atlântico Tropical Sul (ATS) foi chamado de Niño de Benguela ou Niño do Atlântico. O Niño do Atlântico atua com maior assinatura no inverno austral (junho-julho-agosto) e distingue-se em dois tipos, o Niño Atlântico canônico e Niño Atlântico não-canônico (RICHTER *et al.*, 2012). Os eventos canônicos são caracterizados pelo rápido desenvolvimento de anomalias de TSM precedidas por anomalias de vento de oeste. As anomalias do vento atingem o pico em maio, e as anomalias de TSM atingem o pico dois meses depois, em julho, confinadas na língua fria e na região da ressurgência costeira de Benguela. Os eventos não canônicos mostram um aquecimento generalizado de TSM no oceano Atlântico Tropical do Norte (ATN) durante o mês de abril. Em julho, o aquecimento diminui no ATN e é mais pronunciado na região equatorial (RICHTER *et al.*, 2012).

Intensas assimetrias zonais e meridionais das anomalias térmicas são observadas na região equatorial, decorrentes da presença da língua fria e da advecção dos fluxos de calor, respectivamente (Krishnamurti *et al.*, 2016). Os *feedbacks* de Bjerknes (Bjerknes, 1969) e de vento-evaporação-TSM (Xie; Philander, 1994) também atuam no desenvolvimento das assimetrias térmicas equatoriais e estão entre os mecanismos (Figura 1) responsáveis pela gênese do Niño do Atlântico (LÜBBECKE *et al.*, 2018).

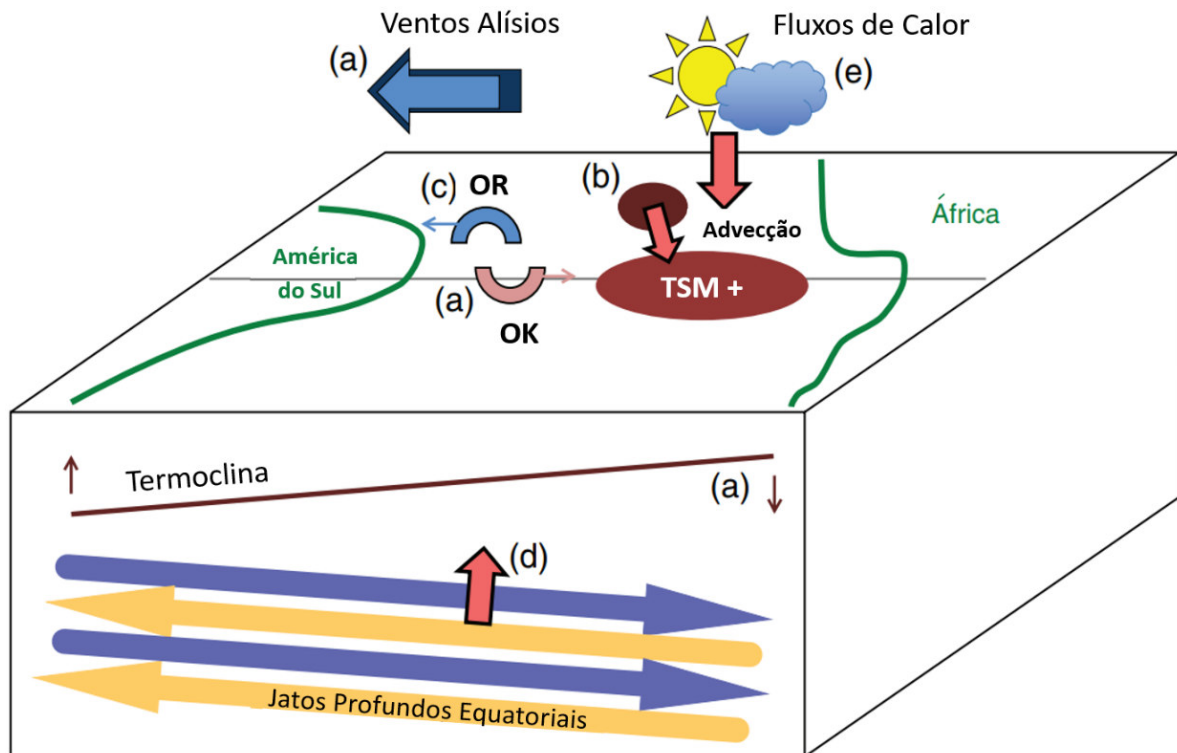
O *feedback* de Bjerknes se configura por anomalias no conteúdo de calor no oceano forçadas por anomalias na tensão de cisalhamento do vento na região do Atlântico Tropical Ocidental via propagação para leste de Ondas de Kelvin (OK). Quando essas ondas atingem a borda leste do domínio são parcialmente refletidas, passando a se propagar para oeste, e para sul ao longo da costa africana, como Ondas de Rossby (OR) (Figura 1) (POLO *et al.*, 2008). Quando essas ondas que se propagam para sul chegam à Frente Angola-Benguela próximo a 17°S, onde afloram as águas frias da termoclina, as anomalias de TSM podem ser intensificadas, gerando os Niño do Atlântico (BACHÈLERY; ILLIG; DADOU, 2015; LÜBBECKE *et al.*, 2010; RICHTER *et al.*, 2010, 2012; TOHME *et al.*, 2007).

As ondas de Instabilidade Tropicais (OITs) se comportam como ondas de gravidade de Rossby que se propagam para oeste com comprimentos de onda de 600 a 2600 km e períodos de 15 a 37 dias no oceano Atlântico. O processo de formação é a instabilidade gerada pelo

cisalhamento do sistema de correntes zonais equatoriais do Atlântico fluxos alternados de leste e oeste. Neste ambiente de intenso cisalhamento com um acentuado gradiente de temperatura, as OITs são desenvolvidas e mantidas através de instabilidades barotrópicas e baroclínicas. (CALTABIANO; ROBINSON; PEZZI, 2005; DE DECCO et al., 2018; HOLMES; THOMAS, 2015; LYMAN et al., 2005; PHILANDER, 1976).

A circulação superficial de ventos e correntes nas bacias oceânicas do Pacífico e Atlântico apresentam semelhanças, tais como o sistema de ventos alísios, a língua fria equatorial e a termoclina mais rasa a leste da bacia. Tais semelhanças implicam na existência de retroalimentação (*feedbacks*) no acoplamento entre o oceano e a atmosfera. O termo teleconexão se refere à ligação entre anomalias climáticas locais e forçantes remotas. Acredita-se que a variabilidade no Atlântico equatorial seja governada por processos semelhantes ao ENOS.

Figura 1 – Diagrama esquemático dos diferentes mecanismos sugeridos para gerar eventos do Oceano Niño: (a) o *feedback* de Bjerknes incluindo um enfraquecimento dos ventos alísios e ajustes de inclinação da termoclina através da propagação de Ondas Kelvin (OK) equatoriais; (b) advecção meridional de anomalias de temperatura; (c) reflexão das Ondas de Rossby (OR); (d) jatos profundos equatoriais; e (e) anomalias do fluxo de calor em superfície. Adaptado de: LÜBBECKE *et al.* (2018).



A variabilidade da TSM no Atlântico Equatorial é ainda influenciada por um sinal dominante da variabilidade da velocidade zonal interanual, e independe das forçantes

atmosféricas, são os Jatos Profundos Equatoriais (Figura 1), no Atlântico, com uma largura meridional de aproximadamente 2° , e são encontrados em uma faixa de profundidade entre 200 e 3000 m, tendo sua energia projetada em direção à superfície e afetando, portanto, a TSM (BRANDT *et al.*, 2011). Eles têm amplitudes de até 20 cm s^{-1} com escalas verticais variando de 300 a 700 m em escalas zonais comparáveis à largura da bacia (BOURLÈS *et al.*, 2008; BUNGE *et al.*, 2008; CLAUS *et al.*, 2016).

A variabilidade climática do Oceano Atlântico Equatorial é influenciada também por outro modo principal, o Modo Meridional do Atlântico (MMA) ou Dipolo do Atlântico, o qual é caracterizado por anomalias de TSM assimétricas entre o Atlântico Tropical Norte e o Atlântico Tropical Sul. As anomalias de TSM inter-hemisféricas conduzem a posição meridional da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e, portanto, influenciam consideravelmente as chuvas nas regiões Norte e Nordeste do Brasil (NOBRE e SHUKLA, 1996; PEZZI e CAVALCANTI, 2001; SERVAIN *et al.*, 1999; XIE e CARTON, 2004). O MMA é um modo dinâmico que também envolve o *feedback* positivo de vento-evaporação-TSM (Xie e Philander, 1994), intrínseco ao sistema acoplado oceano-atmosfera tropical (XIE e CARTON, 2004).

A Salinidade da Superfície do Mar (SSM), por sua vez, é indicadora de mudanças no ciclo hidrológico do sistema climático acoplado, uma vez que resulta do saldo líquido dos processos de evaporação, precipitação, congelamento e derretimento de gelo, escoamento superficial terrestre, advecção oceânica, mistura vertical turbulenta e molecular. Por isso, as mudanças da SSM têm um papel importante na dinâmica regional e nos *feedbacks* entre oceano e atmosfera, influenciando a estratificação da coluna de água e, conseqüentemente, a profundidade da camada de mistura e os gradientes de densidade em grande escala (AWO *et al.*, 2018; FRIEDMAN *et al.*, 2017; TYAQUIÇÃ *et al.*, 2017).

Alguns estudos revelam que a longo prazo observa-se um padrão espacial com valores crescentes de SSM em latitudes subtropicais, decorrentes das altas taxas de evaporação, e valores decrescentes de SSM em latitudes equatoriais, em virtude das altas taxas de precipitação (influenciadas principalmente pela atuação da ZCIT) e das descargas dos principais rios da Amazônia e da África e em latitudes polares, onde tem se relatado um maior derretimento do gelo continental (BOYER *et al.*, 2005; DURACK e WIJFFELS, 2010; HELM; BINDOFF; CHURCH, 2010).

A trajetória, extensão e transporte da pluma de água doce do Rio Amazonas, o qual tem forte contribuição da descarga de água em Óbidos (p.e. Zeng *et al.*, 2008), é principalmente influenciada pelo fluxo da Corrente Norte do Brasil (CNB). Em anos anômalos, a exemplo de

La Niña, quando se observa um aumento das chuvas sobre as regiões Norte e Nordeste do Brasil, o volume de descarga da pluma amazônica chega a aumentar em 10%, padrão observado nas frequências interanuais e decadais (AMARASEKERA *et al.*, 1997; GRODSKY *et al.*, 2014).

Diante da importância e complexidade da variabilidade climática dos campos oceânicos superficiais para o clima dos continentes adjacentes, a principal motivação deste estudo é explorar a variabilidade sazonal da TSM, SSM e correntes superficial no Oceano Atlântico Equatorial a partir de simulações com um modelo numérico de circulação oceânica regional. Buscando avaliar as relações com forçantes remotas oriundas do Pacífico Equatorial, este estudo analisa também a variabilidade regional (de $0,5^\circ$ para $0,08^\circ$ em latitude e longitude) dos principais campos oceânicos superficiais na escala interanual e decenal.

2. OBJETIVOS

2.1. OBJETIVO GERAL

O presente estudo tem como objetivo principal estudar a variabilidade climática dos campos oceânicos superficiais no Oceano Atlântico Equatorial Ocidental (Oceano AEO), bem como avaliar influências remotas de teleconexões Pacífico-Atlântico Equatorial em escala regional.

2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Simular a circulação oceânica regional no domínio do Oceano Atlântico Equatorial Ocidental a fim de representar feições oceanográficas de mesoescala (p.e., a pluma dos rios amazônicos, os vórtices oceânicos da Retroflexão da Corrente Norte do Brasil e a ressurgência equatorial) a longo prazo (31 anos).
- Avaliar os resultados simulados pelo modelo oceânico regional por meio da comparação com dados observacionais e dados observacionais *in situ* disponíveis para a região de estudo.
- Determinar os modos principais de variabilidade regional da TSM e SSM simuladas pelo modelo oceânico no domínio do Oceano AEO.
- Estabelecer relações entre a variabilidade climática remota (ENOS) com os campos de TSM simulados pelo modelo oceânico.

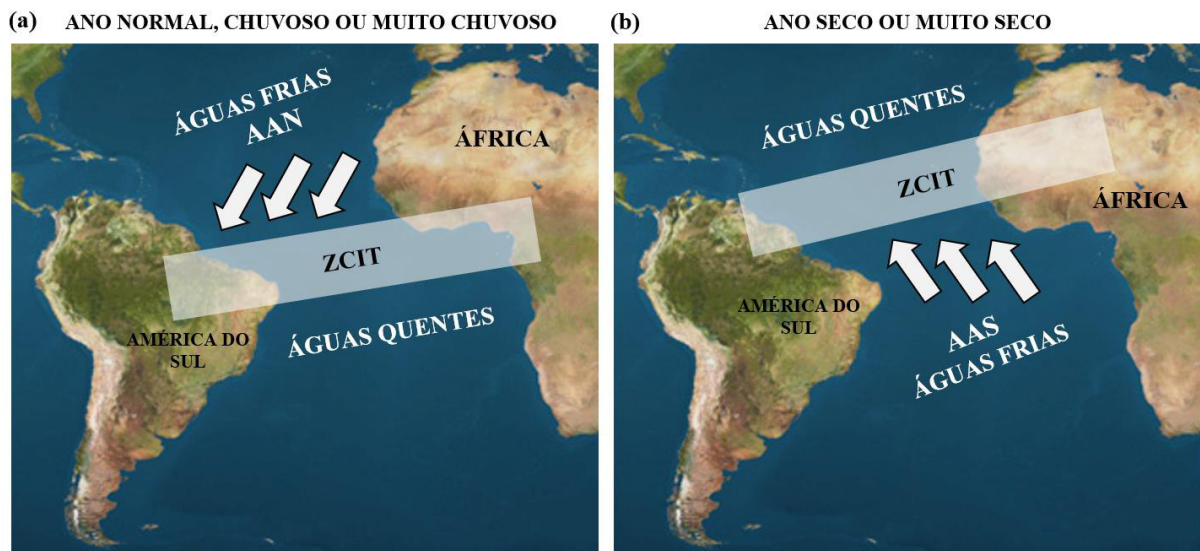
3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1. OCEANO ATLÂNTICO EQUATORIAL

3.1.1. Circulação Atmosférica

A circulação atmosférica na região do Oceano AEO é fortemente influenciada pela Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), uma banda quase zonal de nuvens convectivas que ocupa uma faixa estreita de latitudes (Figura 2). A ZCIT é conceituada como uma zona de convergência dos ventos alísios em baixos níveis influenciada pelo equador meteorológico, uma vez que apresenta um deslocamento latitudinal ao longo do ano gerando mudanças no padrão dos fluxos de aquecimento e resfriamento da TSM na região do Pacífico e Atlântico equatorial. Em escala planetária coincide com o ramo ascendente da célula de Hadley, responsável pela maior parte do transporte de energia meridional da atmosfera nos trópicos (MOLION, 1993; NOBRE; SHUKLA, 1996).

Figura 2 – Representação dos padrões médios oceânicos e atmosféricos que contribuem para o deslocamento da ZCIT sobre o Oceano AEO influenciados pela Alta Subtropical ou Anticiclone do Atlântico Norte (AAN) e Sul (AAS) e sua atuação sobre as Regiões Norte e Nordeste do Brasil, durante: (a) anos normais, chuvosos e muito chuvosos e (b) anos seco e muito secos. Adaptado: FERREIRA; MELLO, 2005.



Em seu deslocamento meridional, a ZCIT chega a alcançar as latitudes de 2°S a 4°S de fevereiro a abril e de 14°N de agosto a outubro, em resposta ao aumento ou à diminuição da TSM no Atlântico e à variação na intensidade dos ventos alísios (HASTENRATH; HELLER, 1977). As mudanças sazonais do campo de vento em superfície e da tensão de cisalhamento ocasionam variações na circulação do Atlântico Tropical (AT). A TSM no Atlântico Sul (ATS)

exerce influência sobre o Sistema de Alta Pressão ou Anticiclone do Atlântico Sul e Atlântico Norte (ATN). Quando no ATS a TSM encontra-se menor que no ATN ocorre uma intensificação (enfraquecimento) dos ventos alísios de sudeste (nordeste), respectivamente (Figura 2). Este padrão favorece o deslocamento da ZCIT para posições mais ao norte da linha do Equador, influenciando negativamente os índices de chuvas sobre as regiões Norte e Nordeste do Brasil (FERREIRA; MELLO, 2005; HASTENRATH; GREISHAR, 1993).

Nobre (1996) afirma que em anos chuvosos na região Nordeste do Brasil, a ZCIT permanece ao sul de sua posição climatológica até abril, enquanto que em anos de seca extrema a ZCIT inicia sua migração para norte já em março. Haarsma; Campos; Molteni (2003) encontraram fortes impactos na circulação atmosférica do oceano ATS caracterizado por uma profunda baroclinia sobre o equador e uma característica barotrópica equivalente rasa sobre o polo. Os resultados numéricos de Robertson; Farrara; Mechoso (2003), mostram uma característica baroclínica sobre a linha do equador, que induz uma circulação vertical anômala que é reforçada devido a um *feedback* positivo causado pela baixa convergência de umidade. Isso resulta em um deslocamento da ZCIT para o sul com mudanças significativas na precipitação pluviométrica.

A quantidade de precipitação é fundamental para a determinar o volume da descarga fluvial dos rios na região do Atlântico Equatorial (p.e., Amazonas, Tocantins, Parnaíba e outros). O regime de chuvas possui ampla variabilidade de escalas temporais e espaciais para as distintas regiões da América do Sul. Enquanto a convecção na bacia Amazônica exibe forte ciclo diurno e sazonal, as variações intrasazonais (10 a 90 dias) são observadas com mais assinatura sobre a faixa tropical e subtropical leste da América do Sul (CARVALHO; JONES; LIEBMANN, 2004; LIEBMANN *et al.*, 1999).

A presença de uma faixa de nebulosidade ou banda de convecção profunda com inclinação noroeste-sudeste (NW-SE) que se estende desde a Amazônia até o Sudeste do Brasil, a chamada Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), configura um importante sistema atmosférico para o regime de precipitação da América do Sul atuante principalmente no verão austral. A intensificação do jato subtropical de altos níveis sobre o Oceano Atlântico em eventos de El Niño aumenta a ocorrência e a atividade da ZCAS sobre este oceano (CARVALHO; JONES; LIEBMANN, 2004; CARVALHO; JONES, 2009; MARENGO *et al.*, 2012). Kodama (1992, 1993) descreveu a ZCAS como uma estrutura baroclínica localizada a leste de um vale no jato subtropical. Nas escalas de tempo interanual e interdecadal, a posição e a intensidade da ZCAS também são moduladas pelo Dipolo Subtropical do Atlântico Sul (p.e. Zilli; Carvalho; Lintner, 2018), enquanto que na banda de aproximadamente 30-60 dias, grande parte da

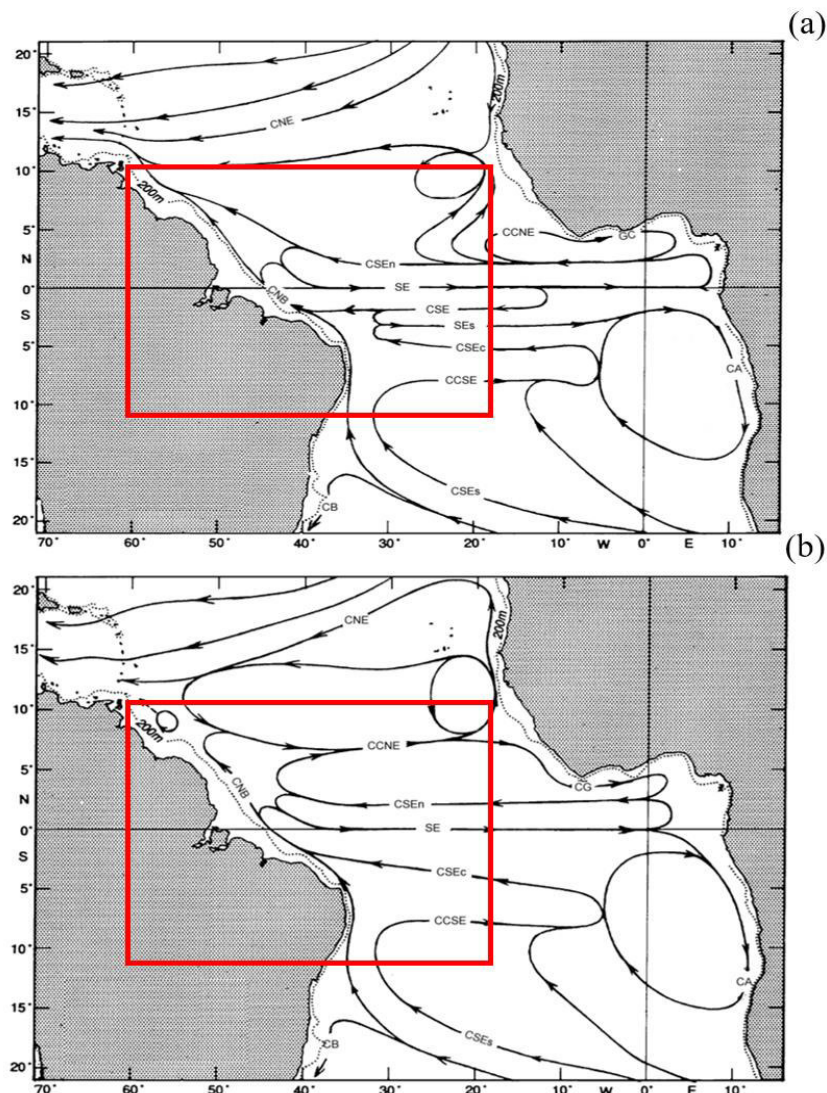
variabilidade da ZCAS está associada a propagação para leste da Oscilação Madden-Julian (OMJ) (Carvalho; Jones, 2009). TSM do Atlântico Sudoeste também é peça chave na formação e desenvolvimento da ZCAS, podendo intensificá-la (enfraquecê-la) quando está localizada sobre águas anormalmente quentes (frias), respectivamente, devido às trocas de calor, momentum e vapor de água na interação oceano-atmosfera.

A OMJ é outro importante sistema meteorológico atuante sobre o regime de precipitação na região equatorial. Identificada pela primeira vez na década de 1970 por Madden; Julian (1971, 1972), caracteriza-se como uma célula de circulação zonal que se propaga para leste na escala intrasazonal, sendo capaz de influenciar a precipitação no mundo inteiro (p.e. Zhang (2013), inclusive da América do Sul (p.e. Alvarez *et al.*, 2016; Kayano; Jones; Dias, 2009; Liebmann *et al.*, 2004). Em escala global a variabilidade da OMJ é impulsionada mais pela dinâmica interna atmosférica do que pelas condições de TSM (ZHANG, 2005). Em sua revisão sobre a OMJ, esse autor afirma que a mesma ajuda a reduzir o gradiente zonal de TSM no Pacífico, uma vez que a corrente zonal forçada pelo vento da OMJ avança para o leste sobre a borda leste do Pacífico podendo exercer influência sobre o ENOS. Variações nos ventos de superfície do Atlântico em escala intrasazonal foram associadas à OMJ, forçando mudanças na TSM através da perda de calor latente do oceano (Foltz; Mcphaden, 2004). Grimm (2019) afirma que a forte relação entre as anomalias de precipitação sobre a América do Sul e a OMJ decorre da interação entre trópicos-trópicos e teleconexões trópicos-extratrópicos. A propagação equatorial para leste associada à divergência de altos níveis (e à baixa pressão em superfície) favorecem o aumento da convecção tropical sobre a América Central e o norte da América do Sul (KILADIS; WEICKMANN, 1997).

3.1.2. Circulação Oceânica

O oceano AE, localiza-se geograficamente entre o Oceano Atlântico Norte e o Oceano Atlântico Sul. O AE é de grande importância para a variabilidade climática local e global. Os ventos contribuem para a formação de um complexo sistema de correntes e contracorrentes que fluem principalmente na direção Leste-Oeste (Figura 3a e 3b), promovendo trocas de massa e energia em diferentes níveis da coluna de água. Esse sistema é movimentado pela circulação dos Giros Oceânicos Subtropicais, e por sua interação com os ventos (STRAMMA, 1991).

Figura 3 – Mapa esquemático ilustrando a distribuição horizontal das principais correntes oceânicas superficiais do Atlântico Tropical com o domínio do presente estudo destacado em vermelho (oceano AE): **(a)** Outono e **(b)** Primavera. Siglas: Corrente Norte Equatorial (CNE); Contra-Corrente Norte Equatorial (CCNE); Corrente da Guiné (CG); Corrente Sul Equatorial (CSE); Corrente Sul Equatorial central (CSEc); Corrente Sul Equatorial Norte (CSEn); Corrente Sul Equatorial Sul (CSEs); Corrente Norte do Brasil (CNB); Corrente do Brasil (CB); Corrente da Angola (CA); Contra-Corrente Sul Equatorial (CCSE); Subcorrente Equatorial (SE) e Subcorrente Equatorial Sul (SEs). Adaptado de: (STRAMMA; SCHOTT, 1999).



Stramma *et al.* (2004); Stramma; Fischer; Schott (2003); Stramma; Schott (1999) realizaram uma descrição detalhada dos padrões de circulação oceânica e atmosférica na região equatorial do Oceano Atlântico, compreendida entre 20°S e 20°N. De acordo com esses autores, ao longo do oceano AE existe o fluxo de três principais correntes superficiais: Corrente Sul Equatorial (CSE), Corrente Norte do Brasil (CNB) e a Contracorrente Norte Equatorial (CCNE), essa última com fluxo zonal para leste entre 3°N e 10°N, ou seja, contra os ventos alísios (STRAMMA; SCHOTT, 1999). Quando a CSE alcança a Plataforma Continental Brasileira, ela bifurca-se para formar a CNB que flui para norte e a Corrente do Brasil (CB), que flui para sul (STRAMMA *et al.*, 2004; STRAMMA; SCHOTT, 1999)

As Correntes Sul e Norte Equatorial (CSE e CNE, respectivamente), são descritas como aquelas que transportam calor em direção às altas latitudes (LUMPKIN; GARZOLI, 2005). A CNE possui um fluxo relativamente intenso, separado por contracorrentes de intensidades relativamente fracas. Parte da CNE, fluindo em direção à borda do continente sul americano, reverte ciclonicamente e contribui de forma significativa no transporte da CCNE (STRAMMA *et al.*, 2004; STRAMMA; FISCHER; SCHOTT, 2003). A CSE atravessa a bacia do Oceano Atlântico Sul com um fluxo no sentido oeste, se estendendo meridionalmente de 20°S a 5°N com três ramos distintos, o ramo situado mais ao norte denominado de CSE norte (CSEn); a porção situada entre os ramos extremos denominada CSE central (CSEc), e mais ao sul o fluxo separado pela CSEc conhecido como CSE sul (CSEs) (Figura 3b) (MOLINARI, 2008; URBANO; DE ALMEIDA; NOBRE, 2008). A presença da Subcorrente Equatorial (SE) é marcada por velocidades máximas em direção leste do AE com mais de 60 cm s⁻¹ em aproximadamente 80 m de profundidade. Estudos indicam que a SE modifica efetivamente as características de dispersão das ondas Kelvin e Rossby no Equador (BRANDT *et al.*, 2011; MCPHADEN; PROEHL; ROTHSTEIN, 1986).

O Oceano AEO é um oceano-chave no que se refere às trocas de calor e massas inter-hemisféricas. Ao adentrar o Oceano AEO, as massas de água de origem polar se misturam parcialmente, e lateralmente de acordo com suas densidades, resultando em modificações de suas propriedades conservativas (OUDOT *et al.*, 1998). Blanke *et al.* (1999), dividiu as águas equatoriais de comportamentos dinâmicos distintos e diferentes temperaturas, classificando-as em: água quente equatorial ($T > 25^{\circ}\text{C}$), água da termoclina ($14^{\circ}\text{C} < T < 25^{\circ}\text{C}$), água da subtermoclina ($7^{\circ}\text{C} < T < 14^{\circ}\text{C}$), e água intermediária ($T < 7^{\circ}\text{C}$), essa última abaixo dos 1200 m de profundidade. De acordo com essas definições, as transferências de água superficial, água da termoclina, água de subtermoclina e a AIA entre a água quente equatorial, termoclina,

subtermoclina e AIA de 10°S para 18°N atuam nas trocas de águas mais quentes inter-hemisféricas (Atlântico Sul para Atlântico Norte).

A Corrente Norte do Brasil (CNB) é a corrente de contorno oeste que fecha o giro equatorial do Oceano Atlântico transportando as águas para noroeste na costa norte da América do Sul, podendo atingir profundidades de até 1000 m (MAYER; WEISBERG, 1993; SCHOTT; FISCHER; STRAMMA, 1997). A formação da CNB ocorre quando o ramo sul da Corrente Sul Equatorial (CSE) se bifurca entre 10-15°S e dá origem a duas correntes de contorno oeste, a Corrente do Brasil (CB) para o Sul do Brasil e a Subcorrente Norte do Brasil (SNB) para o norte em subsuperfície. A SNB flui para o norte até aproximadamente 4-5°S, onde se soma ao ramo central da CSE, a partir daí forma a CNB. Estudos se referem à CNB e seus vórtices como a principal responsável pela transferência de água quente do Hemisfério do Sul para o Norte no Oceano Atlântico (SCHOTT; STRAMMA; FISCHER, 1995; STRAMMA; FISCHER; REPPIN, 1995). Um aumento do transporte sazonal da CNB ocorre entre 44°W e 4-5°N. Johns *et al.* (1998) afirmaram que a CNB alcança velocidades de até 1,5 m s⁻¹, com transporte mínimo de 13 Sv em abril-maio e de cerca de 36 Sv no período de julho e agosto para os 800 m superiores, com dois núcleos de máxima velocidade em sua circulação, um em superfície (CSEc) e outro em subsuperfície entre 50 e 300 m (SNB) (LUMPKIN; GARZOLI, 2005; SCHOTT; FISCHER; STRAMMA, 1997).

Em 50°W, a CNB sofre uma retroflexão, dando origem a Contracorrente Norte-Equatorial (CCNE). A CCNE possui um ciclo sazonal marcante influenciado diretamente pela variabilidade da ZCIT. Durante os seis primeiros meses do ano, a CCNE diminui sua intensidade decorrentes do enfraquecimento dos ventos alísios e também devido à ausência de águas da retroflexão da CNB, apresentando inversão dos fluxos na porção oeste (28°W) do oceano AE (Figura 3b). Na segunda metade do ano, a ZCIT desloca-se para norte e invade a região da CCNE, intensificando a corrente (RICHARDSON; REVERDIN, 1987; STRAMMA; SCHOTT, 1999).

Várias retroflexões ocorrem ao longo da trajetória da CNB em direção a noroeste, em 6-8°N, esta corrente sofre uma retroflexão na direção leste alimentando a CCNE, ocorrendo o desprendimento de alguns (de 2 a 7 por ano) vórtices anticiclônicos, que tem sua trajetória definida em direção ao Caribe (FRATANTONI; RICHARDSON, 2006; JOHNS; ZANTOPP; GONI, 2003). No fluxo da CNB, os vórtices que não atingem grandes profundidades consistem em vórtices formados somente na superfície da água, sem presença na termoclina ou subtermoclina. A intensidade dos vórtices em superfície com grande extensão vertical é

resultante dos vários vórtices formados em diferentes porções da coluna d'água (CHERUBIN, 2000; KRELLING, 2010).

Krelling (2010), em seu estudo para determinar a variação da estrutura vertical dos vórtices da CNB, concluiu que a estrutura dos mesmos varia em decorrência de interações entre vórtices formados em diferentes profundidades, ou seja, as retroflexões e os vórtices ocorrem em três camadas: a superfície, a termoclina e a subtermoclina. Johns; Zantopp; Goni (2003) afirmam que a origem dos vórtices com maiores diâmetros e extensões verticais são formados no período em que a CNB reduz seu fluxo, que ocorre no verão quando o transporte máximo ocorre.

3.2. MODOS DE VARIABILIDADE CLIMÁTICA

3.1.2. Modo Zonal do Atlântico

O Modo Zonal do Atlântico ou Niño do Atlântico possui um intenso ciclo sazonal, com amplitude máxima no inverno do Hemisfério Sul (junho a outubro), época em que uma língua fria normalmente aparece no Oceano Atlântico Leste ao longo do equador. A fase positiva do Niño do Atlântico resulta na ausência de uma língua fria. Os ventos alísios ao longo do equador enfraquecem a oeste de 20°W, enquanto a água quente é deslocada para leste (RUIZ-BARRADAS; CARTON; NIGAM, 2000). As ATSMs na nessa região alteram a estabilidade da atmosfera e modificam a circulação oceano-atmosfera local, atuando com maior assinatura no inverno austral (Junho-Julho-Agosto) (RICHTER *et al.*, 2012).

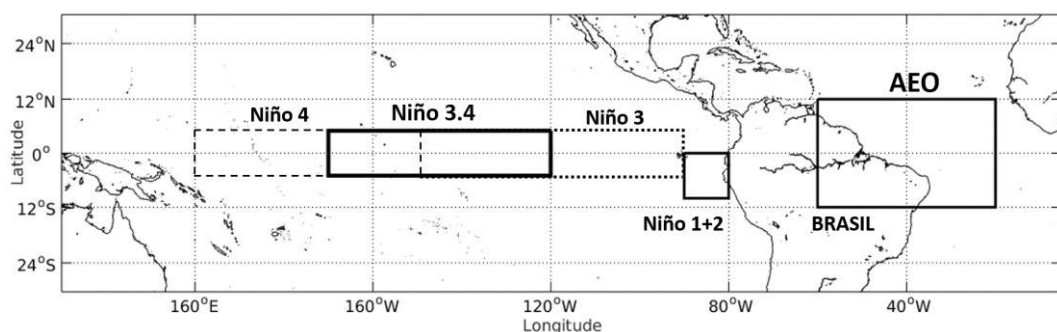
Os Niños do Atlântico são associados a um enfraquecimento dos ventos alísios, especialmente próximo a 20°W (BELLOMO *et al.*, 2015; RUIZ-BARRADAS; CARTON; NIGAM, 2000; XIE; CARTON, 2004). Richter *et al.* (2012) distinguem dois tipos de Niño atlântico referidos como Niño Atlântico canônico e Niño Atlântico não canônico. Estudos sugeriram que a variabilidade do modo zonal do Atlântico pode influenciar o ENOS (KEENLYSIDE; LATIF, 2007; LATIF; GRÖTZNER, 2000; LOSADA *et al.*, 2010; RODRÍGUEZ-FONSECA *et al.*, 2009; WANG *et al.*, 2009).

Parâmetros físicos oceânicos como a TSM são enfoque em diversos estudos climáticos, pois participam diretamente nos processos de trocas de calor, umidade e advecção no sistema oceano-atmosfera, conseqüentemente, suas amplas variações causam mudanças climáticas locais nas regiões tropicais e subtropicais (HASTENRATH; GREISHAR, 1993; NOBRE; SHUKLA, 1996; SILVA *et al.*, 2005).

Wang (2006) constatou que as anomalias de TSM no Atlântico e no Pacífico formam um gradiente de pressão entre as bacias e um *feedback* positivo com a circulação de Walker sobrejacente, indicando uma interação entre as duas bacias oceânicas tropicais (KEENLYSIDE; LATIF, 2007). Keenlyside; Latif (2007) também afirmam que existe uma correlação significativa entre os Niños do Atlântico e do Pacífico. O modo de variabilidade interanual mais importante no sistema climático acoplado oceano-atmosfera é o El Niño-Oscilação Sul (ENOS), o qual tem sido muito estudado nas últimas décadas (e.g., RASMUSSON; WALLACE, 1983). Bjerknes (1969), afirmou que se tratava de uma célula de circulação atmosférica no plano zonal-vertical sobre o Pacífico Equatorial, que ele denominou de “circulação de Walker”, já que esta circulação é parte do fenômeno global Oscilação Sul definido por Sir Gilbert Walker (1923, 1924, 1925).

Latif e Grötzner (2000) afirmam que o Oceano AEO exibe uma resposta tardia às anomalias que ocorrem no Pacífico Equatorial causadas pelo ENOS. Esta defasagem de fase é determinada pelo tempo de ajuste das variações da tensão de cisalhamento do vento, pelo ciclo anual de TSM e pela variação da célula zonal de circulação de Walker. Assim, a variabilidade da TSM no Oceano AEO é composta por pelo menos dois componentes: uma parte quase semianual gerada internamente ou localmente e uma parte interanual forçada pelo ENOS ou remotamente. Araújo *et al.* (2013); Da Silva *et al.* (2015); Grimm; Ferraz; Gomes (1998) também afirmam que as ATSM no Pacífico Equatorial Leste tem influência direta na precipitação da América do Sul durante os episódios de El Niño, enquanto a ATSM do Pacífico Central tem maior influência nos episódios de LN, ou seja, esses episódios também influenciam na frequência de eventos extremos de TSM no oceano AE, uma vez que em eventos fortes de El Niño (La Niña) ocorreram anomalias negativas (positivas) de TSM no Atlântico Equatorial, respectivamente.

Figura 4 – (a) Localização das quatro regiões do Niño definidas pelo Centro de Análise de Clima dos EUA. Região do Niño 1+2 (0° a 10°S, 90°W a 80°W), Niño 3 (5° N a 5° S, 150° W a 90°W), Niño 3.4 (5°N a 5°S, 170° W a 120°W), Niño 4 (5°N a 5°S, 160°E a 150°W) e Região do oceano AE (12°N a 12°S, 60°W a 19,4°W).



Pezzi e Cavalcanti (2001) ao estudar o clima no oceano AT Sul, constataram que este possui um papel muito importante na modulação do posicionamento da ZCIT. Quando esta região está anormalmente aquecida (resfriada), há um aumento (diminuição) da precipitação na região Nordeste do Brasil. Uma das principais causas disso é o deslocamento da posição da ZCIT mais para o sul (norte). Afirmam ainda que o El Niño e o gradiente inter-hemisférico de ATSMs no oceano AT são fatores importantes que modulam a precipitação do no nordeste do Brasil, a variabilidade da TSM no AT é a forçante dominante na precipitação, enquanto a influência remota do Pacífico pode reforçar como também enfraquecer as ATSMs.

3.1.3. Modo Meridional do Atlântico

O Modo Meridional do Atlântico (MMA) ou Dipolo do Atlântico (DPA) é um modo de variabilidade acoplado oceano-atmosfera, comumente descrito como um padrão inter-hemisférico de ATSM fora de fase entre o oceano ATN e ATS, com impactos no clima regional das Américas e da África (HAARSMA; CAMPOS; MOLTENI, 2003; NNAMCHI; LI; ANYADIKE, 2011). Estudos também exploraram a existência de modos de dipolo no oceano Atlântico e no Oceano Índico e suas aplicações em estudos climáticos (e.g., HASTENRATH; GREISHAR, 1993; NOBRE; SHUKLA, 1996; SAJI; VINAYACHANDRAN; YAMAGATA, 1999; SERVAIN, 1991; WAGNER, 1996).

Este padrão espacial se estabelece no Atlântico Norte entre (2,5°N–17,5°N/50°W–20°W) e no Atlântico Sul (17,5°N–2,5°S/35°W–5°W) com maior assinatura nas escalas intrasazonal e decadal (PEZZI; CAVALCANTI, 2001). Nnamchi; Li; Anyadike (2011) em seus estudos no Oceano Atlântico Sul apresentaram evidências que mostram que o aquecimento no polo nordeste do Atlântico é característico do El Niño do Atlântico clássico e as anomalias de resfriamento de magnitude similar no polo sudeste do Atlântico mais precisamente na costa da Argentina, Uruguai e Brasil, são características do MMA.

Nobre e Shukla (1996) aplicando testes estatísticos constataram que as ATSM no Oceano Atlântico possuem impactos diretos sobre a precipitação pluviométrica em diferentes regiões do Brasil. As ATSM inter-hemisféricas afetam significativamente a posição da ZCIT e, portanto, exercem uma influência considerável sobre as chuvas no Nordeste. Quando as ATSM ao norte do equador são positivas, a ZCIT tende a se deslocar para norte, resultando em déficit de precipitação no Nordeste do Brasil.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

4.1. MODELO NUMÉRICO OCEÂNICO

O Modelo Numérico Oceânico utilizado neste estudo é o *Regional Ocean Modeling System* (ROMS), um modelo oceânico de equação hidrostática primitiva e de superfície livre tridimensional, discretizado em coordenadas curvilíneas S , desenvolvido pela Universidade de *Rutgers*, em *Nova Jersey*, EUA (BECKMANN; HAIDVOGEL, 1993; SHCHEPETKIN, 2003; SHCHEPETKIN; MCWILLIAMS, 2005).

Esse modelo foi inicialmente baseado no *S-Coordinate Rutgers University Model* (SCRUM), descrito por Song; Haidvogel (1994) e posteriormente foi reformulado visando a atualização do código para aumento da eficiência computacional e numérica. Utiliza grade C de *Arakawa*, coordenadas horizontais ortogonais curvilíneas e coordenada vertical sigma (*terrain-following*), seguindo o relevo de fundo que é essencial para a representação de regiões onde há interação do escoamento com a batimetria, visando uma melhor resolução na camada limite de fundo. O ROMS é um modelo que resolve as equações de Navier-Stokes utilizando a média de Reynolds e assumindo a aproximação de águas rasas e de Boussinesq, que considera o oceano como um fluido incompressível, restringindo o efeito da perturbação de densidade à componente vertical da equação do movimento.

Para a uma otimização de tempo computacional, as equações primitivas hidrostáticas de momentum são resolvidas usando um esquema de passo explícito, o qual requer tratamento especial e acoplamento entre os modos barotrópico (rápido) e baroclínico (lento). Um número finito de etapas de tempo barotrópico, dentro de cada passo baroclínico, são realizados para evoluir as equações de superfície livre e integrá-las na vertical. Estudos realizados com o Modelo ROMS constataram que o mesmo é capaz de resolver os processos de mesoescala, incluindo frentes oceânicas, meandramentos e ressurgências (D'AGOSTINI; GHERARDI; PEZZI, 2015; DIAS *et al.*, 2014; LUTJEHARMS; PENVEN; ROY, 2003; SILVA *et al.*, 2009; VARONA *et al.*, 2018). Uma síntese das principais equações do movimento, continuidade e dos traçadores do Modelo oceânico encontram-se descritas nas equações 1 a 5.

$$\frac{\partial(H_z u)}{\partial t} + \frac{\partial(u H_z u)}{\partial x} + \frac{\partial(v H_z u)}{\partial y} + \frac{\partial(\Omega H_z u)}{\partial s} - f H_z v = -\frac{H_z}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} - H_z g \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial s} \left(\overline{u'w'} - \frac{v}{H_z} \frac{\partial u}{\partial s} \right) \quad (\text{Eq. 1})$$

$$\frac{\partial(H_z v)}{\partial t} + \frac{\partial(u H_z v)}{\partial x} + \frac{\partial(v H_z v)}{\partial y} + \frac{\partial(\Omega H_z v)}{\partial s} - f H_z u = -\frac{H_z}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} - H_z g \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{\partial}{\partial s} \left(\overline{v'w'} - \frac{v}{H_z} \frac{\partial v}{\partial s} \right) \quad (\text{Eq. 2})$$

$$0 = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial s} - \frac{g}{\rho_0} H_z \rho \quad (\text{Eq. 3})$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial(H_z u)}{\partial x} + \frac{\partial(H_z v)}{\partial y} + \frac{\partial(H_z \Omega)}{\partial s} = 0 \quad (\text{Eq. 4})$$

$$\frac{\partial(H_z C)}{\partial t} + \frac{\partial(u H_z C)}{\partial x} + \frac{\partial(v H_z C)}{\partial y} + \frac{\partial(\Omega H_z C)}{\partial s} = -\frac{\partial}{\partial s} \left(\overline{c'w'} - \frac{v}{H_z} \frac{\partial C}{\partial s} \right) + C_s \quad (\text{Eq. 5})$$

Onde os símbolos representam:

u , v e Ω : os componentes da velocidade horizontal (zonal e meridional) e vertical (em coordenadas sigma), respectivamente;

η : elevação da superfície livre do mar;

h : profundidade abaixo do nível médio do mar;

H_z : fator de refinamento da resolução vertical;

f : parâmetro de Coriolis;

p : pressão;

ρ e ρ_0 : densidades total e de referência;

g : aceleração da gravidade;

ν e ν_0 : viscosidade e difusão moleculares;

C : traçador (temperatura e salinidade, por exemplo);

C_s : fontes e sumidouros dos traçadores;

Uma barra superior indica uma média e as variáveis marcadas com linha ($\overline{\quad}$) representam flutuações turbulentas.

4.1.1. Condições Iniciais e de Contorno Utilizadas no Modelo Oceânico

Os dados utilizados no presente estudo incluem: (1) dados de batimetria e linha de costa, utilizados para elaboração da grade numérica do modelo oceânico; (2) dados de reanálise oceânica, utilizados para a elaboração das condições iniciais (CI) e de contorno (CC); (3) dados de reanálise atmosférica, correspondentes às forçantes para o modelo oceânico (Tabela 1);

Tabela 1 – Dados utilizados para realização e avaliação das simulações do modelo oceânico.

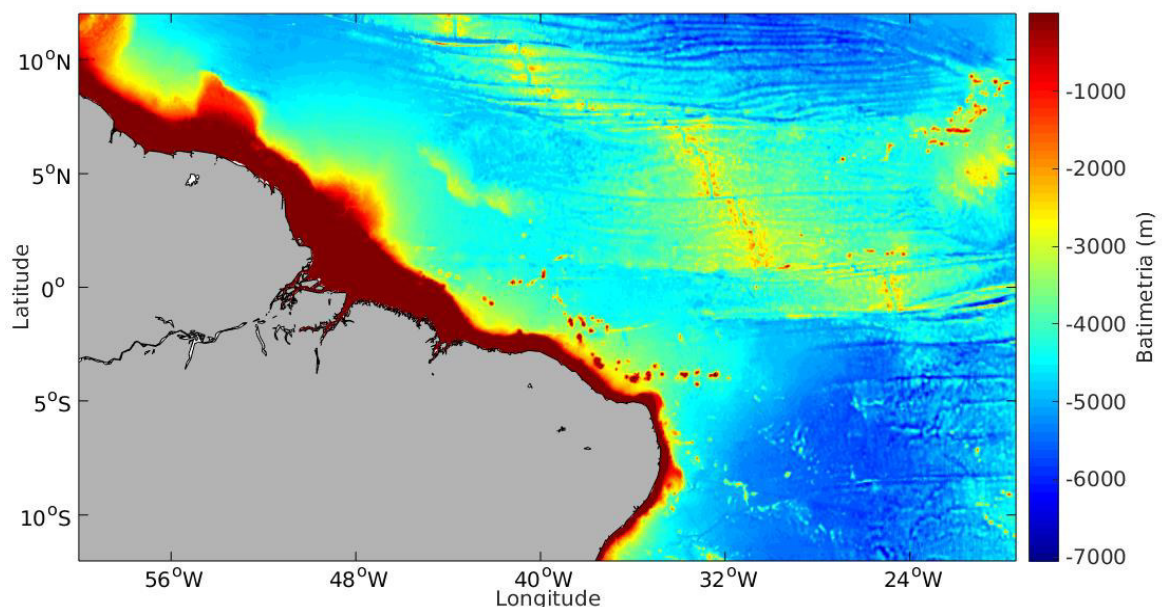
VARIÁVEIS	Fonte do Dado	Resolução Espacial	Cobertura Temporal	Aplicação no Trabalho
Temperatura da Superfície do Mar (TSM)	<i>Simple Ocean Data Assimilation</i>	0,5°x0,5°	1985-2015	Condições iniciais e de contorno do modelo numérico ROMS
Salinidade da Superfície do Mar (SSM)	<i>Simple Ocean Data Assimilation</i>	0,5°x0,5°	1985-2015	
Altura da Superfície do Mar (ASM)	<i>Simple Ocean Data Assimilation</i>	0,5°x0,5°	1985-2015	
Componente Zonal e Meridional da Velocidade de Correntes	<i>Simple Ocean Data Assimilation</i>	0,5°x0,5°	1985-2015	
Fluxo Incidente Superficial de Radiação de Onda Longa e Onda Curta, Taxa de Precipitação, Pressão Atmosférica, Umidade Relativa do Ar, Temperatura do Ar em Superfície, Componentes Zonal e Meridional do Vento a 10 m.	<i>Climate Forecast System Reanalysis</i>	0,312°x0,312°	1985-2015	Forçantes atmosféricas para os experimentos numéricos do modelo ROMS
Temperatura da Superfície do Mar (TSM)	<i>World Ocean Atlas 2018</i>	~0,25°x0,25°	1955-2017 Climatologia Mensal	Avaliação do modelo numérico ROMS
Salinidade da Superfície do Mar (SSM)	<i>World Ocean Atlas 2018</i>	~0,25°x0,25°	1955-2017 Climatologia Mensal	
Altura da Superfície do Mar (ASM)	<i>Archiving Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic Data</i>	0,25°x0,25°	1993-2015	
Componente Zonal e Meridional da Velocidade de Correntes	<i>Ocean Surface Current Analysis Real-time</i>	0,33°x0,33°	1992-2015	
TSM e SSM	<i>Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic</i>	<i>in situ</i>	1998-2015	

4.1.1.1. Batimetria e Linha de Costa para Construção da Grade Numérica

A linha de costa, cuja resolução espacial é de 1:5.000.000, necessária para a definição e edição da máscara terra/água no domínio estudado, foi obtida utilizando a ferramenta do *Coastline Extractor* do *National Geophysical Data Center* da *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NGDC/NOAA), disponível no endereço <http://rimmer.ngdc.noaa.gov/coast/>.

Para a confecção da grade numérica do modelo oceânico, dados batimétricos foram extraídos do *General Bathymetric Chart of the Oceans* (GEBCO, versão 2014) com resolução de 0,5 minuto de arco (aproximadamente $0,0083^\circ$), disponível em <https://www.bodc.ac.uk/> (Figura 5). A batimetria GEBCO_2014 é uma atualização da versão GEBCO_08, esta nova versão incorpora dados batimétricos regionais da Carta Batimétrica Internacional do Oceano Ártico, a Carta Batimétrica Internacional do Oceano Antártico, o Banco de Dados de Batimetria do Mar Báltico, e dados do portal de batimetria da Rede de Observação e Dados Marinhos da Europa, entre outras fontes de dados. Essa atualização inclui grandes quantidades de dados de modernos equipamentos de multifeixe e técnicas de navegação, melhorando os detalhes retratados do fundo oceânico mundial (WEATHERALL *et al.*, 2015). A grade numérica foi construída para o domínio do Oceano AEO adjacente às regiões Norte-Nordeste do Brasil, entre as latitudes 12°N e 12°S e longitudes de 60°W a $19,4^\circ\text{W}$, sendo limitada a uma profundidade mínima de 5 m e máxima de 5000 m.

Figura 5 – Batimetria do domínio estudado na resolução de $0,0083^\circ$.



4.1.1.2. Condições de Contorno Oceânicas

Os dados oceânicos utilizados como condições iniciais e de contorno no modelo numérico foram obtidos da reanálise do *Simple Ocean Data Assimilation* (SODA), versão 3.3.1, para o período entre 1985 e 2015, com resolução de 0,5° de latitude e 0,5° longitude e vertical em 50 níveis, com resolução temporal mensal disponível em http://www.atmos.umd.edu/~ocean/index_files/soda3.3.1_mn_download.htm (CARTON; CHEPURIN; CHEN, 2018). A versão do SODA utilizada neste estudo baseia-se no componente oceânico do modelo acoplado CM2.5 do *Geophysical Fluid Dynamics Laboratory* (GFDL) da NOAA, alimentado pelos fluxos atmosféricos de superfície fornecidos pela reanálise atmosférica MERRA2 (GELARO *et al.*, 2017). No início da elaboração do presente estudo, a versão 3.3.1 do SODA era a base de dados mais recente disponível.

As condições iniciais e de contorno para o modelo oceânico incluem campos tridimensionais (temperatura, salinidade e componentes zonal e meridional da velocidade de correntes) e bidimensionais (altura do nível do mar e componentes zonal e meridional da velocidade integrada na vertical).

4.1.1.3. Forçantes Atmosféricas

As forçantes atmosféricas do modelo oceânico foram construídas a partir de dados provenientes da reanálise do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) na sua versão mais recente do *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR), com dados de janeiro de 1980 a dezembro de 2010 disponibilizados em <http://rda.ucar.edu/datasets/ds093.0/> e de janeiro de 2011 a dezembro de 2015 em <https://rda.ucar.edu/datasets/ds094.0/>. Esta versão foi desenvolvida a partir de simulações realizadas com um modelo acoplado atmosfera, oceano e de superfície, a resolução horizontal global da reanálise atmosférica é de 38 km com 64 níveis verticais e frequência temporal é de 6h (SAHA *et al.*, 2010, 2013).

As variáveis utilizadas como forçantes atmosféricas para o modelo oceânico são: fluxo incidente de radiação de onda longa (*net*) e de onda curta em superfície, taxa de precipitação, pressão atmosférica, umidade relativa do ar a 2 m, temperatura do ar em superfície, componente zonal e meridional da velocidade do vento a 10 m.

4.1.1.4. Implementação dos Rios

A bacia do Rio Amazonas é responsável por 20% de toda água doce nos oceanos da Terra. Além disso, a intensa precipitação causada pela atuação da ZCIT faz do Atlântico Tropical uma área com distribuição heterogênea de SSM, com variações temporais potencialmente importantes (CAMARA *et al.*, 2015; CONFALONIERI; MARGONARI; QUINTÃO, 2014; DAVIDSON *et al.*, 2012).

Os rios implementados na grade numérica do modelo oceânico foram: Rio Amazonas (AM), Rio Tapajós (AM), Rio Tocantins (PA) e Rio Parnaíba (PI). Devido a lacunas existentes nas bases de dados, para realizar a implementação dos rios na grade numérica construída para o domínio do Oceano AEO, utilizou-se uma composição de dados de duas fontes distintas, isto é, da Agência Nacional de Águas (ANA) e do SO HYBAM (Figura 6), como detalhado a seguir.

O Serviço de Observação SO HYBAM (anteriormente *Environmental Observatory Research*) (disponível em: <http://www.ore-hybam.org>) é o controle geodinâmico, hidrológico e biogeoquímico da erosão e transporte de material nas bacias do Amazonas, Orinoco e Congo que opera desde 2003, respondendo ao Ministério de Educação Superior e Pesquisa da França. O objetivo é fornecer à comunidade de pesquisa dados científicos de alta qualidade necessários para entender e modelar o comportamento dos sistemas e suas dinâmicas de longo prazo. O SO HYBAM também colabora com instituições locais, agências e universidades para assegurar a sustentabilidade dos dados observacionais.

Para os rios amazônicos (Amazonas e Tapajós) a série temporal de vazão (1985 a 2015) foi retirada do SO HYBAM. A vazão mensal total implementada para o Amazonas contou com a soma das médias mensais das estações de Óbidos (Rio Amazonas) e Itaituba (Rio Tapajós), respectivamente. A estação fluviométrica para o Rio Tocantins (PA) mais a jusante (Tucuruí), foi retirada da base de dados da ANA (Plataforma *Hidroweb*) (disponível em <http://www.snirh.gov.br/hidroweb/>). A série histórica (1981 a 2015) das descargas fluviais para o Rio Parnaíba (PI) foi obtida também no site da ANA, sendo a estação fluviométrica de Luzilândia a série de descarga fluvial mais completa e mais a jusante. As localizações das estações fluviométricas estão descritas na Tabela 2.

Figura 6 – Série temporal da descarga fluvial dos rios implementados no modelo oceânico. (a) Amazonas, (b) Tocantins e (c) Parnaíba extraídas das bases de dados da ANA e do SO HYBAM.

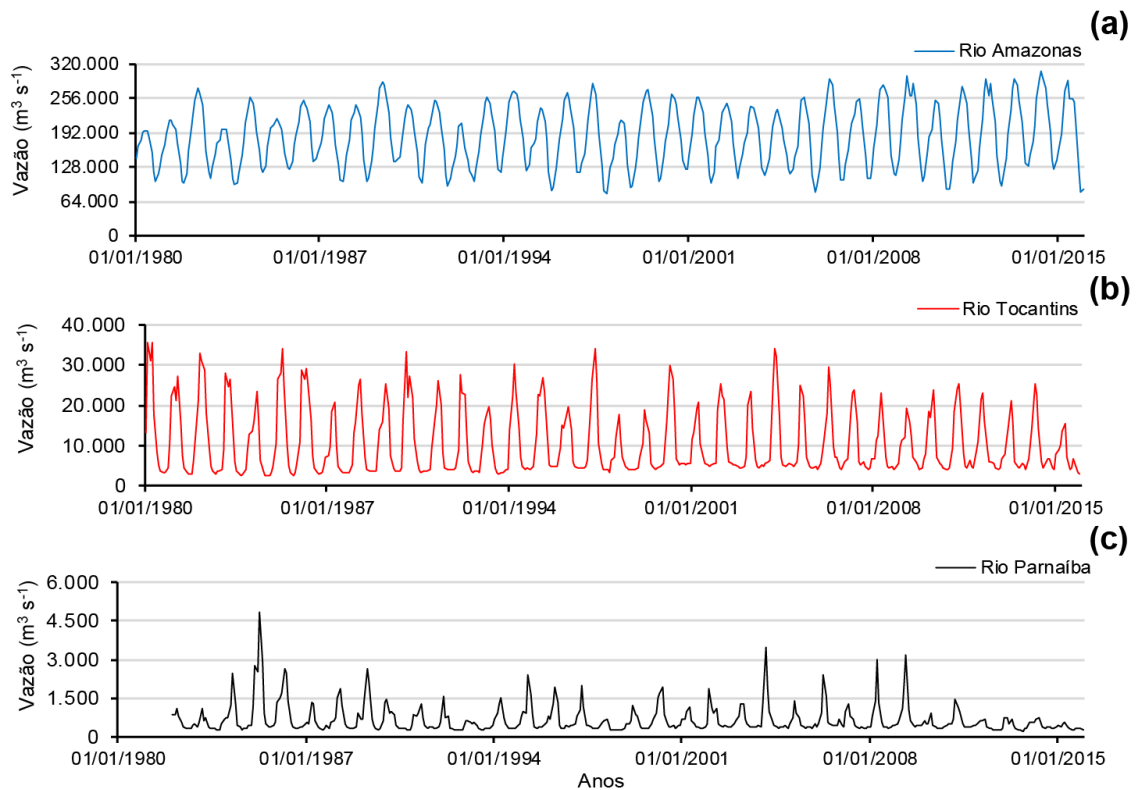


Tabela 2 – Localização geográfica das estações fluviométricas dos rios implementados no modelo oceânico regional.

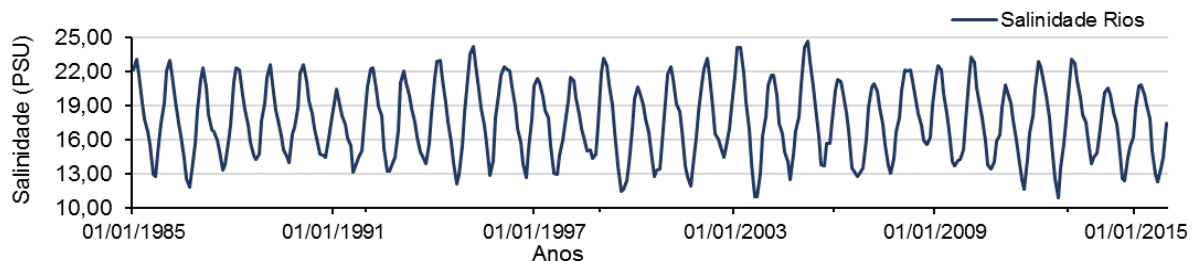
RIOS	ESTAÇÕES	LATITUDE	LONGITUDE
Amazonas	Óbidos	1°56'50.00" S	55°30'40.00" W
Amazonas	Itaituba	4°17'00.00" S	55°59'00.00" W
Tocantins	Tucuruí	3°45'28.00" S	49°39'12.00" W
Parnaíba	Luzilândia	3°27'14.00" S	42°22'12.00" W

Para a correta implementação dos rios no modelo oceânico, além das vazões, são necessários dados de temperatura e salinidade nos pontos de grade das descargas. Visto que não há um banco de dados nacional disponível de TSM e SSM desses rios, a série temporal de TSM (1985 a 2015) foi oriunda dos dados observacionais do *Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis* (OSTIA) para o ponto de grade mais próximo às coordenadas de cada rio. O OSTIA fornece dados diários dos campos de TSM observada em alta resolução ($0,05^\circ$) o qual representa uma compilação de dados *in situ* e do satélite *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR). Esse produto é disponibilizado pelo *Copernicus Marine Environment*

Monitoring Service no site <http://marine.copernicus.eu/> em duas versões, de 1985 até 2007 e de 2007 até o presente (BELL; FORBES; HINES, 2000; DONLON *et al.*, 2012; ROBERTS-JONES; FIEDLER; MARTIN, 2012; STARK *et al.*, 2007).

A série temporal de SSM para o ponto de grade mais próximo às coordenadas dos três rios foi extraída da base de dados do SODA, versão 3.3.1, as mesmas utilizadas como condições iniciais e de contorno do modelo oceânico e para o mesmo período (1985 a 2015) (Figura 7). No caso da SSM, a resolução dos dados do SODA (0,5° de latitude x 0,5° de longitude) não permitiu a obtenção de uma série de dados para cada rio separadamente.

Figura 7 – Série temporal da salinidade superficial utilizada nos pontos de descarga no modelo oceânico para os Rios Amazonas, Tocantins e Parnaíba extraídas dos dados de reanálise do SODA3.3.1.



4.1.2. Dados para Avaliação do Modelo ROMS

O *World Ocean Atlas 2018* (WOA18) é um conjunto de dados observacionais de campos oceânicos globais de temperatura, salinidade, oxigênio e nutrientes inorgânicos fornecidos pelo *National Oceanographic Data Center* (NODC/NOAA) em <https://www.nodc.noaa.gov/OC5/woa18/>. A base de dados foi disponibilizada em 30 de setembro de 2018 na forma de climatologias mensais, sazonais e anuais em até 102 níveis de profundidade padrão, de 0 a 5500 m, e resolução horizontal de aproximadamente 0,25° (temperatura, salinidade) e 1° (restante das variáveis) em latitude e longitude. O WOA18 atualiza constantemente sua base de dados, a exemplo da versão anterior de 2008 onde aproximadamente 3 milhões de novas coletas de dados oceanográficos foram adicionadas ao *World Ocean Database* (WOD), além das melhorias e atualizações no controle de qualidade dos dados. Esses campos são amplamente utilizados para a inicialização e validação de modelos oceânicos, estudos climáticos e previsão operacional (BOYER *et al.*, 2013).

No presente estudo, a climatologia mensal (janeiro a dezembro) dos campos de TSM e SSM modelados pelo ROMS, e também dos dados do SODA3.3.1 utilizados como condições iniciais e de contorno no modelo oceânico, foram avaliados por meio da comparação com os

dados do WOA18 (LOCARNINI et al., 2018; ZWENG et al., 2018). A climatologia mensal fornecida pelo WOA18 compreende o período de 1955 a 2017.

Os dados para validação das correntes superficiais do mar simuladas pelo modelo oceânico foram obtidos da base de dados do *Ocean Surface Current Analysis Real-time* (OSCAR) (BONJEAN; LAGERLOEF, 2002) gerada pela *Earth Space Research* (ESR), e disponível em https://podaac.jpl.nasa.gov/dataset/OSCAR_L4_OC_third-deg. Os dados possuem resolução espacial de $0,33^\circ$ e temporal de 5 dias (pêntadas) e compreendem o período de 1992 a 2015. O OSCAR contém estimativas da corrente oceânica perto da superfície, usando das derivadas das equações de movimento. A velocidade horizontal é estimada diretamente a partir da altura da superfície do mar, do vento em superfície e da TSM. Esses dados foram coletados e compilados dos diversos satélites e instrumentos *in situ*, sendo o produto gerado em uma resolução espacial de 1° . A formulação dessa base de dados combina a dinâmica de cisalhamento geostrófico, modelos de Ekman e Stommel e um termo complementar a partir do gradiente de flutuabilidade da superfície (JOHNSON *et al.*, 2007).

Os dados de altura da superfície do mar são fornecidos pelo *Archiving Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic Data* (AVISO) disponível em: <https://www.aviso.altimetry.fr/index.php?id=1271>. Os dados de topografia dinâmica absoluta (TDA) possuem resolução espacial de $0,25^\circ$ e resolução temporal de 7 dias. Anteriormente distribuído pelo AVISO+, atualmente é disponibilizado pela *Copernicus Marine Environment Monitoring Service* no site <http://marine.copernicus.eu/> sem nenhuma alteração no conteúdo científico. A mesma processa dados de altímetros de todas as missões: Jason-3, Sentinel-3A, HY-2A, Saral/AltiKa, Cryosat-2, Jason-1 e 2, T / P, ENVISAT, GFO, ERS ½ e fornece um catálogo consistente e homogêneo de produtos para diversas aplicações.

O Projeto *Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic* (PIRATA) (SERVAIN *et al.*, 1998) fornece medições *in situ* da temperatura e salinidade em superfície e subsuperfície (até 500 m para temperatura e até 120 m para salinidade), fluxos superficiais de calor e variáveis atmosféricas (<https://www.pmel.noaa.gov/gtmba/pirata>). Entre as metas do Projeto PIRATA está a descrição melhorada da variabilidade sazonal e interanual no oceano superior e na interface oceano-atmosfera no Atlântico Tropical, além do fornecimento de um conjunto de dados que possa ser usado para desenvolver e melhorar os modelos preditivos do sistema climático acoplado.

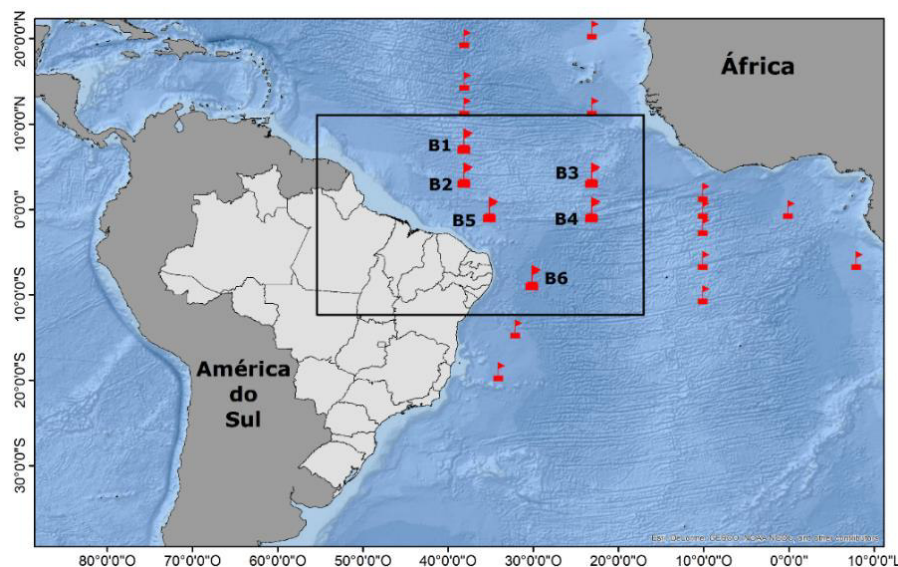
As médias mensais dos campos de temperatura e salinidade oriundas de 6 (Tabela 3) das 12 boias fixas do Projeto PIRATA no Oceano Atlântico Tropical (Figura 8) foram utilizadas

para comparação em ponto de grade com os resultados das simulações do modelo ROMS entre 1998 a 2015, período disponível dos dados.

Tabela 3 – Boias PIRATA utilizadas para a análise dos resultados do ROMS.

Boias	Latitude	Longitude
B1	8°N	38°W
B2	4°N	38°W
B3	4°N	23°W
B4	0°	23°W
B5	0°	35°W
B6	8°S	30°W

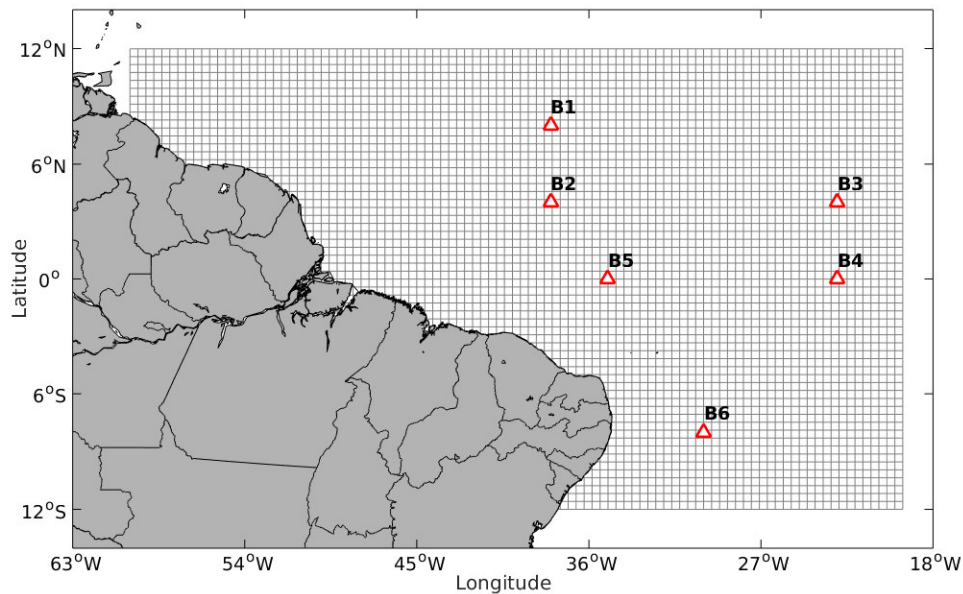
Figura 8 – Localização das boias PIRATA no Oceano Atlântico Tropical com destaque para a localização das duas boias utilizadas no presente estudo.



4.1.3. Configuração da Grade Numérica

A grade utilizada compreende a região do Oceano AEO, limitada entre as latitudes de 12°N e 12°S e longitudes de 60°W e 19,4°W (Figura 9), com resolução horizontal de 1/12° de grau de latitude e longitude (~0,08° ou aproximadamente 9,2 km no equador), com 292 pontos na direção zonal e 488 na direção meridional, buscando a representação da circulação oceânica de larga e mesoescala do Oceano AEO, incluindo a pluma do Rio Amazonas, Tocantins e Parnaíba. As bordas Norte, Sul, Leste, Oeste da grade numérica são tratadas como condições de contorno abertas. A resolução vertical é de 30 níveis sigma, com maior resolução próximo à superfície, visando uma melhor representação dos processos oceanográficos de mesoescala.

Figura 9 – Grade numérica elaborado para o domínio do oceano AE aplicada ao modelo e boias PIRATA utilizadas na avaliação do modelo.



4.1.4. Descrição dos Experimentos Numéricos

O Modelo ROMS foi configurado para simular a dinâmica do oceano AE por um longo período de tempo buscando a melhor representação da variabilidade climática da região. Inicialmente testes iniciais foram feitos para definir a melhor configuração dos experimentos, o primeiro teste foi um experimento sem rio, não utilizados no presente estudo pois não representou bem a descarga fluvial no oceano AE. O experimento utilizado no presente estudo com a implementação dos rios Amazonas, Tocantins e Parnaíba foi integrado livremente, sem correções de fluxos, para o período de 1985 a 2015 (31 anos) com o intuito de permitir uma análise climática na escala interanual. O experimento utilizado no presente estudo foi o com rio, o ano de 1985 foi escolhido para o início dos experimentos justamente pelo fato das séries históricas dos rios que chegam no oceano AE apresentarem maior continuidade a partir desse ano.

4.3. ANÁLISES ESTATÍSTICAS

4.3.1. Viés, Anomalia e Erro Médio Quadrático

As diferenças entre os campos de TSM, SSM, ASM e velocidades de corrente simulados pelo ROMS e os dados observacionais das bases de dados anteriormente mostradas na Tabela 1 foram obtidas por meio do calculado do viés (Equação 6).

$$viés = \frac{1}{N} \sum (X_{ROMS} - X_{OBS}) \quad (\text{Eq. 6})$$

Onde:

$X_{ROMS,i}$ é o valor da variável simulada pelo modelo;

$X_{obs,i}$ é o valor da variável medida;

n é o número de dados na série.

O método de componentes principais apresentado na seção 4.3.3 é aplicado sobre os campos de anomalias mensais de TSM e SSM, as quais são calculadas subtraindo-se os valores da climatologia mensal dos dados mensais oriundos da simulação do ROMS (Equação 7).

$$ATSM = X_{TSM\ ROMS} - \underline{X_{TSM\ ROMS}} \quad (\text{Eq. 7})$$

Onde:

$X_{TSM\ ROMS}$ representa os dados mensais de saída do modelo ROMS.

$\underline{X_{TSM\ ROMS}}$ representa a média temporal para cada mês (janeiro a dezembro).

O Erro Médio Quadrático (em inglês, *Root Mean Square Error* – RMSE), por sua vez, representa uma medida frequentemente usada para estimar as diferenças entre os valores (amostrais ou populacionais) simulados por um modelo e os valores observados. Como um método estatístico padrão de análise do desempenho de modelos numéricos, o RMSE é calculado pela raiz quadrada do somatório das diferenças entre os valores previstos e os valores observados (Equação 8). Os desvios são chamados de residuais quando calculados sobre a amostra de dados estimados e são chamados de erros (ou erros de simulação) quando calculados fora da mesma (HYNDMAN; KOEHLER, 2006).

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_i^n (X_{ROMS,i} - X_{obs,i})^2}{n}} \quad (\text{Eq. 8})$$

No presente estudo, o RMSE foi calculado espacialmente entre as simulações do ROMS e os dados observacionais (WOA18), entre esses e os dados do SODA3.3.1 utilizados como CI e CC nas simulações numéricas, e pontualmente entre as simulações do ROMS e as boias PIRATA. A comparação do WOA18 com o SODA3.3.1 foi realizada com o intuito de avaliar a representatividade dessa base de dados de reanálise em simular o clima tropical, de modo a validá-la como uma fonte viável para alimentação de modelos numéricos na região.

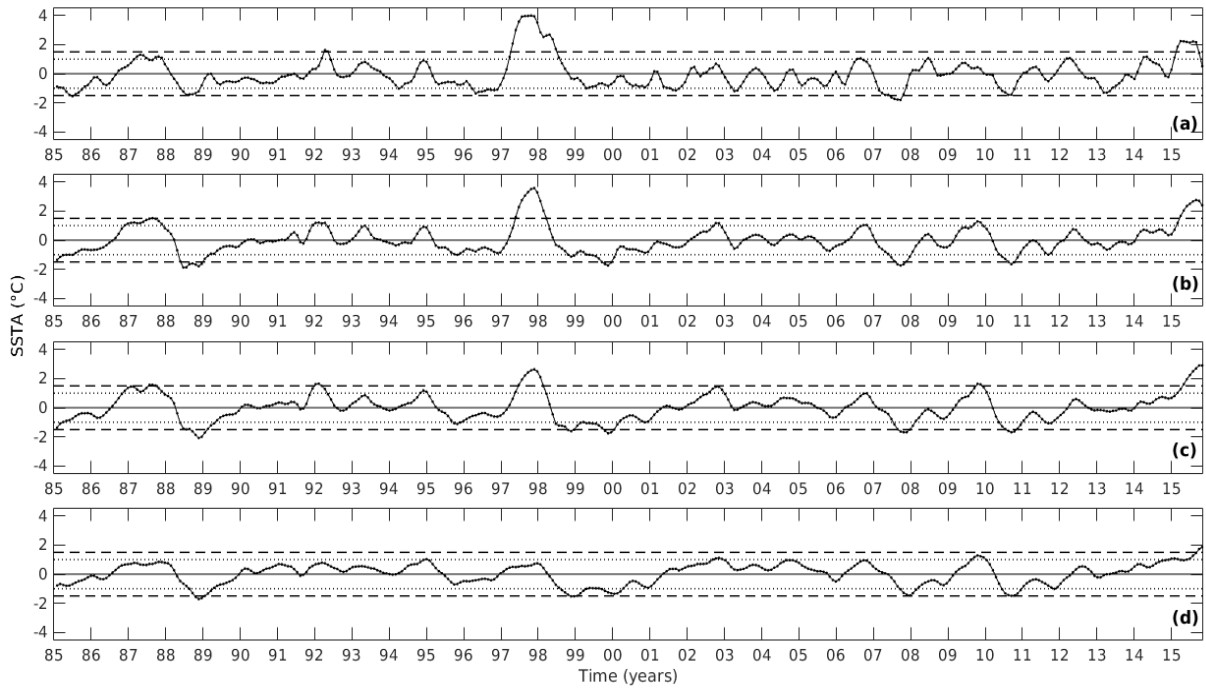
4.3.2. Compostos Climáticos

A influência de teleconexões Pacífico-Atlântico sobre a variabilidade sazonal e interanual no Oceano AEO será avaliada por meio da construção e análise de compostos climáticos de anomalias trimestrais de TSM simuladas pelo ROMS para anos de ENOS.

O Índice Oceânico do Niño (ION) para o Pacífico Equatorial foi calculado a partir das anomalias trimestrais médias de TSM (em °C) dos dados de reanálise SODA3.3.1 (média trimestral com janela móvel de 1 mês (i.e., DJF, JFM, FMA, MAM, AMJ, MJJ, JJA, JAS, ASO, SON, OND, NDJ) (Figura 10) para cada região do Niño (Niño 1+2, Niño 3, Niño 3.4, Niño 4) (Figura 4). Entretanto, no corpo principal do trabalho são discutidos somente os compostos climáticos associados à região do Niño 3 simulados pelo modelo oceânico ROMS, uma vez que nessa região foram encontradas as maiores ATSM, sendo as demais adicionadas e mostradas no Apêndice.

O ION foi então utilizado para obter o número de eventos de ENOS ocorridos no período analisado (1985 a 2015) e classificar os eventos de ENOS quanto a suas fases (El Niño x La Niña) e intensidades (forte x moderado), conforme limiares preditos pelo *Climate Prediction Center* do NOAA (CPC/NOAA) (CARPENEDO, 2017): El Niño forte ($ATSM \geq +1,5^\circ\text{C}$) e El Niño moderado ($1,0 \leq ATSM < 1,5^\circ\text{C}$); La Niña forte ($ATSM \leq -1,5^\circ\text{C}$) e La Niña moderada ($-1,0 \geq ATSM > -1,5^\circ\text{C}$). Assim, foi possível permitir a construção de compostos climáticos de ATSM simuladas pelo modelo ROMS para a região do Oceano AEO (p.e., padrões espaciais) representativos das diferentes fases e intensidades do ENOS. O mesmo procedimento foi aplicado aos dados do SODA3.3.1, os quais servirão de controle para fins de comparação com compostos climáticos das simulações com o modelo oceânico regional.

Figura 10 – Série temporal (1985 a 2015) do Índice Oceânico do Niño (ION) com as anomalias trimestrais de TSM para as regiões do: **(a)** Niño 1+2; **(b)** Niño 3; **(c)** Niño 3.4; **(d)** Niño 4 extraídas dos dados de reanálise do SODA3.3.1. As linhas pontilhadas representam os limiares de ATSM para eventos moderados de El Niño ($\geq 1,0$), enquanto as linhas tracejadas representam os limiares de ATSM para eventos fortes ($\geq 1,5$).



4.3.3. Funções Ortogonais Empíricas

A análise das Funções Ortogonais Empíricas (FOE) (em inglês, *Empirical Orthogonal Function* - EOF) apareceu primeiro em meteorologia com (Lorenz 1956; Von Storch; Zwiers, 2003; Wilk, 2011). A análise de FOE é uma técnica estatística baseada em operações matriciais que utiliza dados organizados como matrizes bidimensionais, com um eixo correspondente aos dados no tempo, e o outro à localização no espaço (p.e. Venegas; Mysak; Straub, 1997). O método consiste na transformação de variáveis originais correlacionadas (K) em novas componentes/variáveis não correlacionadas ou ortogonais (M) (Equação 9).

$$V = \sum_{k=1}^K S_{k,k} = \sum_{k=1}^K \lambda_m \quad (\text{Eq. 9})$$

O valor da variância explicada por cada componente é dado por:

$$\alpha_m = \frac{\lambda_m}{\sum_{k=1}^K \lambda_k} \cdot 100\% = \frac{\lambda_m}{\sum_{k=1}^K S_{k,k}} \cdot 100\% \quad (\text{Eq. 10})$$

Onde:

$S_{K,K}$ é variância da amostra;

λ_M são os autovalores

K são as variáveis originais correlacionadas.

M são as variáveis correlacionadas ou ortogonais.

α_m é o valor da variância

Jolliffe (2002) afirma que “a ideia central da análise de componentes principais (PCA) é reduzir a dimensionalidade de um conjunto de dados que consiste em um grande número de variáveis inter-relacionadas, mantendo o máximo possível da variação presente no conjunto de dados. Isso é possível transformando-se em um novo conjunto de variáveis, os componentes principais, que não são correlacionadas, e que são ordenadas para que os primeiros retenham a maior parte da variação presente em todas as variáveis originais.”

A análise se aplica a um campo dependente de espaço (autovetores) e tempo (autovalores) com média temporal zero. Cada autovetor (FOE) pode ser considerado como um padrão espacial (um mapa). Para ver como um determinado padrão espacial evolui no tempo, o autovetor é projetado no campo original para se obter uma série temporal (o coeficiente de expansão). Assim como as FOEs são ortogonais no espaço, as séries temporais são ortogonais no tempo. A fração da variância total do campo explicada por uma determinada FOE é proporcional ao seu autovalor associado. Assim, o autovalor, o autovetor e o coeficiente de expansão definem um modo de variabilidade. O modo principal (relacionado a maior porcentagem) explica a maior fração da variância total da análise, o segundo modo explica a maior fração da variação restante e assim por diante (BJÖRNSSON H.; VENEGAS, 1997).

Para maximizar a variância dos resultados do presente estudo, foi aplicado o método de rotação ortogonal VARIMAX (KAISER, 1958). A rotação VARIMAX é demonstrado na equação 11:

$$V^* = \frac{[n \sum_{i=1}^n (a_{i,j}^2) - (\sum_{i=1}^n a_{i,j}^2)^2]}{n^2}, j=1, \dots, r \quad (\text{Eq. 11})$$

Onde:

n é o número de variáveis.

r é o número de PCs

A FOE abre caminho para um ponto de vista alternativo sobre as relações espaço-tempo, especialmente a correlação em tempos distantes como análogos. Um par de análogos são dois estados em um sistema geofísico, amplamente separados no tempo, que são muito próximos (JOLLIFFE, 2002; PREISENDORFER, 2019). A série temporal da componente

principal (CP_1) ou primeiro modo é a combinação linear da variável original padronizada e representa a máxima variância da análise. A série da CP_2 é a combinação linear das variáveis que não estão correlacionadas ao primeiro modo, e representa a maior parte da variância remanescente (JOLLIFFE, 2002; PREISENDORFER, 2019) e assim sucessivamente.

No presente estudo, a análise de FOE foi aplicada aos dados de TSM e SSM simulados pelo ROMS entre os anos de 1985 a 2015. Para cada coeficiente de expansão (CP) encontrado da TSM, foi aplicado o filtro de média móvel com janela de 3 a 7 anos, a fim de retirar a sazonalidade e facilitar a identificação modos de variabilidade associados aos eventos de El Niño no oceano AEO. Para a SSM cada coeficiente de expansão (CP) foi aplicado o filtro de média móvel com janela anual (i.e., 12 meses), a fim de retirar a sazonalidade e facilitar a identificação dos principais modos de variabilidade interanual.

5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1. AVALIAÇÃO DAS CONDIÇÕES INICIAIS E DE CONTORNO DO ROMS

Com o intuito de avaliar a habilidade da base de dados de reanálise do SODA3.3.1 em representar a variabilidade do clima equatorial, e com isso classificá-la como uma boa fonte de dados para alimentação de modelos oceânicos regionais nessa região, a climatologia mensal (janeiro a dezembro) dos campos de TSM e SSM, abrangendo o período de 1985 a 2015, foi comparada ao ciclo anual dos dados observacionais do WOA18.

5.1.1. Temperatura da Superfície do Mar

Em geral, a climatologia mensal da TSM na região do Oceano AEO apresentou um viés da ordem de $\pm 0,5^\circ\text{C}$ entre o SODA3.3.1 e o WOA18, com uma variação temporal do padrão espacial bastante similar as duas bases de dados (Figura 11). Embora as soluções do SODA3.3.1 tenham sido capazes de representar bem o ciclo anual dos campos superficiais na região equatorial, os resultados mostram que o Oceano AEO apresenta-se mais quente (máximo de $+1^\circ\text{C}$ em alguns pontos) na base de dados de reanálise, as quais se concentram mais na região adjacente à desembocadura do Rio Amazonas e na região do ATN (de junho a novembro) e ATS (de dezembro a abril) (Figura 11, terceira coluna). Ainda entre os meses de dezembro e abril nota-se a presença de uma água mais fria a nordeste do domínio, oriunda da costa da África, indicando que o processo de ressurgência equatorial é intensificado nos dados do SODA3.3.1 comparado aos dados do WOA18. Vieses positivos de TSM também são evidentes

na região da CCNE onde ocorre a retroflexão da CNB (entre 4°N e 9°N), principalmente entre agosto e novembro.

Figura 11 – Climatologia mensal (janeiro a dezembro) da TSM, em °C, para o período de 1985 a 2015, oriunda da reanálise do SODA3.3.1 (primeira coluna) e dados observacionais do WOA18 (segunda coluna) e suas respectivas diferenças (terceira coluna).

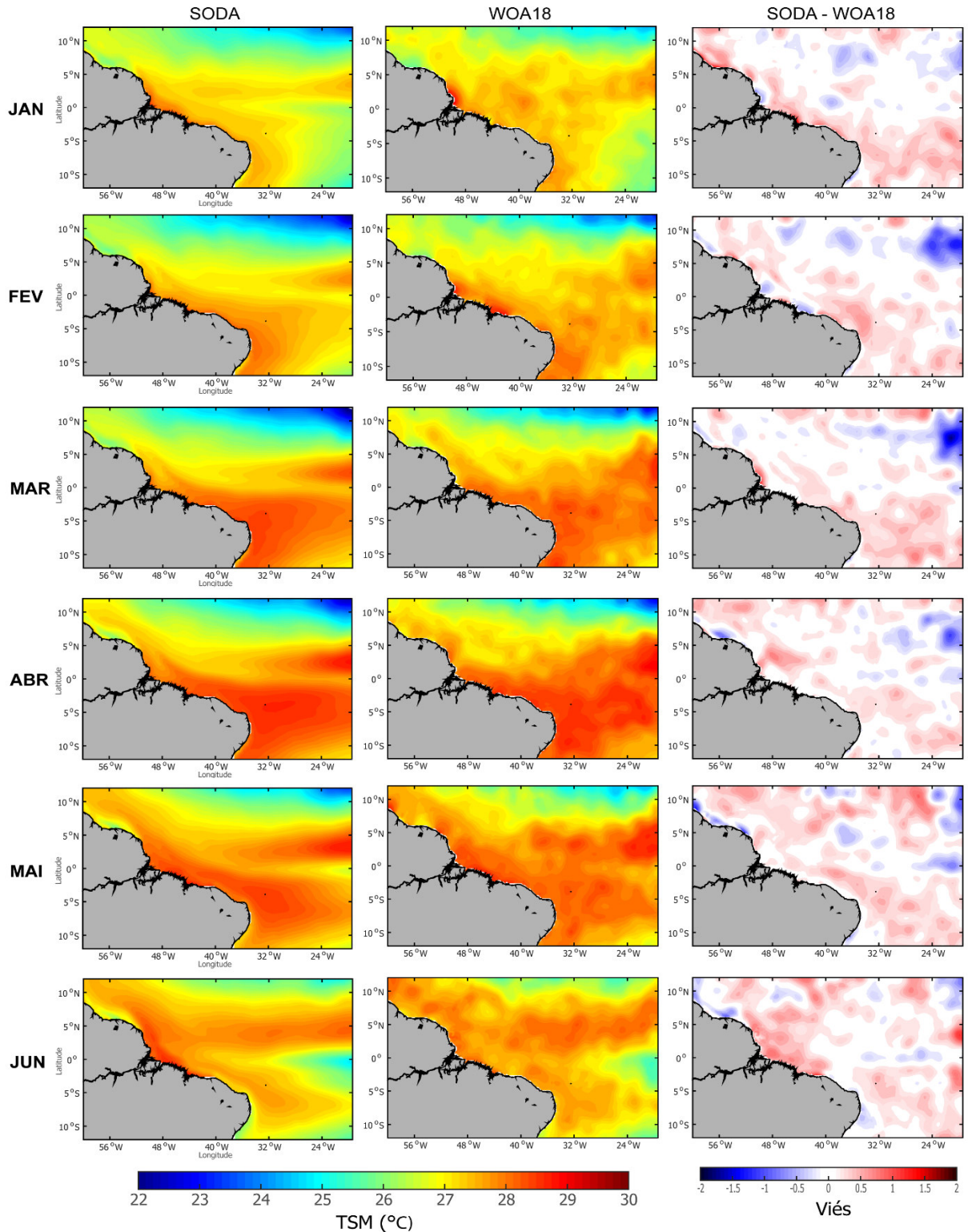
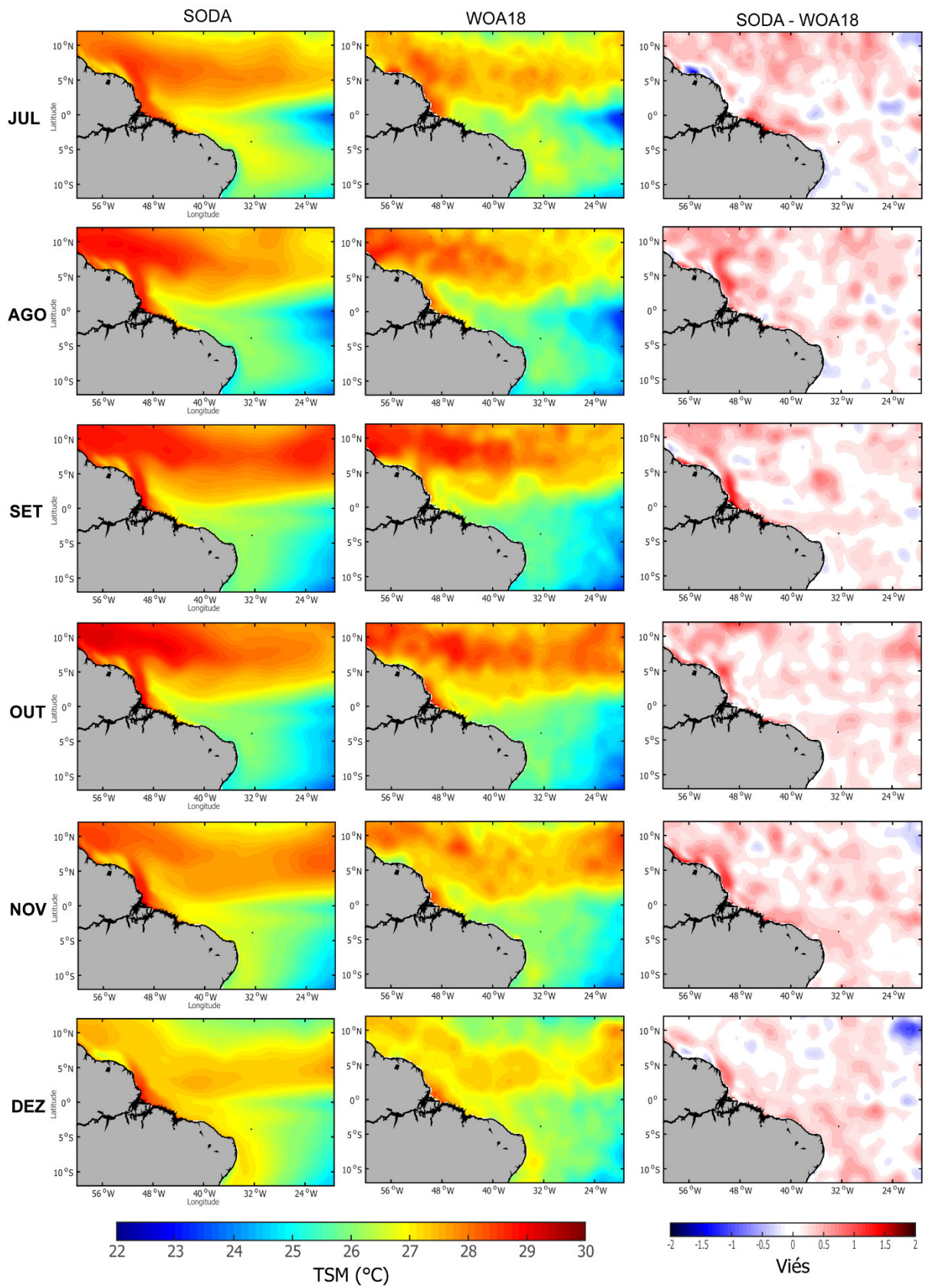


Figura 11 – Continuação.



5.1.2. Salinidade da Superfície do Mar

Os maiores vieses de SSM (em geral, da ordem de 2) entre os dados de reanálise do SODA3.3.1 e os observacionais do WOA18 ocorreram próximas às desembocaduras dos Rios Amazonas e Tocantins (Figura 12, terceira coluna). As máximas diferenças de SSM na região de descarga dos rios chegaram a ~10 em alguns meses, porém, com o intuito de representar o comportamento da pluma dos rios Amazonas e Tocantins sobre a região oceânica adjacente, a barra de cores na figura 12 foi limitada a uma variação de -2 a 2 °C.

Enquanto o deslocamento das plumas dos Rios Amazonas e Tocantins se dá para noroeste do domínio na reanálise (Figura 12, primeira coluna), nos dados observacionais há um certo aprisionamento da mesma próxima às desembocaduras (Figura 12, segunda coluna). Isso ocorre especialmente no período em que a CNB apresenta sua menor intensidade de transporte (abril a maio), havendo um deslocamento da pluma de baixa salinidade para noroeste quando essa atinge maior intensidade (julho a agosto) (JOHNS *et al.*, 1998). A retroflexão da CNB, por sua vez, ocorre majoritariamente nos dados do SODA, por isso as diferenças de SSM entre as duas bases de dados na região de 5°N a 10°N são negativas (Figura 12, terceira coluna), ou seja, o SODA apresenta menor SSM em decorrência da melhor representação da pluma dos Rios Amazonas e Tocantins.

O deslocamento zonal da pluma dos Rios Amazonas – Tocantins para oeste do domínio é observado na base de dados do SODA3.3.1, já no WOA18 há um leve deslocamento meridional e um aprisionamento da pluma próximo à costa. Climatologicamente, ocorre um enfraquecimento do transporte da CNB em junho, permitindo que a pluma de água doce sofra retroflexão para leste (STRAMMA; SCHOTT, 1999). Essa retroflexão ocorre majoritariamente na base de dados do SODA, por isso o viés negativo de SSM entre as duas bases de dados na região de 5°N a 10°N (Figura 12, terceira coluna). Isso demonstra que o SODA apresenta uma representação mais adequada da pluma do Amazonas e Tocantins.

O WOA18 não representa tão bem a pluma de baixa salinidade que, climatologicamente, se desloca em direção ao Caribe, mas captura relativamente bem a retroflexão para leste da CCNE, diminuindo o viés entre as duas bases de dados na região oceânica adjacente (Figura 12, segunda coluna). O viés encontrado entre o SODA3.3.1 e o WOA18 na representação dos vórtices oceânicos da CNB-CCNE pode ser decorrente do viés associado à representação da intensidade da pluma dos rios e localização mais ao sul-leste nos dados observacionais.

Figura 12 – Climatologia mensal (janeiro a dezembro) da SSM, para o período de 1985 a 2015, oriunda da reanálise do SODA3.3.1 (primeira coluna) e dados observacionais do WOA18 (segunda coluna) e suas respectivas diferenças (terceira coluna).

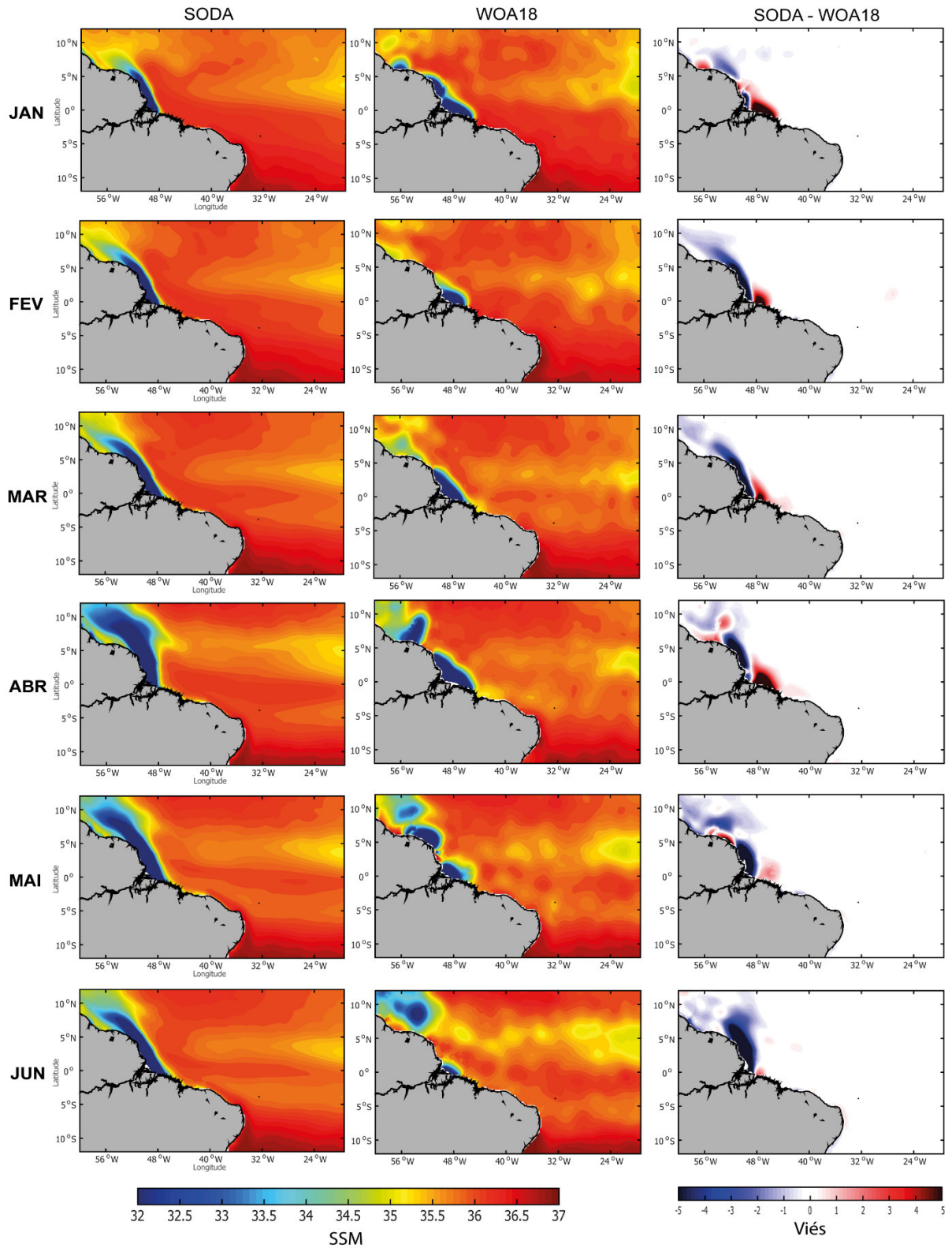
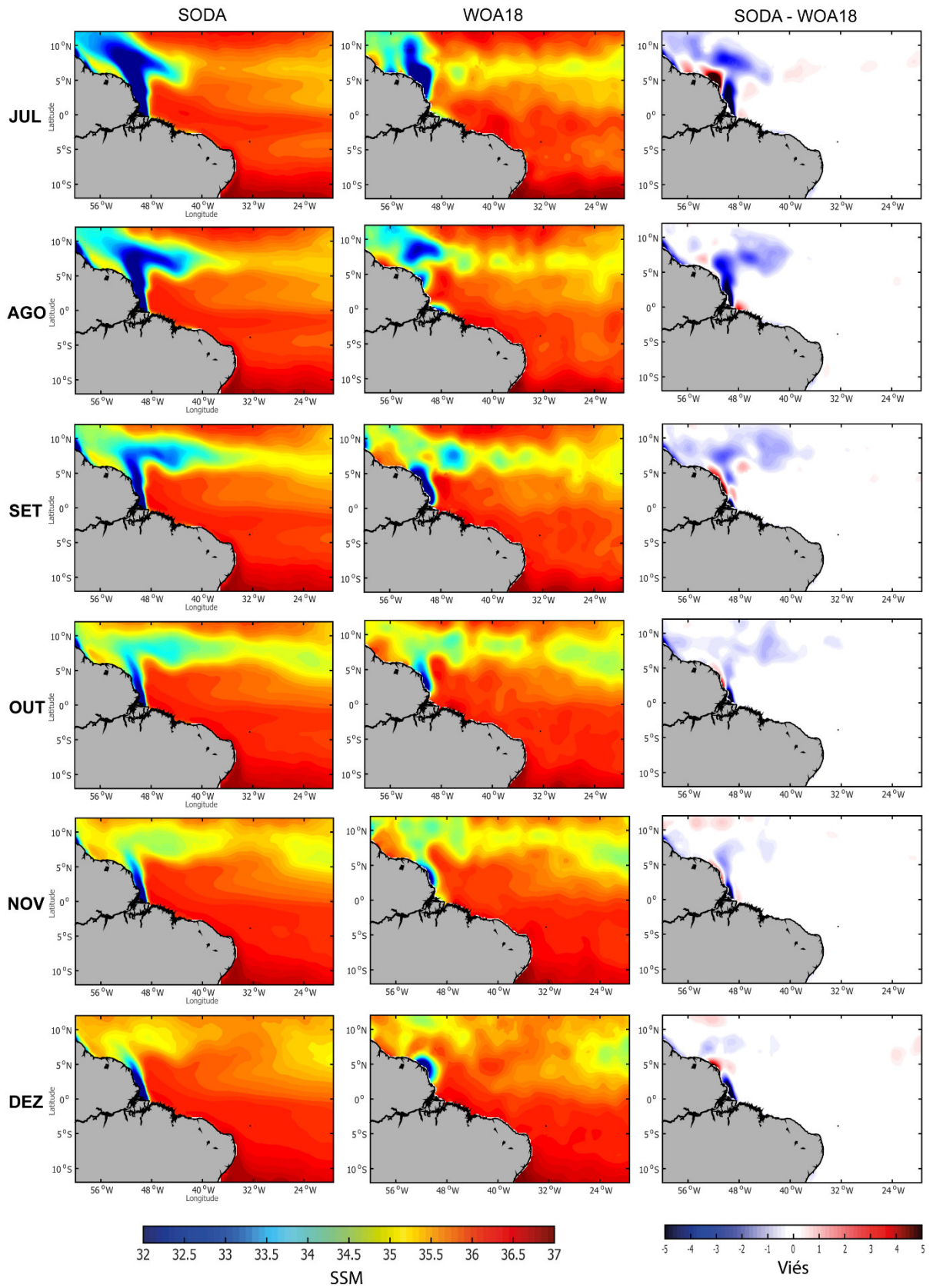


Figura 12 – Continuação.



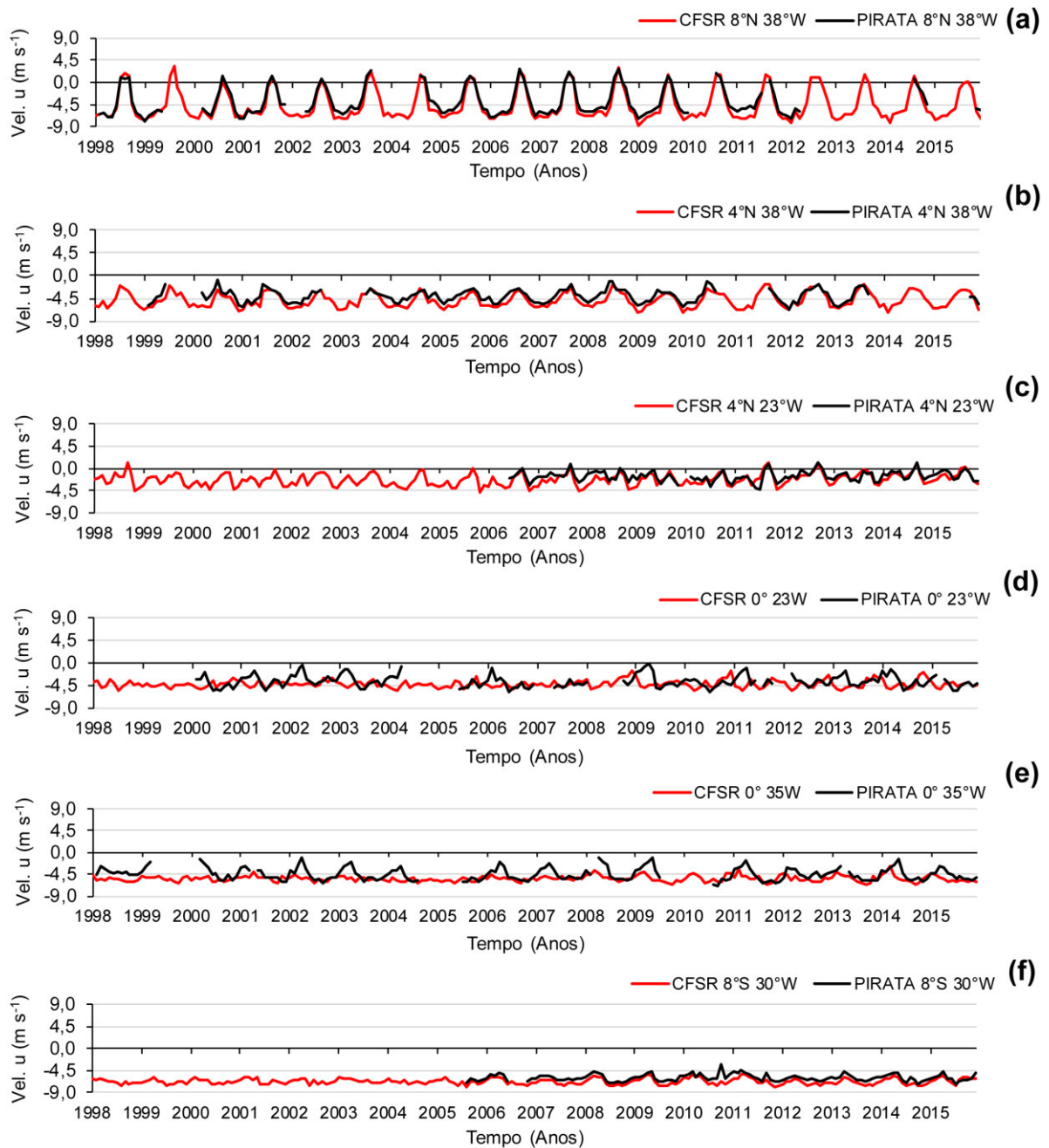
5.2. AVALIAÇÃO DAS FORÇANTES ATMOSFÉRICAS DO ROMS

Com o intuito de avaliar a habilidade da base de dados de reanálise atmosférica do CFSR em representar as componentes zonal (u) e meridional (v) da velocidade do vento, utilizadas como forçantes atmosféricas nas simulações do modelo ROMS no domínio do AE, as mesmas foram comparadas aos dados oriundos das boias PIRATA, para o período de 1998 a 2015. Para fins de comparação das séries temporais, médias mensais para as ambas as bases de dados (Figura 13 e 14) foram calculadas a partir dos dados com frequência de 6 em 6 horas do CFSR e de 5 em 5 dias do PIRATA.

Os resultados encontrados para a componente zonal da velocidade do vento a 10 m (u) (Figura 13a a 13f) mostram que os dados de reanálise do CFSR seguem um padrão bastante similar aos dados observados *in situ* das boias PIRATA, especialmente nas coordenadas localizadas mais ao norte (Figuras 13a a 13c) e ao sul (Figura 13f). Além disso, nota-se que a velocidade do vento zonal em cada boia tem um padrão temporal característico, cuja reanálise foi capaz de capturar na maioria das boias analisadas.

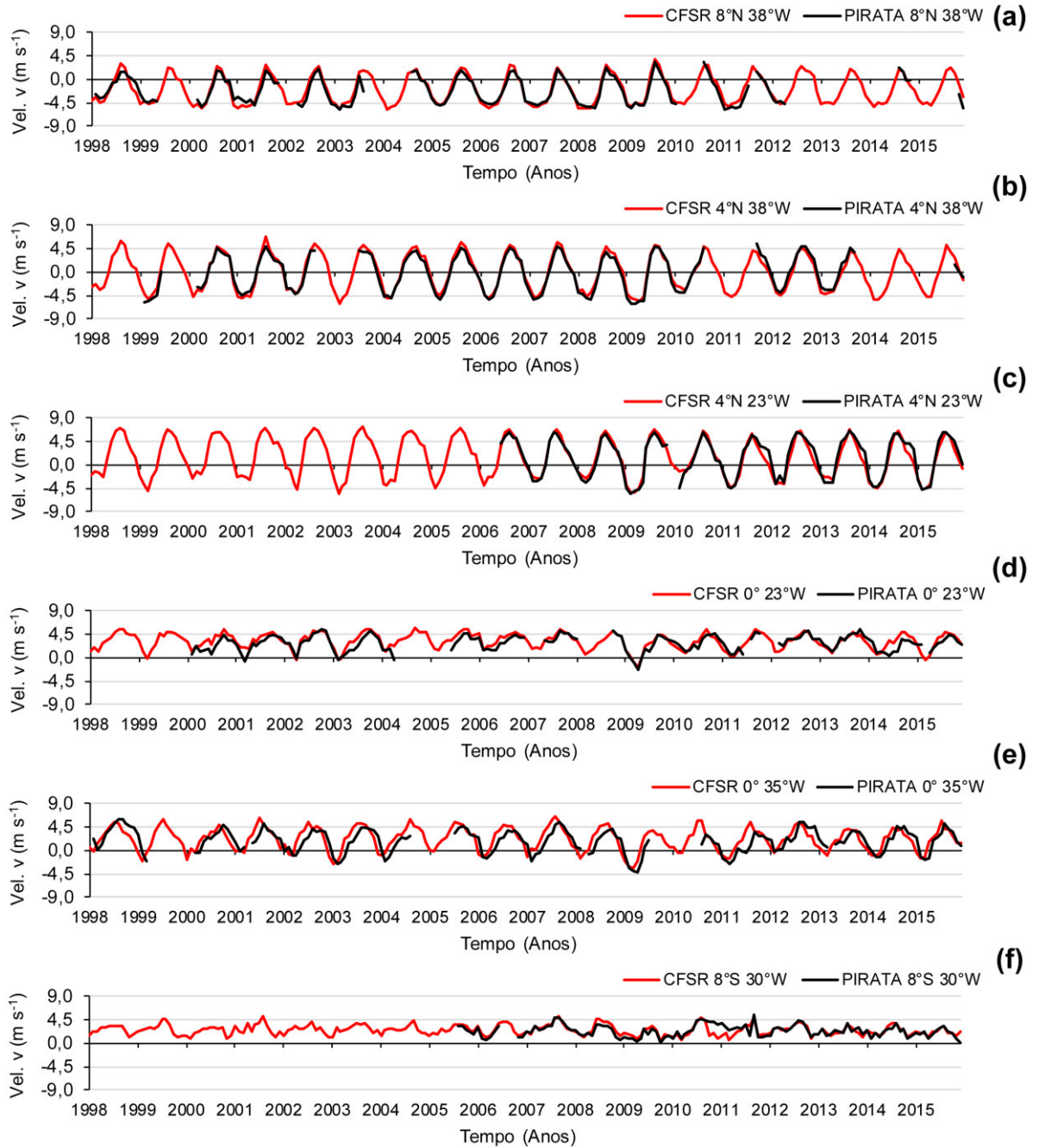
As boias localizadas sobre a linha do equador, entretanto, apresentam as maiores diferenças entre a reanálise e os dados *in situ*, onde se observa um fortalecimento da componente zonal dos dados do CFSR em relação ao PIRATA. Nota-se, também, que a reanálise apresenta falhas na representação da sazonalidade dos dados nesses pontos próximos ao equador (Figura 13d e 13e).

Figura 13 – Série temporal (1998 a 2015) mensal da velocidade zonal (u) do vento a 10 metros extraídos dos dados de reanálise do CFSR e boias PIRATA: **a)** 8°N e 38°W; **b)** 4°N e 38°W; **c)** 4°N e 23°W; **d)** 0° 23°W; **e)** 0° e 35°W; **f)** 8°S e 30°W.



Analisando a variação temporal das velocidades do vento, é possível encontrar comportamentos distintos para cada boia. Para a velocidade meridional (v) (Figura 14a até 14f) o padrão dos dados de reanálise oriundos do CFSR é similar aos observados *in situ* pelas boias PIRATA, sendo assim, o conjunto de reanálises do CFSR representa bem o vento meridional (v) a 10 metros para o oceano AE, em comparação aos dados *in situ* do PIRATA.

Figura 14 – Série temporal (1998 a 2015) mensal da velocidade meridional (v) do vento a 10 metros extraídos dos dados de reanálise do CFSR e boias PIRATA: (a) 8°N e 38°W; (b) 4°N e 38°W; (c) 4°N e 23°W; (d) 0° 23°W; (e) 0° e 35°W; (f) 8°S e 30°W.



5.3. AVALIAÇÃO DOS CAMPOS OCEÂNICOS SIMULADOS PELO ROMS

As variações nos campos de temperatura e salinidade da superfície do mar são de grande relevância na região do Oceano AEO, devido à forte interação de massas d'água continentais, provenientes da descarga do Rio Amazonas e Rio Tocantins, bem como daquelas oriundas do Oceano Atlântico Sul, que quando chegam ao domínio estudado são transportadas pela CNB.

5.3.1. Ciclo Anual da Temperatura da Superfície do Mar

O ciclo anual da TSM no Oceano AEO calculado a partir das simulações com o modelo ROMS é mostrado na Figura 15. Os resultados mostram que os maiores valores de TSM ($T > 27^{\circ}\text{C}$) ocorrem de julho a novembro, no período de estiagem da região quando, na ausência de nuvens convectivas, uma maior quantidade de radiação solar incide diretamente à superfície do oceano (Figura 15). De dezembro a março, as águas quentes recuam a noroeste e leste do domínio, quando valores mais baixos de TSM se instalam ao longo do equador e sobre a porção leste e central da bacia (Figura 15), abrangendo a região de influência da monção da África Ocidental (DEPPENMEIER; HAARSMA; HAZELEGER, 2016; MITCHELL; WALLACE, 1992). Sobre a PC Norte e Nordeste do Brasil nota-se a presença de águas mais quentes, resultado da mistura entre as águas oriundas da descarga fluvial continental e as águas oceânicas da PC. Além da dinâmica atmosférica, o estudo da variação temporal da TSM na região equatorial é de suma importância para a dinâmica oceânica da região, uma vez influencia no transporte de massas de água pela CNB e CCNE (CASTRO *et al.*, 2006; SCHOTT; STRAMMA; FISCHER, 1995).

As simulações numéricas realizadas com o modelo ROMS foram capazes de captar a sazonalidade da TSM no Oceano AEO, embora seja observado um viés frio ($\sim -2^{\circ}\text{C}$) à leste do domínio, ao longo de todos os meses, quando comparadas aos dados do WOA18, o qual está relacionado a uma intensificação da língua fria do Atlântico (Figura 15). Essa feição oceanográfica de língua fria configura-se com maior assinatura à medida que as correntes equatoriais e a frente equatorial de TSM são fortalecidas, associadas ao desenvolvimento de Ondas de Instabilidade Tropicais (OITs) (início de junho) (HASHIZUME *et al.*, 2001). A causa das OITs é geralmente atribuída à instabilidade hidrodinâmica associadas a fortes correntes equatoriais que fluem em direções alternadas (COX, 1980; PHILANDER, 1976). Estudos sugerem que os fortes gradientes de temperatura na camada de mistura também podem contribuir para o desenvolvimento de OITs (CALTABIANO; ROBINSON; PEZZI, 2005).

Figura 15 – Climatologia mensal (1985 a 2015) dos campos de TSM, em °C, obtidos no experimento com o ROMS (primeira coluna), dados observacionais do WOA18 (segunda coluna) e suas respectivas diferenças (terceira coluna).

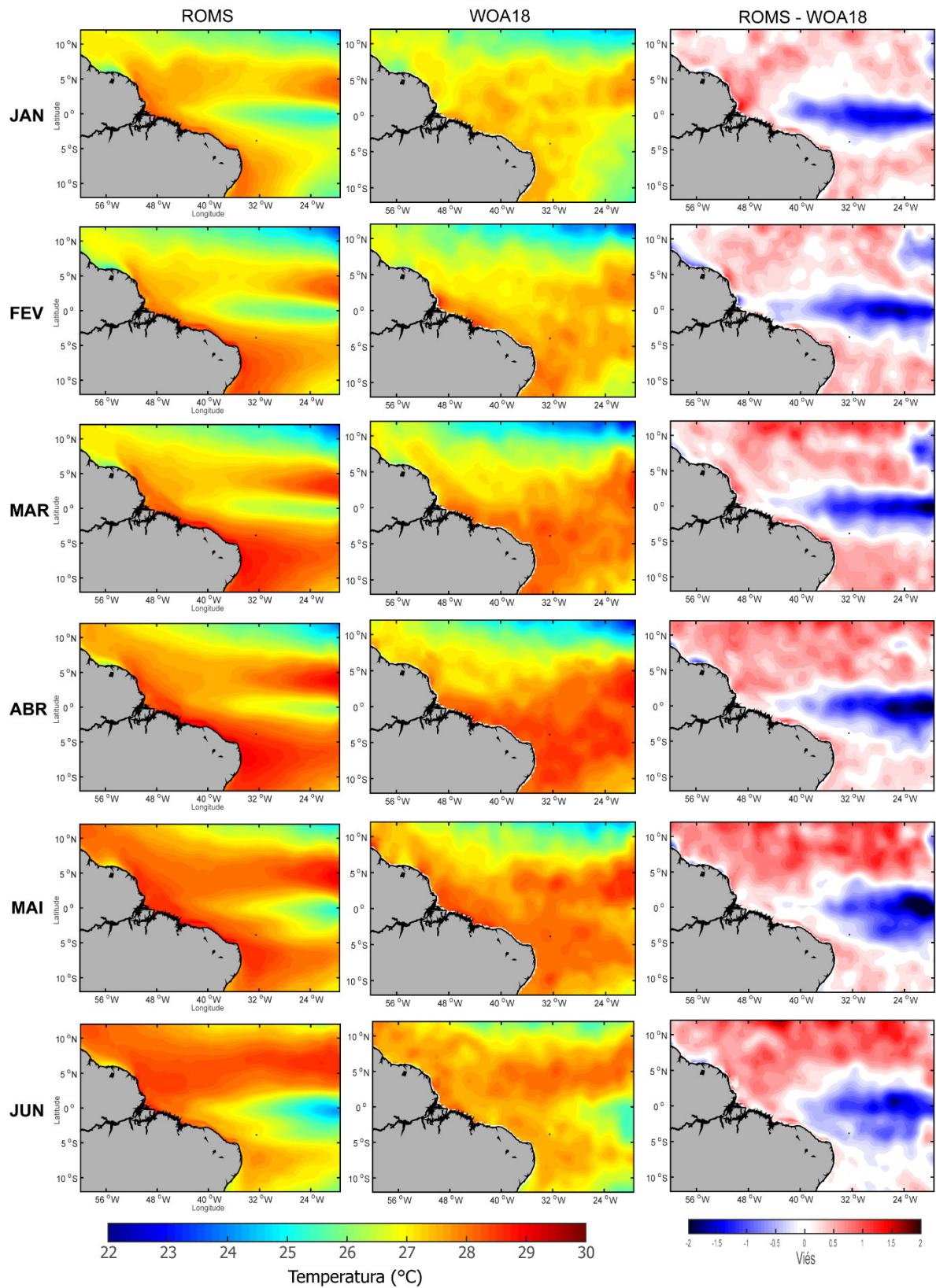
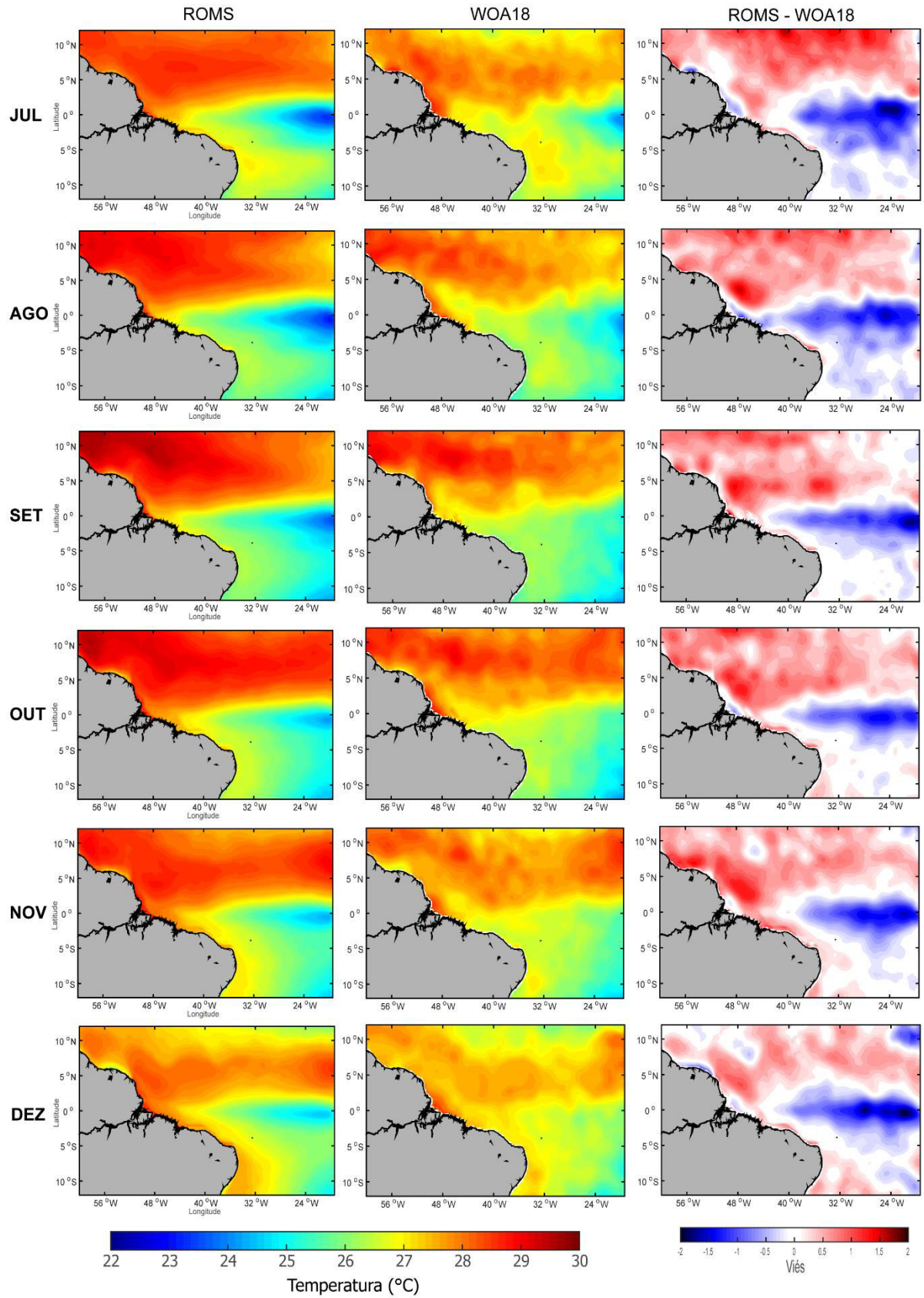


Figura 15 – Continuação.

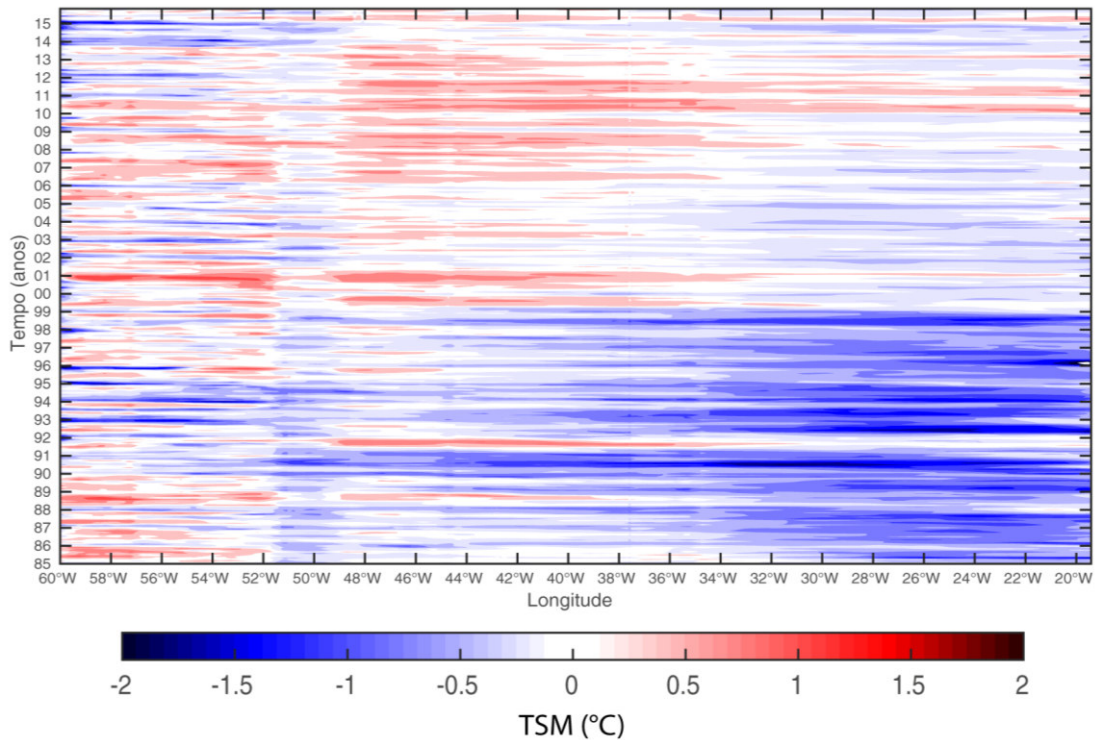


Além disso, a propagação de OITs foi associada ao fortalecimento dos ventos alísios de sudeste e à presença de TSMs $< 24^{\circ}\text{C}$ ao longo do equador (GRODSKY *et al.*, 2005). Nas simulações com o modelo ROMS, a feição de língua fria é mais pronunciada no inverno (JJA) e primavera (SON) austral. Assim, a variabilidade climática da TSM na região equatorial se dá com maior assinatura na frequência semianual (0,5 anos), isto é, de dezembro a junho a região enfrenta uma estação chuvosa e de julho a novembro uma estação de estiagem, sazonalidade que depende fortemente da variação espaço-temporal dos ventos em superfície, do processo de ressurgência equatorial e do deslocamento meridional da ZCIT.

Ventos alísios mais intensos (setembro) intensificam o processo de divergência de água em superfície o que potencializa a ressurgência equatorial nessa época do ano (AN *et al.*, 2012; WANG *et al.*, 2017). As anomalias de vento em superfície levam ao ajuste dinâmico da termoclina via propagação de ondas de Kelvin que usa a energia potencial do calor na camada de mistura. A termoclina mais rasa e o aumento da ressurgência de água resultam no viés a leste do Oceano AEO (RICHTER *et al.*, 2016). Por fim, a má representação de alguns mecanismos climáticos pelos modelos numéricos, tais como o intensificação de ressurgência, o *feedback* da termoclina e a advecção zonal (p.e. Liu *et al.*, 2005), pode ser a causa da presença anômala de assimetria zonal (Leste-Oeste) no campo de velocidades de corrente, densidade ou forçantes atmosféricas.

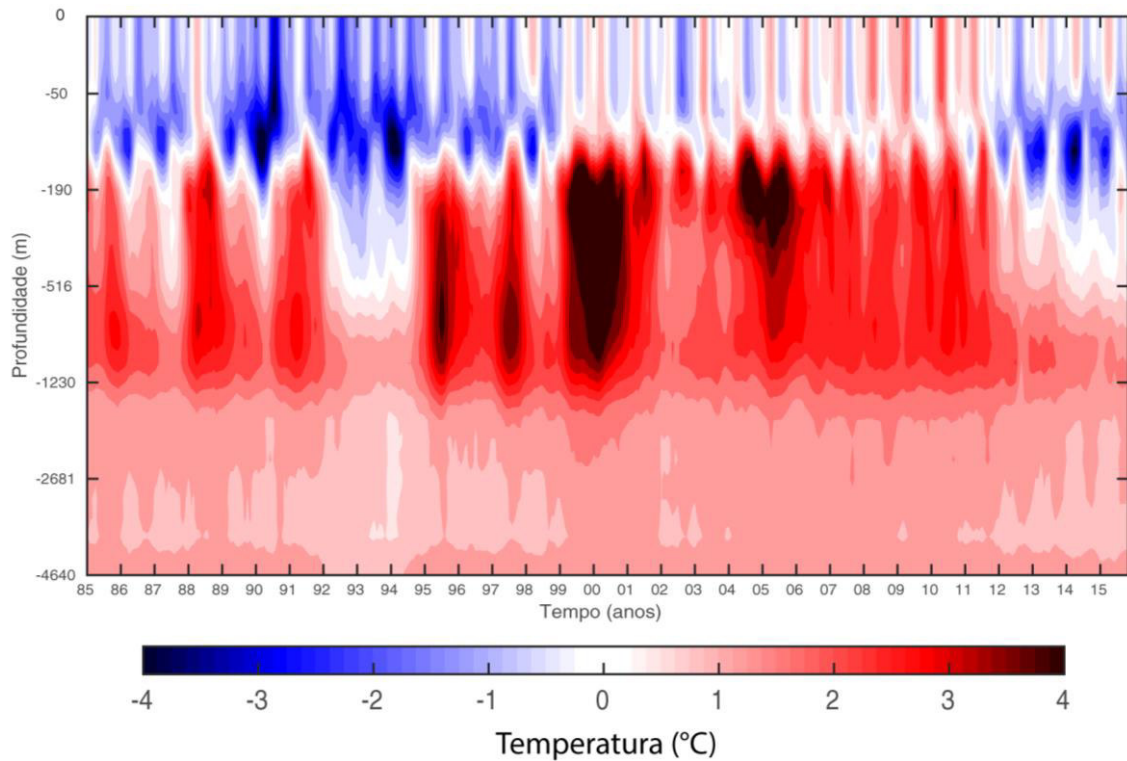
A fim de investigar a língua fria encontrada no ciclo anual de TSM a leste do domínio, foi apresentado um Diagrama de Hovmöller (longitude x tempo), considerando uma média de todas as latitudes (12°N a 12°S), dos vieses de TSM entre o ROMS e os dados do SODA3.3.1, permitindo avaliar o deslocamento zonal desse viés frio ao longo dos 31 anos de simulação do modelo oceânico (Figura 16). Com base nesta análise nota-se que o viés frio encontrado a leste do domínio ($\sim -1,5^{\circ}\text{C}$) não esteve presente em todo o tempo de integração do modelo ROMS, ocorrendo de 1985 a 1999, quando a intensidade dessa feição diminuiu consideravelmente ($< -0,5^{\circ}\text{C}$), assumindo magnitude similar ao viés observado na porção oeste do domínio. Zonalmente, os maiores vieses deslocam-se para oeste até a longitude de $\sim 40^{\circ}\text{W}$, chegando a influenciar as águas da Margem Equatorial Brasileira (Figura 16).

Figura 16 – Diagrama de Hovmöller das diferenças de TSM ($^{\circ}\text{C}$) obtidos no experimento com o ROMS com os dados de reanálise do SODA3.3.1 representando a variação zonal da TSM considerando uma média de todas as latitudes (12°N a 12°S) no tempo (longitude x tempo).



No intuito de analisar se as diferenças de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) entre as simulações do modelo ROMS e dos dados SODA3.3.1 estiveram confinadas em superfície, foi calculado o perfil vertical médio dessas diferenças, considerando uma média de todo o domínio numérico do Oceano AEO (latitudes 12°N a 12°S e longitudes 60°W a $19,4^{\circ}\text{W}$), no tempo (profundidade x tempo) (Figura 17). Essa análise mostrou que o viés frio observado em superfície também se estende para as camadas subsuperficiais (até ~ 190 metros), com um núcleo de maiores diferenças ($\sim -4^{\circ}\text{C}$) próximo à profundidade de 120 metros. Esse padrão esteve associado à um viés quente de mesma magnitude nas camadas abaixo desta (até ~ 1230 metros), com as maiores diferenças ocorrendo justamente após o ano de 1999, quando o viés frio em superfície passa a apresentar um comportamento característico do ciclo sazonal (Figura 17). Entre os anos de 2008 a 2011, esse viés positivo entre os dados simulados do ROMS e a reanálise do SODA3.3.1 parece alcançar a superfície, sendo seguido novamente por um período de viés frio em subsuperfície.

Figura 17 – Diagrama de Hovmöller das diferenças de Temperatura ($^{\circ}\text{C}$) obtidos no experimento com o ROMS com os dados de reanálise do SODA3.3.1 representando a variação em profundidade da Temperatura no tempo (profundidade x tempo).



Os resultados das diferenças da variação em profundidade da temperatura no tempo (Figura 17), mostra que para os anos de 2008 a 2011 os vieses se tornaram positivos e de baixa magnitude entre os dados simulados pelo ROMS e a reanálise do SODA, mostrando um melhor ajuste sazonal das simulações quando comparadas à reanálise oceânica do SODA. O viés negativo de temperatura em superfície simulados pelo ROMS se estende até a profundidade de ~170 metros, do começo do experimento em 1985 até o ano de 1999. Em resposta a esses vieses negativos de temperatura simuladas na superfície até o topo da termoclina (0 a ~170 metros), as profundidades abaixo dessa região apresentaram vieses positivos nas simulações, na mesma ordem das diferenças superficiais negativas (~ 4°C).

5.3.2. Ciclo Anual da Salinidade da Superfície do Mar

As simulações com o modelo ROMS (Figura 18, primeira coluna) apresentaram valores mais baixos de salinidade da superfície do mar (SSM) adjacentes à desembocadura dos Rios Amazonas e Tocantins se comparados aos dados observacionais do WOA18 (Figura 18, segunda coluna). Durante os meses de dezembro a maio, há um transporte em direção a noroeste da água de baixa salinidade comparado às observações do WOA18. O Rio Parnaíba, também inserido no modelo numérico, parece não exercer forte influência sobre o campo de SSM nas proximidades da sua desembocadura, devido a sua baixa descarga fluvial (cerca de 100 vezes maior) em comparação aos rios Amazônicos.

As mais altas velocidades encontradas para as correntes superficiais simuladas pelo modelo ROMS (ver seção 5.3.4) geram um deslocamento da pluma em direção ao Mar do Caribe, aumentando as diferenças de SSM nas proximidades das desembocaduras dos rios implementados (Figura 18). Isso indica que o ciclo hidrológico no Oceano AEO desempenha um papel chave na variação de salinidade nas primeiras camadas do oceano. A noroeste do domínio, o transporte sazonal de água de baixa salinidade da Amazônia exerce uma forte influência sobre a SSM em mar aberto, a exemplo do que ocorre no verão (DJF) e outono (MAM) austral, quando a água de baixa salinidade é projetada paralelamente à costa sul-americana em direção ao Caribe (Figura 18), em decorrência do fluxo mais intenso da CNB.

Figura 18 – Climatologia mensal (1985 a 2015) dos campos de SSM obtidos no experimento com o ROMS (primeira coluna), dados observacionais do WOA18 (segunda coluna) e suas respectivas diferenças (terceira coluna).

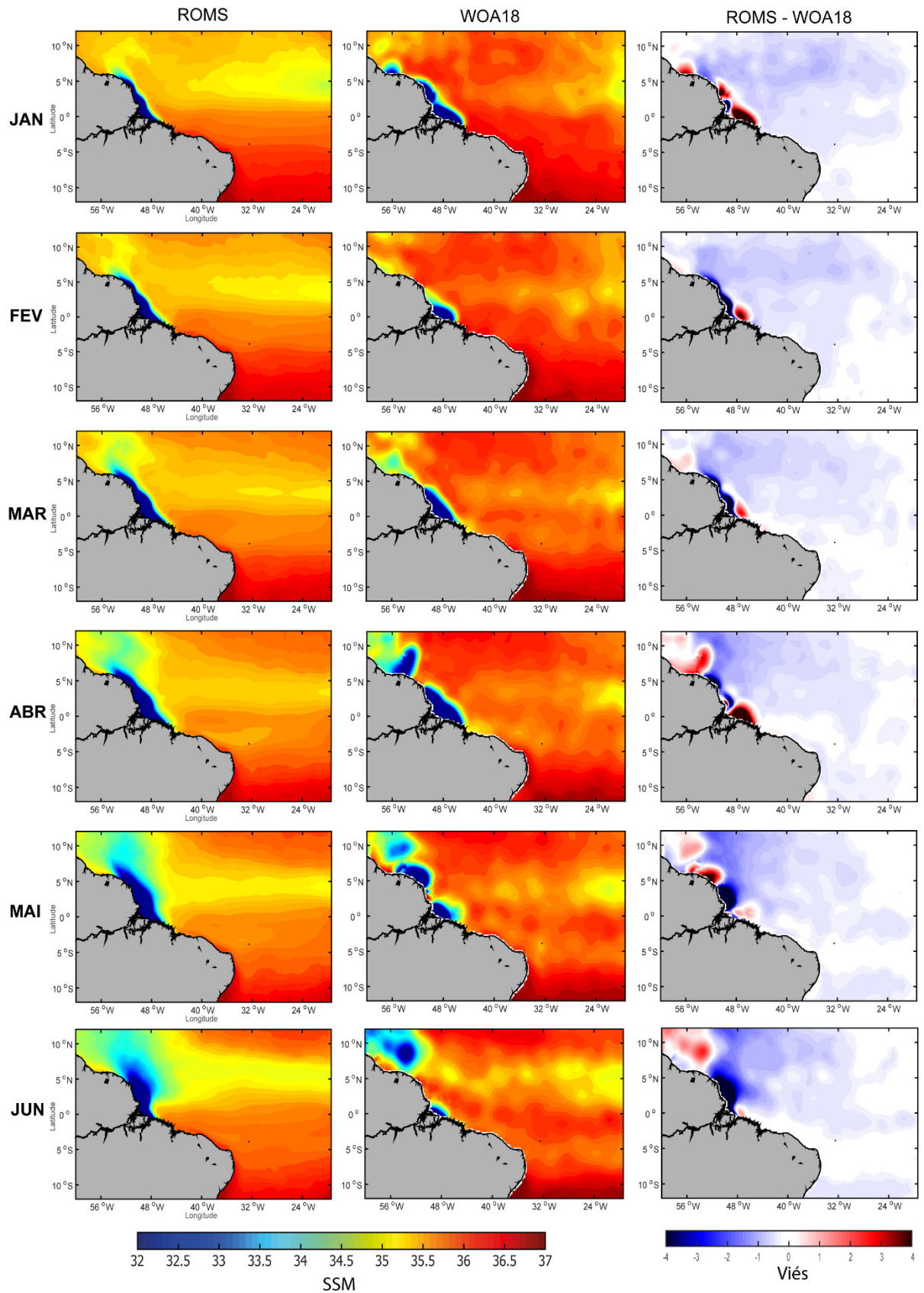
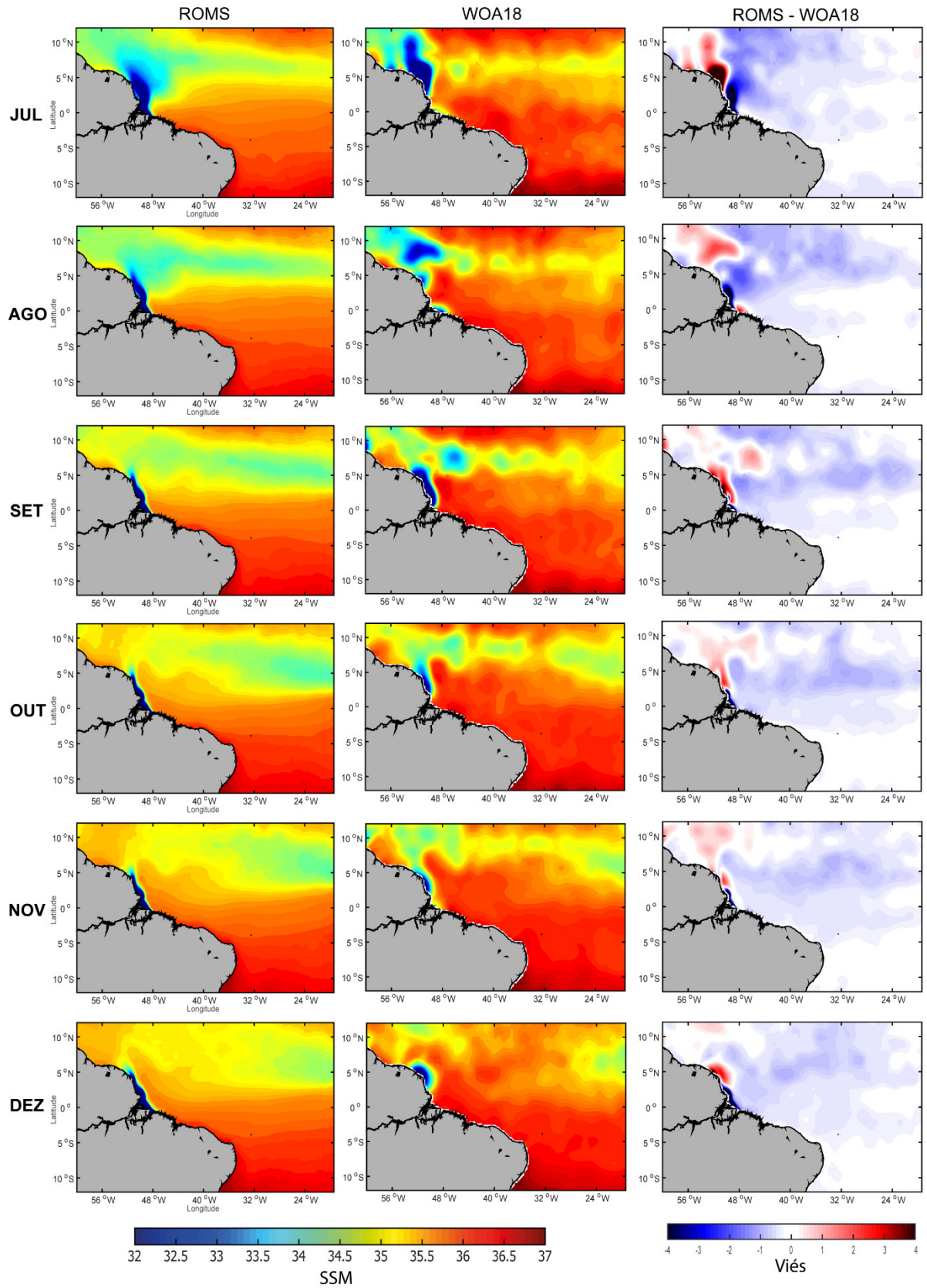


Figura 18 – Continuação.



Foltz; Schmid; Lumpkin (2015) afirmam que há uma grande entrada de água doce superficial na região do Oceano ATN a partir da combinação de chuva e vazão de rio, a qual sofre dispersão e subsidência a medida que se desloca para latitudes mais altas. Essa mais baixa salinidade causa a estratificação do oceano superficial gerando uma camada isotérmica mais profunda que funciona como uma barreira entre a base da camada isotérmica e a base da camada de mistura do oceano (FOLTZ; MCPHADEN, 2009; SPRINTALL; TOMCZAK, 1992). Como a descarga fluvial que desagua na Margem Equatorial Brasileira é influenciada pela variabilidade interanual do Oceano AT e suas teleconexões, o campo de SSM é consideravelmente reduzido em anos de El Niño, quando há um déficit pluviométrico associado ao enfraquecimento dos ventos alísios e a menor influência da ZCIT sobre as regiões Norte e Nordeste do Brasil (p.e., Espinoza *et al.*, 2009).

5.3.3. Ciclo Anual da Altura da Superfície do Mar

O ciclo anual de Altura da Superfície do Mar (ASM) construído a partir das simulações do modelo ROMS foi comparado aos dados observacionais do altímetro AVISO (Figura 19). Os menores vieses foram encontrados sobre a Margem Equatorial Brasileira, próximo à desembocadura dos principais rios e na região de retroflexão da CNB e fluxo da CCNE (Figura 19, terceira coluna), com o ROMS subestimando os valores de ASM. Esse viés é encontrado ao longo de todos os meses principalmente na região do viés frio do modelo (ver figura 15).

Os menores vieses encontrados entre modelo e observação indicam que a configuração do modelo ROMS para a região do Oceano AEO foi capaz de simular os meandros e vórtices originados a partir do desprendimento da CNB, bem como seu transporte para noroeste do domínio (Figura 19, primeira coluna). Os anéis que se desprendem da retroflexão da CNB geralmente interagem e se fundem uns com os outros, resultando em uma anomalia positiva no nível do mar, especialmente a leste das Pequenas Antilhas, no Caribe (GARRAFFO *et al.*, 1994).

A presença da CCNE na faixa em torno de 5°N nas simulações do modelo foi observada entre junho e fevereiro (Figura 17, primeira coluna), o que corrobora com os resultados encontrados por Johns *et al.* (1998), que observaram a maior atuação da mesma entre os meses de junho a março. Na região equatorial, os maiores vieses de ASM estão diretamente relacionados ao conteúdo de calor contido na superfície do oceano e à profundidade da termoclina (LATIF; GRÖTZNER, 2000).

Diferenças da mesma ordem foram observadas entre dados simulados pelo modelo ROMS e dados do AVISO na região do Oceano Atlântico Sul (Dias *et al.*, 2014). A temperatura, salinidade e descarga dos rios estão diretamente ligadas à densidade da água do oceano, que influencia indiretamente a ASM (CARLSSON, 1998; REIS; PALMEIRO; BARBOSA, 2018), ou seja, um decréscimo na densidade gera um aumento na ASM (LISITZIN, 1974). Foltz; Mcphaden (2010a, 2010b) e Burmeister; Brandt; Lubbecke (2016) sugeriram que o episódio de anomalias negativas de ASM que ocorreram no ano de 2009 é principalmente desencadeado pela propagação de ondas de Rossby para oeste, que por sua vez reflete na ascensão de Ondas de Kelvin Equatoriais Interanuais para leste.

A variabilidade e mudanças futuras da ASM é tema central em estudos sobre os impactos da atual tendência de aquecimento global e da maior frequência de extremos climáticos (p.e., eventos ENOS mais intensos e frequentes) (KEENLYSIDE; LATIF, 2007). Desse modo, o estudo do campo de ASM em escala global e regional envolve a integração espaço-temporal de inúmeros fatores, tais como ventos e correntes em superfície, pressão atmosférica ao nível médio do mar, escoamento de rios e troca de calor e água doce, derretimento de gelo continental e marés (SCHOUTEN; MATANO; STRUB, 2005).

Figura 19 – Climatologia mensal (1985 a 2015) dos campos de ASM, metros, obtidos no experimento com o ROMS (primeira coluna), campos de topografia dinâmica absoluta do AVISO (segunda coluna) e suas respectivas diferenças (terceira coluna).

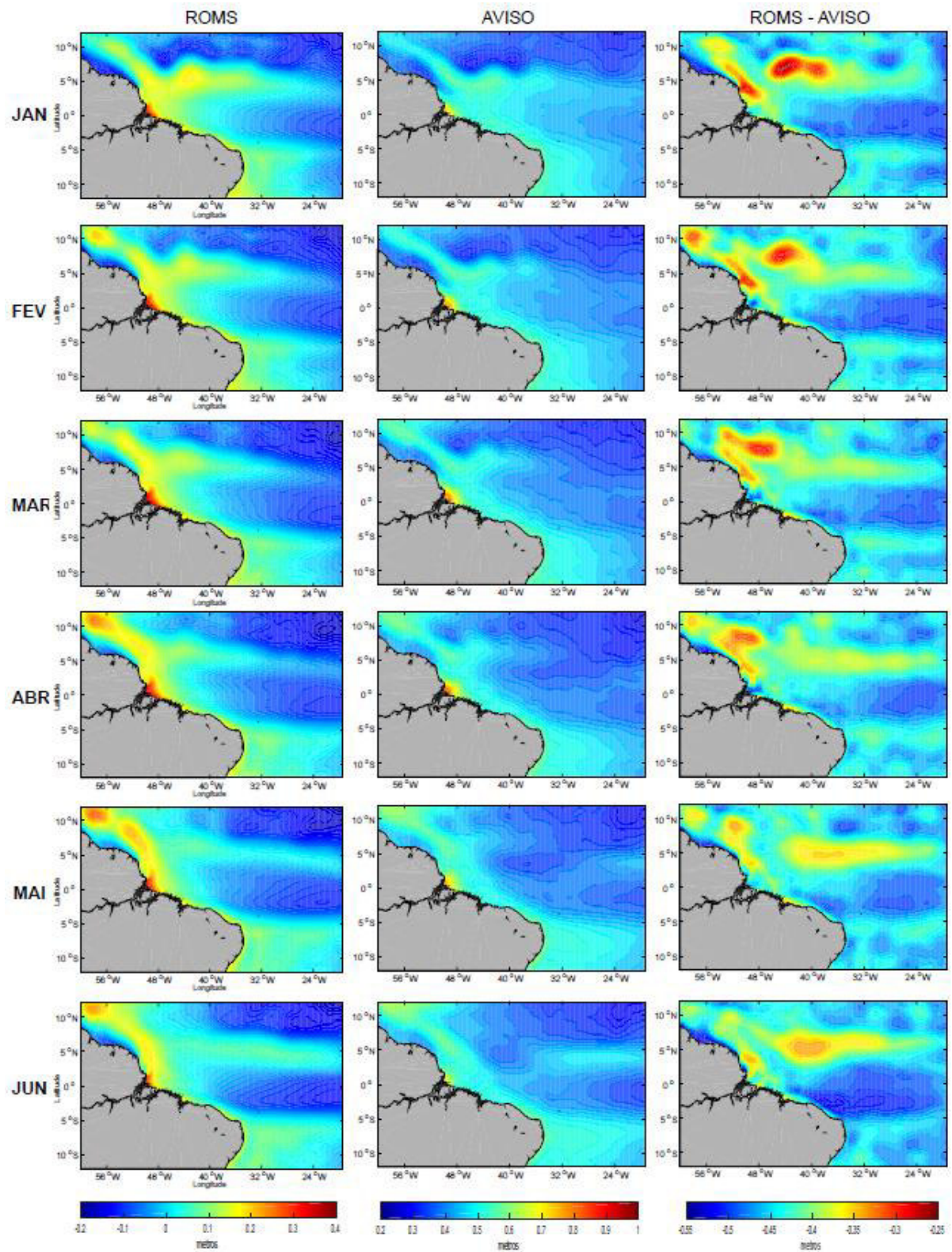
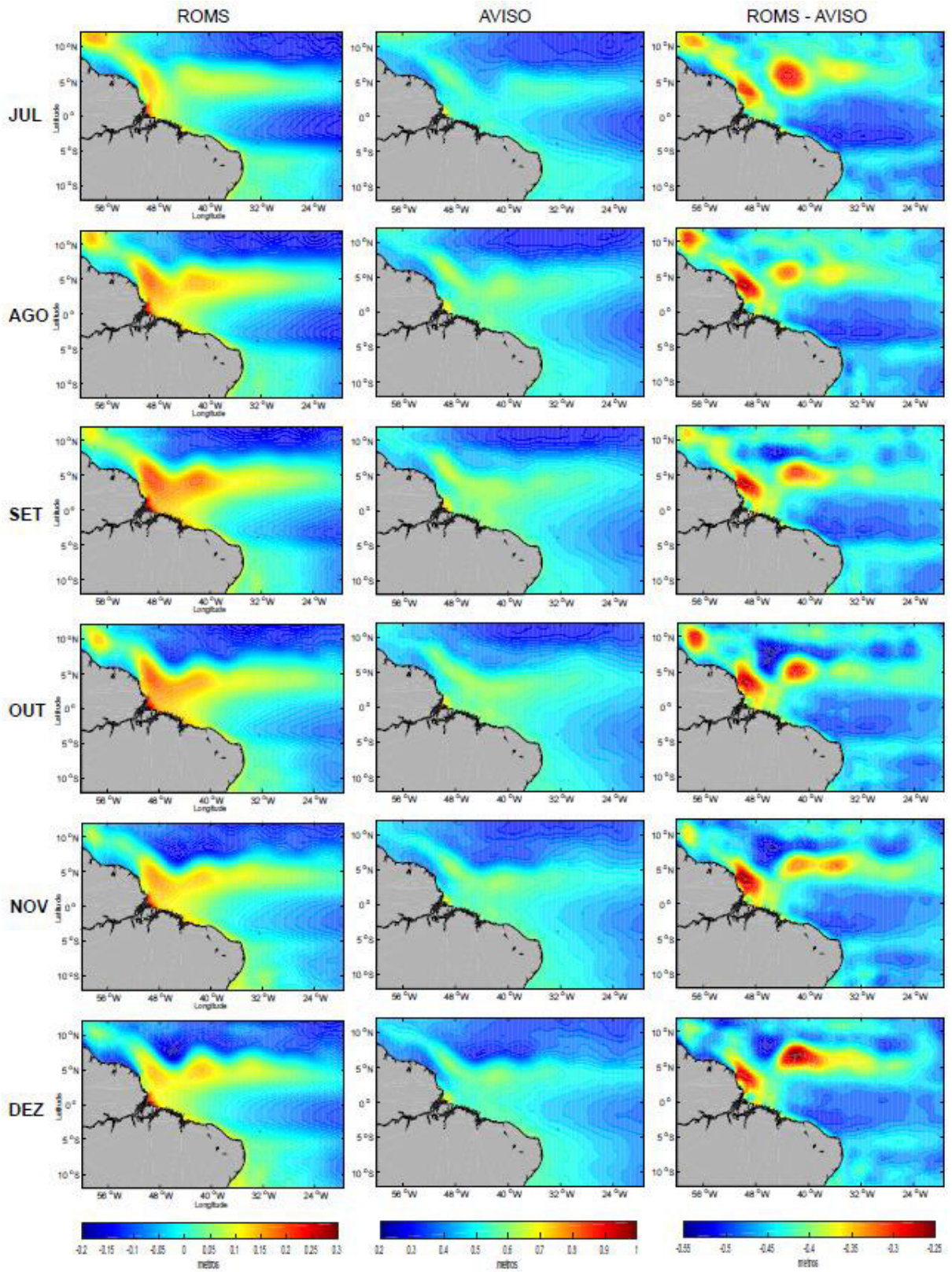


Figura 19 – Continuação.



5.3.4. Ciclo Anual das Velocidades de Correntes Superficiais

A climatologia mensal da circulação superficial no Oceano AEO mostrou que as simulações realizadas com o modelo ROMS foram capazes de simular o padrão espacial das mesmas, situando a Corrente Norte Equatorial ($\sim 4^{\circ}\text{N}$) e a Corrente Sul Equatorial ($\sim 4^{\circ}\text{S}$) em suas posições climatológicas (Figura 20). Com relação à intensidade das correntes, entretanto, o modelo regional acabou superestimando-as em até 1 ms^{-1} e sobre as PCs adjacentes às Regiões Norte e Nordeste do Brasil (Figura 20, terceira coluna), em relação aos dados do OSCAR.

Esse viés positivo, além do erro associado à componente meridional das correntes oceânicas do OSCAR (JOHNSON *et al.*, 2007; SUDRE; MORROW, 2008), tem associação à forçante atmosférica utilizada nas simulações oceânicas, cuja hipótese é testada no presente estudo através da comparação dos dados do CFSR com dados observacionais de boias PIRATA (seção 5.2). O estabelecimento de uma feição de língua fria nas simulações do modelo ROMS (seção 5.3.1), decorrente da intensificação da ressurgência equatorial, também pode estar relacionado à intensificação dessas correntes superficiais (CSEc e CSE).

No centro (CSEc) e norte (CSEn) da CSE, um fluxo de água se estende meridionalmente entre 5°S a 0° e 0° a 5°N , respectivamente, dando origem à CNB ao longo de sua trajetória para noroeste. Nos meses de abril-maio é perceptível a diminuição da velocidade da CNB sob a PC, e a retroflexão CNB-CCNE é observada em média entre 49°W a 53°W e 5°N a 9°N (FONSECA *et al.*, 2004; KRELLING, 2010). A CCNE é observada em todos os meses do ciclo anual das simulações com o modelo ROMS, ganhando velocidade em aproximadamente 7°N quando flui para leste do domínio nos meses de outono austral (março a junho), essa retroflexão causa o desprendimento de vórtices quentes anticiclônicos da retroflexão da CNB.

Resultados obtidos em estudos pretéritos a partir de medições hidrográficas diretas das velocidades do oceano superficial, mostraram que os vórtices que se desprendem da CNB possuem intensa vorticidade relativa em torno de seus núcleos internos (CASTELÃO; JOHNS, 2011; GARRAFFO *et al.*, 2003; WILSON; JOHNS; GARZOLI, 2002; KRELLING, 2010). Na quebra da Plataforma Continental, na latitude de 8°S , a Subcorrente Norte do Brasil é formada pelo ramo norte da bifurcação da Subcorrente Equatorial (SE), transportando águas quentes e salgadas do Atlântico Sul Tropical (JOHNS *et al.*, 1998). Na quebra da Plataforma Continental, na latitude de 8°S , a Subcorrente Norte do Brasil é formada pelo ramo norte da bifurcação da Subcorrente Equatorial (SE), transportando águas quentes e salgadas do Atlântico Sul Tropical (SCHOTT *et al.*, 2005).

Simulações numéricas feitas por Philander (1990) no oceano Pacífico Equatorial usando ventos idealizados com enfraquecimento e fortalecimento abruptos mostraram mudança na profundidade e força das subcorrentes algumas semanas após o mínimo de ventos zonais. Além disso, Philander (1990) também apontou que, se os ventos alísios que mantêm a SE, sofrerem um enfraquecimento abrupto e a força de pressão desequilibrada resultará na passagem da SE para uma corrente de superfície, explicando o afloramento SE que ocorre nesta situação.

A localização da bifurcação da SE apresenta uma migração meridional ao longo do ano, atingindo a latitude 10°S no inverno (junho a setembro), e 20°S no verão (dezembro a março) austral (STRAMMA; ENGLAND, 1999). Este processo leva a diferentes fontes de massas de água para o oceano AE, variando meridionalmente ao longo do ano. No início do outono no hemisfério sul, a ZCIT se encontra próxima à linha do Equador, ocasionando no enfraquecimento dos ventos de oeste e a consequente subida da SE até a superfície. Durante o restante do ano a mesma se mantém em subsuperfície (SCHOTT; FISCHER; STRAMMA, 1997). Isso resulta em diferentes fontes de massas de água para o Oceano AEO, variando meridionalmente ao longo do ano. No início do outono no hemisfério sul, a ZCIT encontra-se próxima à linha do equador, ocasionando o enfraquecimento dos ventos de oeste e a consequente subida da SE à superfície. Durante o restante do ano a mesma se mantém em subsuperfície.

Figura 20 – Climatologia mensal (1985 a 2015) dos campos de velocidade superficial, m s^{-1} , obtidos no experimento com o ROMS (primeira coluna), campos de velocidade do OSCAR (segunda coluna) e suas respectivas diferenças (terceira coluna).

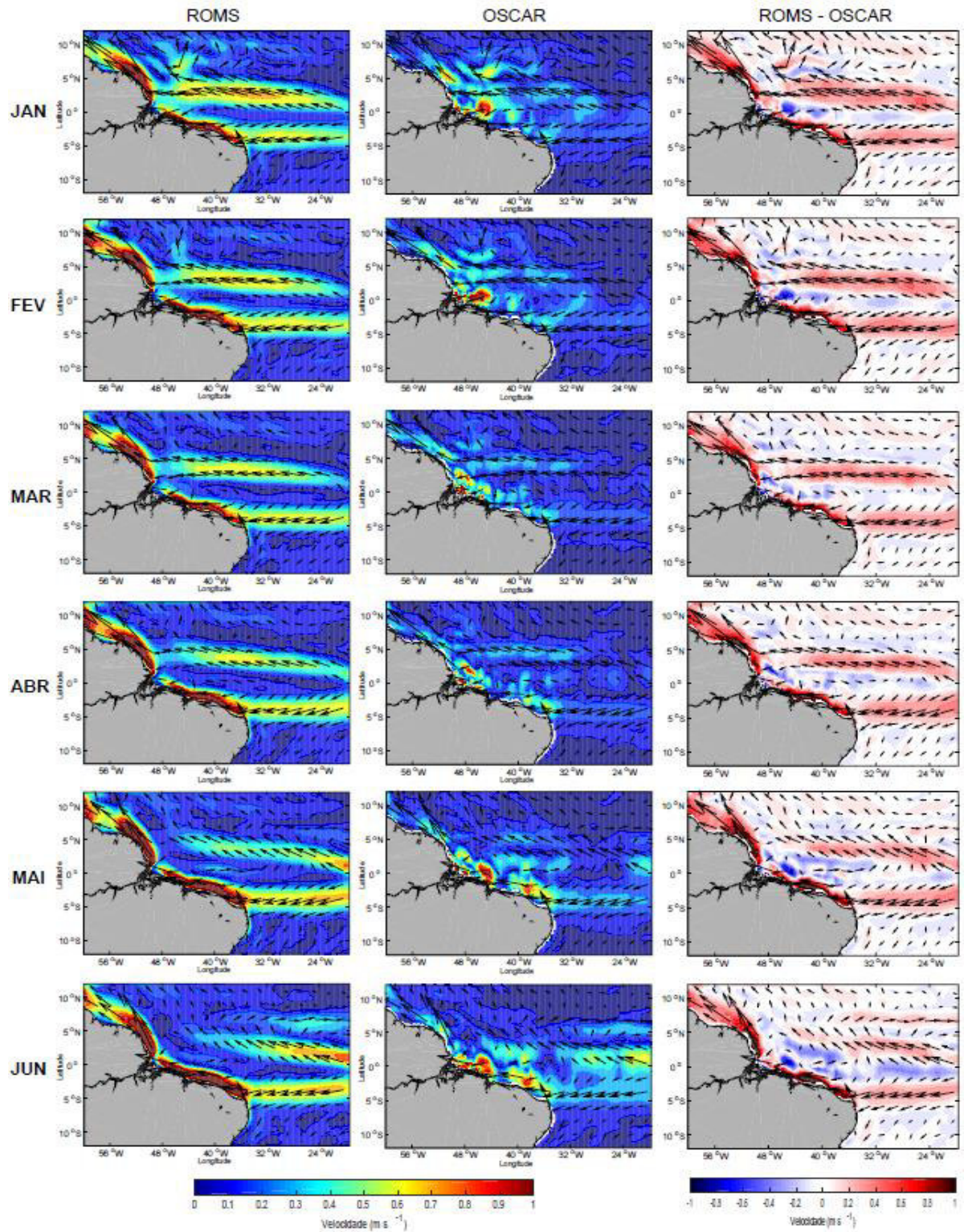
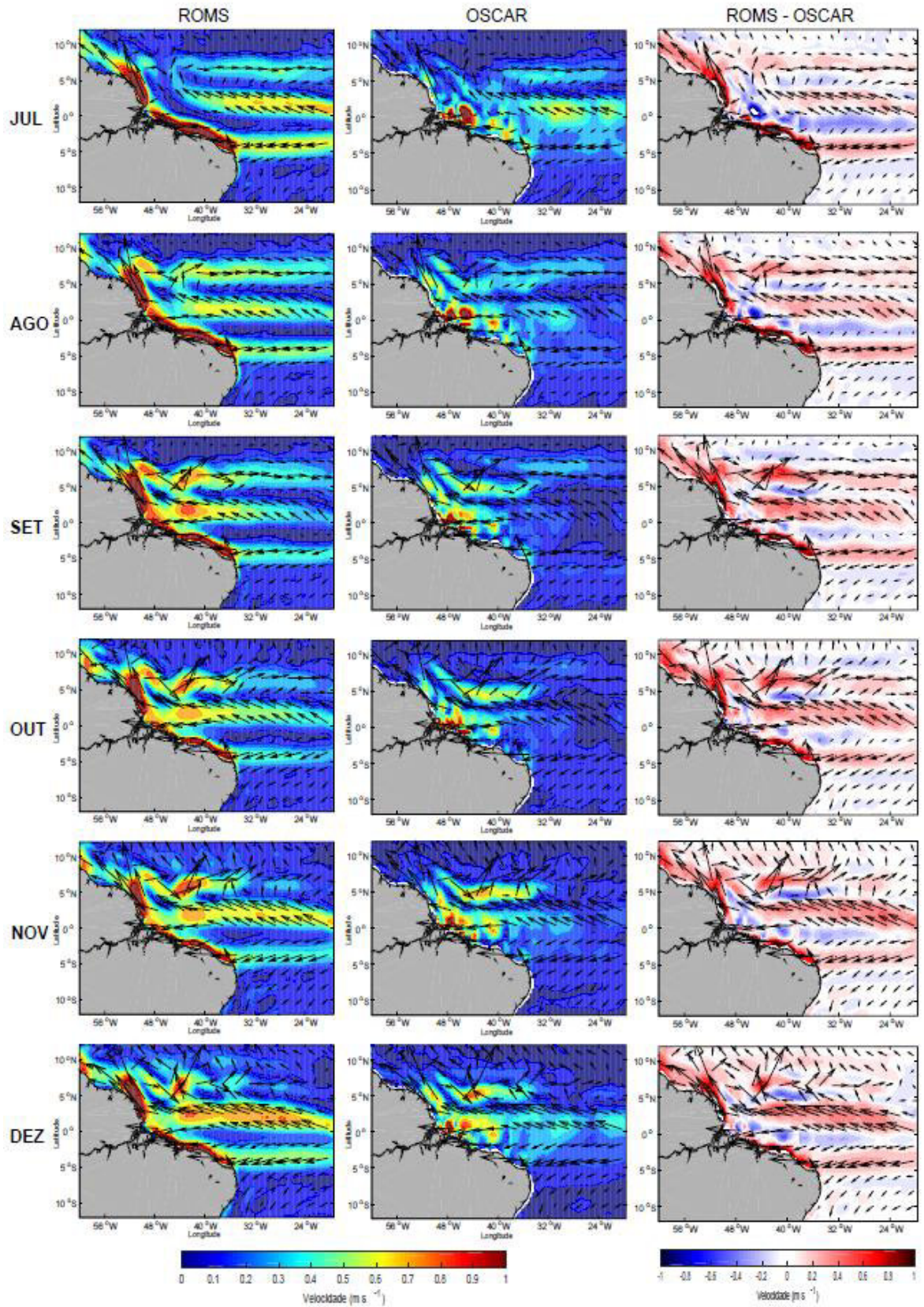


Figura 20 – Continuação.



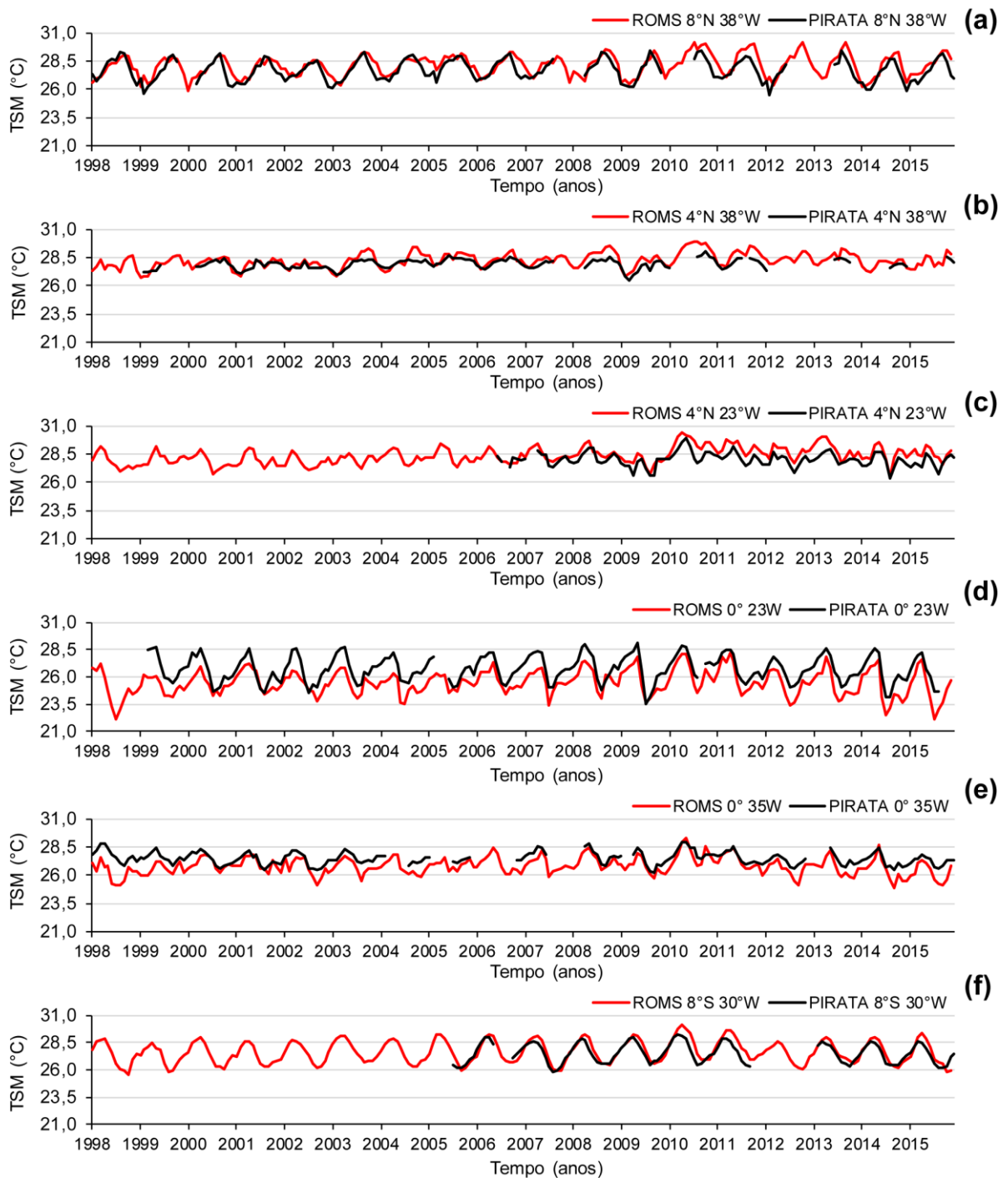
5.4. COMPARAÇÃO DAS SIMULAÇÕES DO ROMS COM DADOS OBSERVACIONAIS

Aproveitando-se do fato de que na região equatorial existe uma fonte disponível de dados observacionais, as séries temporais de Temperatura ($^{\circ}\text{C}$) e Salinidade simuladas com o modelo ROMS foram comparadas temporalmente aos dados medidos pelas 6 boias oceanográficas do Projeto PIRATA com localização (ver Tabela 3; Figura 8) dentro do domínio de estudo (Oceano AEO). Foram realizadas comparações entre os dados em superfície (TSM) (Figura 21) e em subsuperfície (perfil vertical médio) (Figura 23).

Em geral, para o campo de TSM, as simulações do ROMS (linhas vermelhas) apresentaram um comportamento bastante similar às medições do PIRATA (linhas pretas), especialmente para as boias localizadas mais ao norte (Figura 21a) e mais ao sul (Figura 21f) do domínio. As duas séries de dados analisadas, entretanto, não apresentaram um ajuste adequado próximo ao equador (boia 0° e 23°W e boia 0° e 35°W) (Figura 21d), onde a TSM simulada pelo ROMS apresenta-se defasada (no caso, positiva) em relação aos dados *in situ*, indicando que na região do viés frio próximo a linha do equador, há um atraso do modelo em representar a variação temporal da TSM no Oceano AEO, ainda que a mesma se capaz de simular a sazonalidade da mesma (Figura 21d).

Também, os valores de TSM simulados pelo ROMS foram subestimados em relação aos dados das boias 4 e 5 do PIRATA (Figura 21d e 21e), cujo viés está atribuída à feição de língua fria localizada a leste do domínio, entre as latitudes de 4°N a 4°S (veja Figura 15). É justamente nessa região que as simulações oceânicas apresentam um intenso transporte zonal para oeste de águas mais frias compostas por um núcleo bem definido próximo à linha do equador. Para as demais boias analisadas neste estudo, as simulações do ROMS apresentaram um ajuste bastante adequado em relação aos dados observacionais *in situ* do PIRATA.

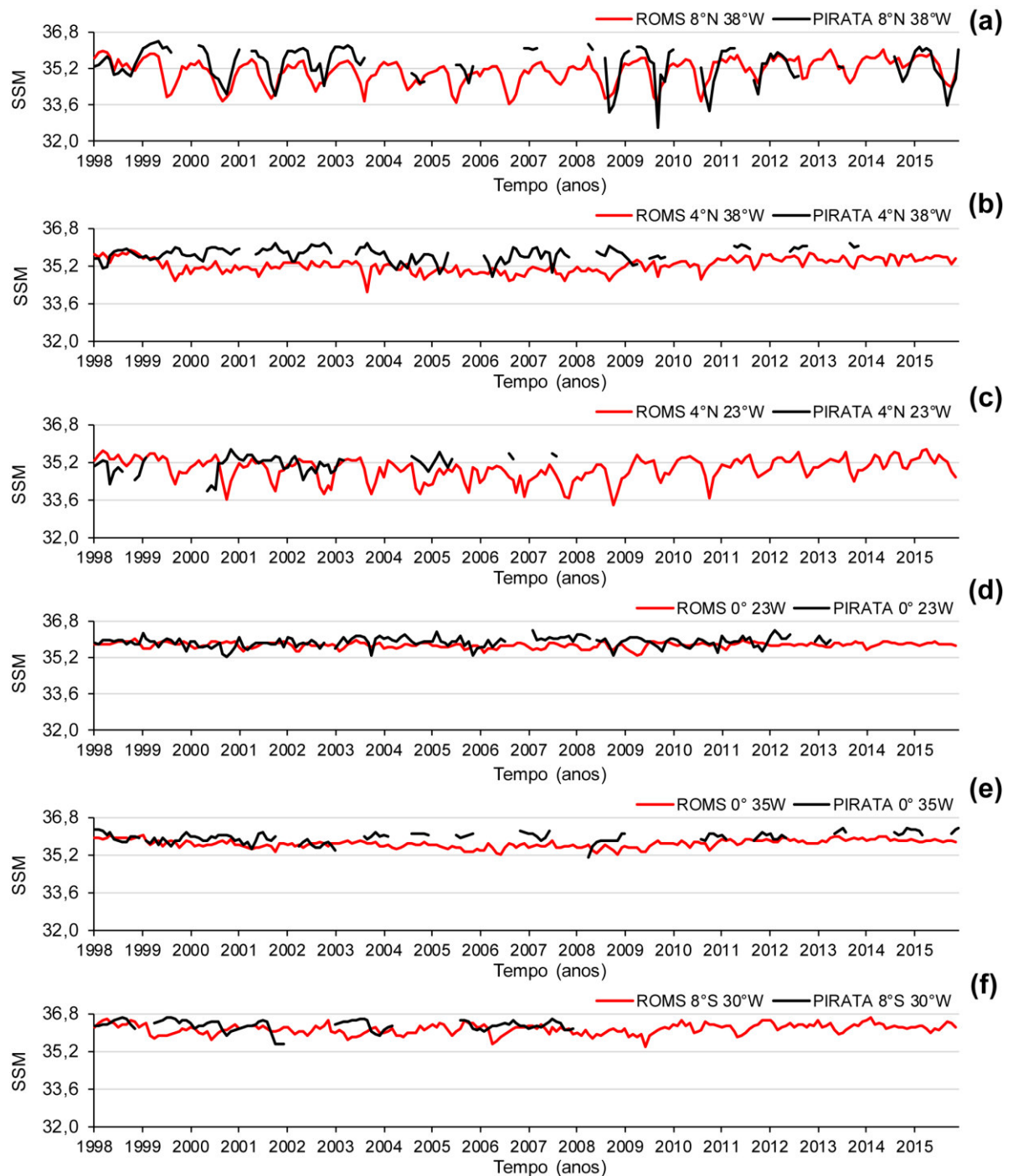
Figura 21 – Série temporal (1998 a 2015) da TSM ($^{\circ}\text{C}$) mensal simulada pelo modelo ROMS e boias PIRATA: (a) 8°N 38°W ; (b) 4°N 38°W ; (c) 4°N 23°W ; (d) 0° 23°W ; (e) 0° 35°W ; (f) 8°S 30°W .



Para o campo de SSM (Figura 22), as simulações do ROMS (linhas vermelhas) não tiveram um ajuste tão bom aos dados do PIRATA (linhas pretas) como obtido para a TSM, embora em muitos momentos, especialmente na boia 1 (8°N e 38°W), o modelo representa bem o padrão dos dados observacionais. Em geral, os dados simulados de SSM apresentaram valores entre 33 e 36, subestimando os dados observacionais (entre 32,6 e 36,6). Esse comportamento

do modelo em simular um oceano menos salino deve-se principalmente às intrusões das plumas dos rios Amazonas e Tocantins e Parnaíba, que pelo processo de retroflexão da CCNE entre 5°N e 10°N entre junho e março, acabam exportando a maior parte da água doce continental da Amazônia para a região oceânica (FOLTZ; MCPHADEN, 2009; FOLTZ; SCHMID; LUMPKIN, 2015).

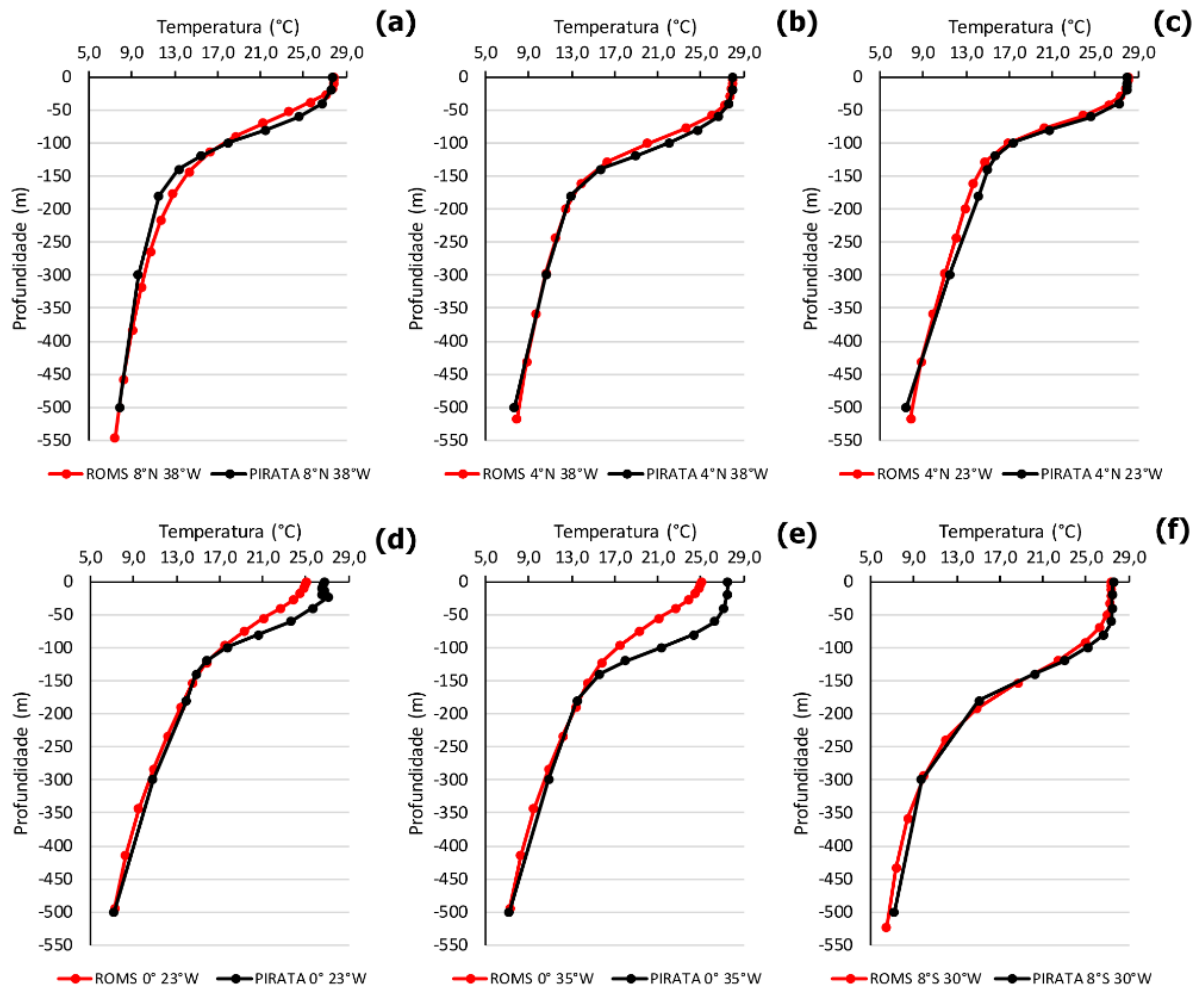
Figura 22 – Série temporal (1998 a 2015) da SSM mensal simulada pelo modelo ROMS e boias PIRATA: (a) 8°N 38°W; (b) 4°N 38°W; (c) 4°N 23°W; (d) 0° 23°W; (e) 0° 35°W; (f) 8°S 30°W.



Os perfis verticais de temperatura (0 a 500 m de profundidade) (Figura 23) e salinidade (0 a 120 m de profundidade) (Figura 24) simulados pelo ROMS também foram comparados com os dados obtidos das boias PIRATA utilizadas no presente estudo. Após a obtenção dos dados das simulações do ROMS (dados mensais) e do PIRATA (dados em pêntadas), foi calculada a climatologia anual (1998 a 2015) de ambas as séries temporais, gerando dessa maneira o perfil médio de temperatura e salinidade para os 6 pontos analisados.

O perfil vertical de temperatura (Figuras 23) mostrou um grande ajuste do modelo aos dados *in situ*, especialmente para as boias localizadas mais ao norte (Figura 23a, b, c) e ao sul (Figura 23f) do equador, onde o ROMS simulou fielmente as variações verticais de temperatura no Oceano AEO. Essa análise nos permitiu observar também a profundidade da camada de mistura, a qual se apresentou em média mais rasa na boia 4 (0° e 23°W) (Figura 23d) e mais profunda na boia 6 (8°S e 30°W) (Figura 23f). As boias 4 (0° e 23°W) e 5 (0° 35°W), mais próximas à linha do equador, mostram um viés frio nas camadas mais superficiais, justamente onde está localizada a feição de língua fria do Atlântico, em resposta à intensificação da ressurgência equatorial. A partir da profundidade 100 metros o ROMS representa muito bem as variações de temperatura e os processos termodinâmicos associados para todos os pontos analisados.

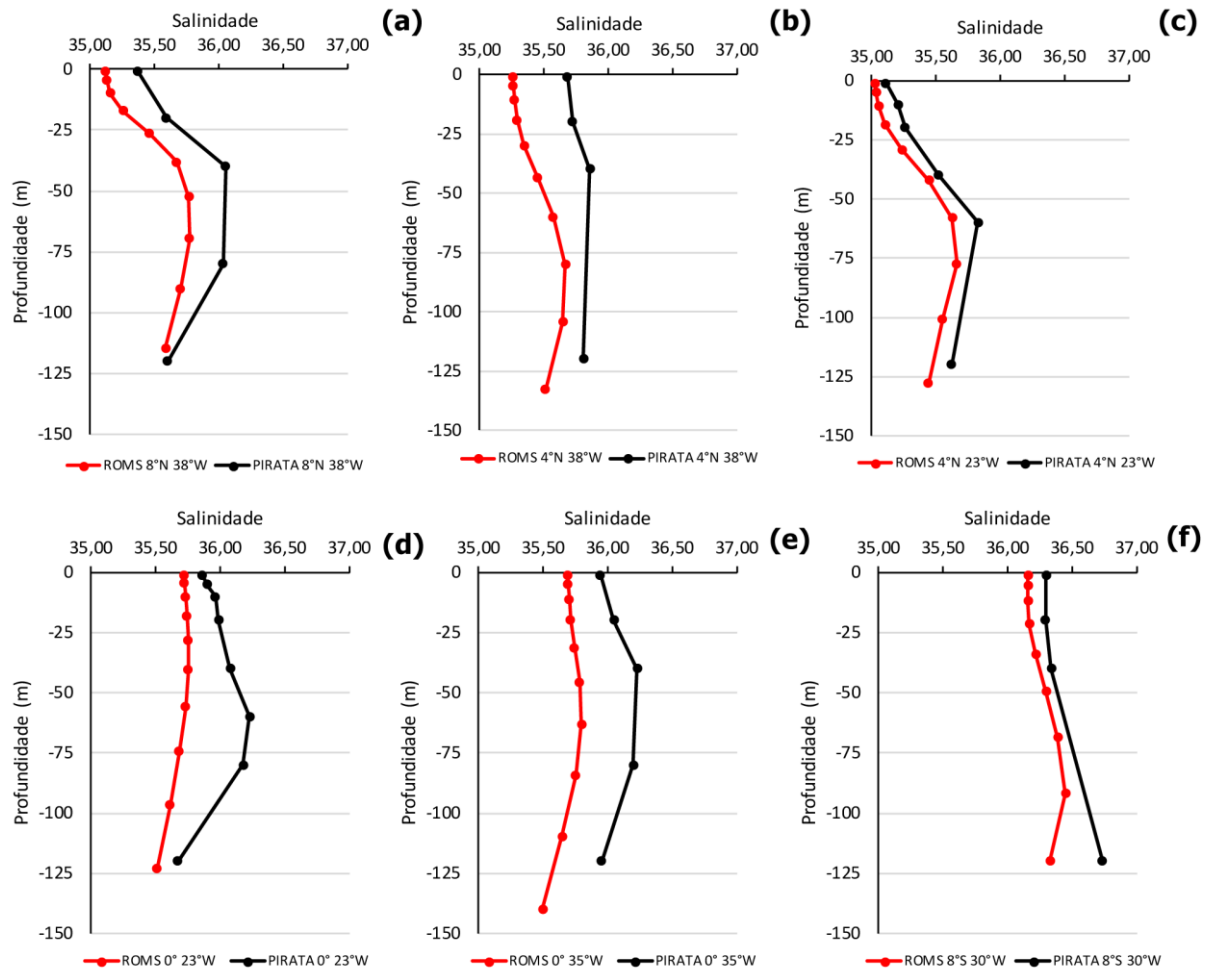
Figura 23 – Perfil vertical (0 a 500 m) médio anual (1998-2015) da Temperatura (°C) do modelo ROMS (vermelho) e das boias PIRATA (preto) onde os pontos representam a frequência dos dados: (a) 8°N e 38°W; (b) 4°N e 38°W; (c) 4°N e 23°W; (d) 0° e 23°W; (e) 0° e 35°W; (f) 8°S e 30°W.



Giarolla *et al.* (2005) a partir da comparação dos resultados obtidos de simulações numéricas com o modelo global MOM (*Modular Ocean Model*) com os dados PIRATA, observaram que a Subcorrente Equatorial (SE) simulada parece aflorar em superfície algumas semanas após o enfraquecimento dos ventos zonais. A TSM e a profundidade da termoclina geralmente atuam em oposição uma à outra no equador em 28°W (WAINER *et al.*, 2003). De acordo com estudos anteriores, Foltz; Schmid; Lumpkin (2013) mostraram uma estreita relação entre o cisalhamento de correntes na vertical abaixo da camada mista e resfriamento turbulento vertical da camada mista, com maior cisalhamento ligado a resfriamento mais forte.

O perfil vertical de salinidade (Figuras 23), por sua vez, mostrou que o modelo ROMS apresentou um pequeno viés ($\sim -0,5$) em relação aos dados *in situ* do PIRATA, com o modelo.

Figura 24 – Perfil vertical (0 a 120 m) médio anual (1998-2015) da Salinidade do modelo ROMS (vermelho) e das boias PIRATA (preto) onde os pontos representam a frequência dos dados: (a) 8°N e 38°W; (b) 4°N e 38°W; (c) 4°N e 23°W; (d) 0° e 23°W; (e) 0° e 35°W; (f) 8°S e 30°W.



Boutin *et al.* (2016) afirmam que embora as variações horizontais de salinidade sejam mais acentuadas, as precipitações podem, em alguns casos, especialmente no equador, produzir gradientes verticais de salinidade. Com base nisso, os autores recomendam que as medições de satélite e *in situ* de SSM menores que o intervalo de 3 a 6 h após eventos de chuva, sejam utilizadas com cautela em análises de calibração e avaliação de modelos.

A estratificação de densidade oceânica em superfície é controlada pelos perfis verticais de temperatura e salinidade. Em oceano aberto, e na ausência de precipitação, a camada de mistura ou superficial do oceano é caracterizada por uma densidade quase uniforme, com alta mistura ou difusão vertical turbulenta (STEVENS *et al.*, 2011; SUTHERLAND; CHRISTENSEN; WARD, 2014). Como resultado, são encontrados menores gradientes verticais de salinidade para os primeiros 10 metros de profundidade (ANDERSON; RISER, 2014; HENOCQ *et al.*, 2010).

A habilidade das simulações numéricas com o modelo ROMS em simular o clima regional no Oceano AEO também foi analisada por meio do Erro Médio Quadrático (*Root Mean Square Error* – RMSE, em inglês) calculado entre: i) as condições iniciais e de contorno utilizadas no modelo oceânico regional (SODA3.3.1) e a base de dados globais do WOA18; ii) entre os experimentos do ROMS e os dados do WOA18 e iii) entre os experimentos do ROMS e os dados do SODA3.3.1 (Figura 25).

O RMSE calculado entre as condições iniciais e de contorno utilizadas no modelo oceânico regional (SODA3.3.1) e a base de dados globais do WOA18 foi de apenas 0,6°C para o campo de TSM na região do Oceano AEO (Figura 25a). O modelo subestima os valores de TSM, em comparação ao WOA18, na faixa entre 4°N e 4°S, com diferenças em torno de -2°C, com o estabelecimento de uma feição anormal nesta região (Figura 25a). As melhores concordâncias entre as simulações do modelo e a observação é encontrada a sudeste do domínio (~ 5°S e 30°W), com RMSE menores que -1°C. Nestes casos, os valores mais baixos de TSM podem indicar a influência das águas da camada superior da termoclina em águas profundas (Figura 25a).

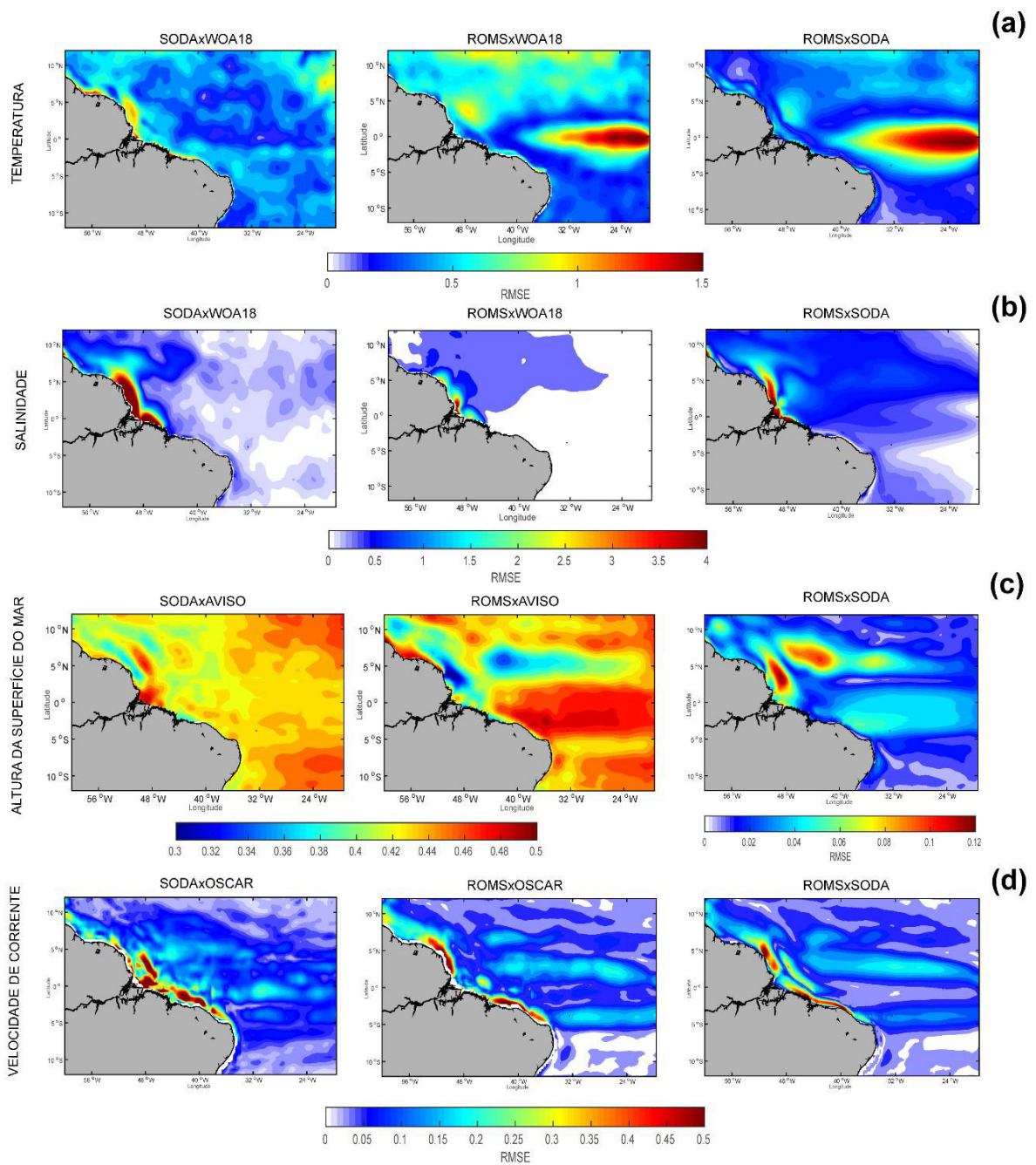
A análise do RMSE para o campo de SSM mostra que os maiores erros associados estão na implementação dos rios Amazonas e Tocantins tanto nas condições iniciais e de contorno do SODA3.3.1 quanto nas simulações do modelo ROMS. Em todos os casos, a SSM é caracterizada pela influência da Água Costeira (AC) ($S < 36,5$ PSU) que geram maiores erros associados à pluma dos rios. Isso também pode estar relacionado ao fato dos dados observacionais do WOA18 não possuírem uma boa assimilação de rios, gerando maiores diferenças nessas regiões (Figura 25b).

Para o campo de ASM o modelo ROMS apresentou resultados mais similares aos resultados do SODA3.3.1 que foi utilizada como CI e CC no modelo. Em comparação aos dados observacionais do AVISO, o modelo ROMS gera maiores erros associados, assim como o SODA3.3.1 quando comparado ao AVISO, porém com boas representações dos vórtices associados à retroflexão da CNB (Figura 25c).

As velocidades de correntes apresentaram maiores erros associados entre as simulações do modelo ROMS e os dados observados do OSCAR. O modelo apresentou altas velocidades de corrente sobre a PC comparado aos dados do OSCAR que pode estar relacionado ao fato do OSCAR não coletar resultados mais precisos em regiões costeiras pois há influência de nuvens. As maiores coerências quando comparadas aos dados observados pelo OSCAR ocorreram com os dados do SODA3.3.1, os maiores erros associados estão na região da quebra da PC em que o SODA apresenta maiores velocidades quando comparado ao OSCAR (Figura

25d). Como foi constatado nas diferenças entre as simulações e os dados observados, os menores erros associados às simulações numéricas do modelo ROMS estão ao sul do domínio do Oceano AEO, entre 6°S e 12°S, onde uma boa representação do modelo ROMS foi observada para essa região.

Figura 25 – Erro Médio Quadrático associado às diferenças entre as condições iniciais e de contorno com os dados observacionais para SODA-WOA18, ROMS-WOA18, ROMS-AVISO, ROMS-OSCAR e ROMS-SODA: (a) TSM, (b) SSM, (c) ASM e (d) Velocidades de Correntes.



Os resultados revelaram baixos valores de RMSE para todas as boias utilizadas neste estudo (Tabela 4), com a amplitude da diferença variando de 0,57°C (boia 4°N e 38°W) a 1,5°C (boia 0° e 23°W) para temperatura. As simulações do ROMS apresentaram as melhores comparações com as boias PIRATA para a SSS com a amplitude da diferença variando de 0,70 (boia 8°N 38°W) a 0,24 (boia 0° 23°W) para salinidade.

Tabela 4 – RMSE TSM e SSM entre resultados simulados pelo ROMS e as boias PIRATA.

VARIÁVEIS	RMSE					
	Boias 8°N e 38°W	Boias 4°N e 38°W	Boias 4°N e 23°W	Boias 0° e 23°W	Boias 0° e 35°W	Boias 8°S e 30°W
TSM	0,71	0,57	0,85	1,5	0,88	0,96
SSM	0,70	0,67	0,51	0,24	0,35	0,29

5.5. COMPOSTOS DE ANOMALIAS DE TSM SIMULADAS PELO ROMS PARA EVENTOS ENOS

Os compostos de ATSM no Oceano AEO para as diferentes fases (El Niño x La Niña) e intensidades (forte x moderado) do ENOS (Tabela 5) foram calculados para as 4 regiões do Niño no Oceano Pacífico Equatorial (Oceano PE), cuja classificação foi baseada no ION (ver Figura 4 e Figura 10). Como as regiões do Niño 3 e Niño 3.4 apresentaram o maior número de eventos fortes para o período analisado (ver Figura 10b e 10c, respectivamente), são mostrados e discutidos aqui somente os compostos climáticos associados à região do Niño 3, uma vez que nessa região foram encontradas as maiores ATSM (p.e. Enfield; Mayer, 2004; Keenlyside; Latif, 2007; Soares *et al.*, 2014). Os compostos climáticos para as demais regiões do Niño mostradas no Apêndice.

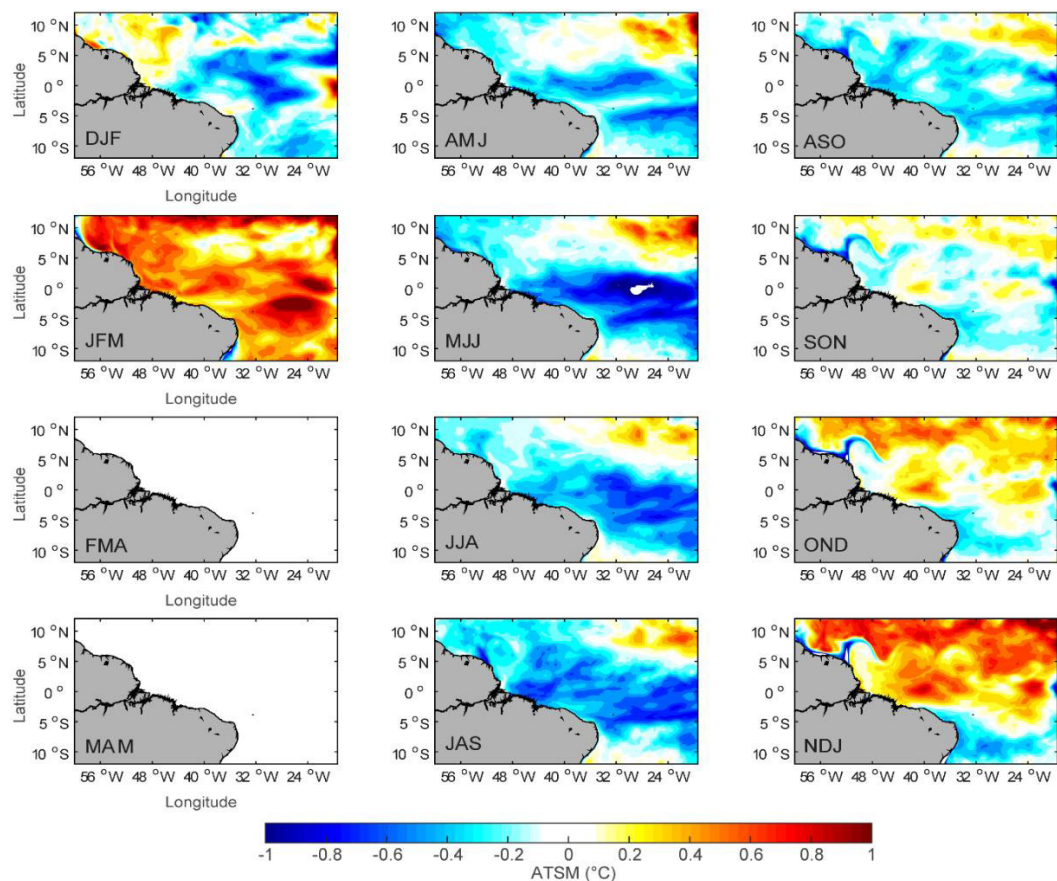
Os resultados obtidos mostraram que nos últimos 31 anos (1985-2015) ocorreram 4 eventos fortes e 6 eventos moderados de El Niño e 4 eventos fortes e 7 eventos moderados de La Niña na região do Niño 3, cujos anos utilizados na construção dos compostos de ATSM do Oceano AEO são mostrados na Tabela 5.

Tabela 5 – Anos de eventos ENOS fortes e moderados para a região do Niño 3.

	El Niño		La Niña	
	Fortes	Moderados	Fortes	Moderadas
Niño 3	1987; 1997; 1998; 2015	1986; 1991-1992; 2002; 2006; 2009	1988; 1999; 2007; 2010	1985; 1989; 1995; 1998; 2000; 2008; 2011

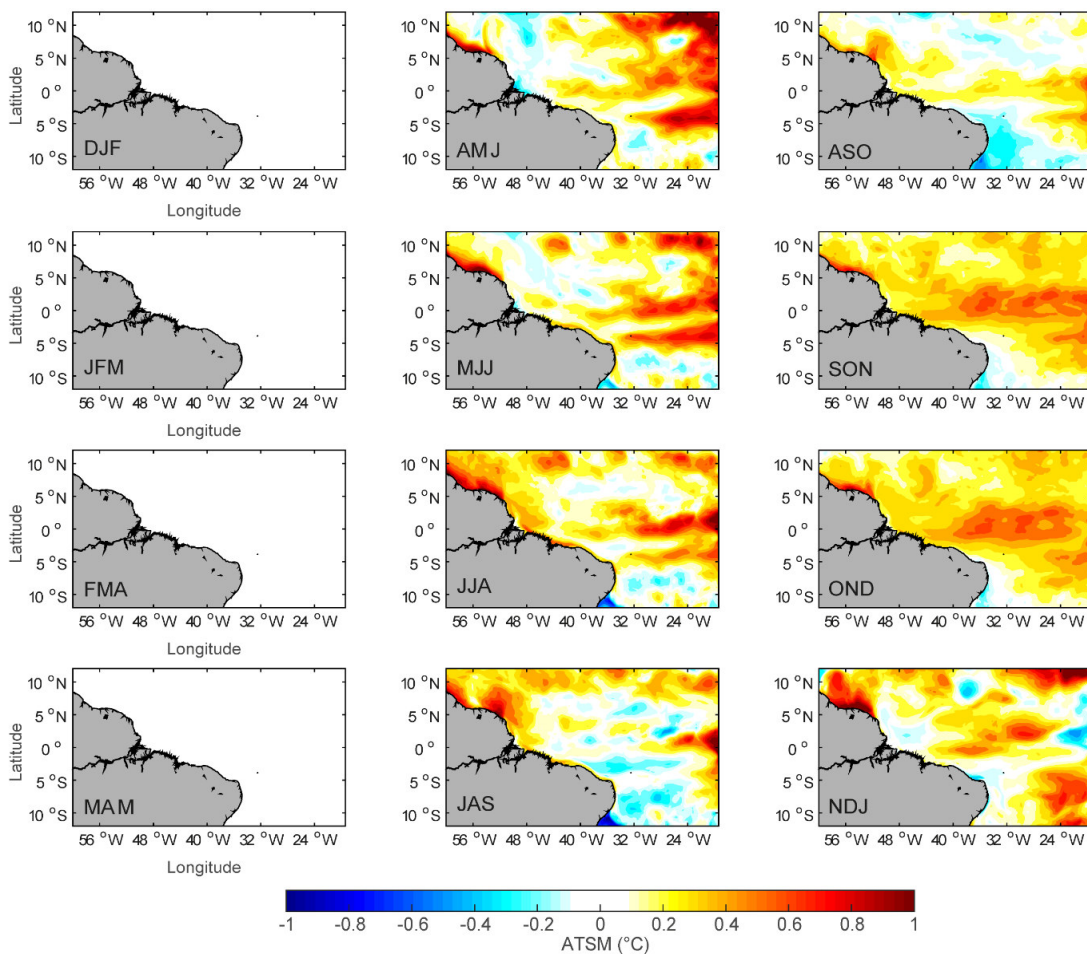
Os compostos climáticos construídos a partir das simulações do ROMS no Oceano AEO em eventos de El Niño forte para região do Niño 3, mostram ATSMs negativas no Oceano AEO (Figura 26) em quase todos os trimestres, com exceção de FMA e MAM quando a TSM no Oceano PE se apresentou dentro da normalidade, sem eventos. Em DJF, quando o evento se estabelece com força máxima no Oceano PE, há um resfriamento da TSM no Oceano AEO, porém as ATSMs se intensificam mais nos meses de MJJAS (Figura 26). Resposta temporal similar foi observado por Rasmusson; Carpenter (1982); Rasmusson; Wallace (2005). Em alguns trimestres (p.e., JFM e ONDJ), entretanto, anomalias positivas de TSM são observadas no AE (Figura 26). Em ASONDJ é possível identificar, através das ATSMs, a retroflexão da CNB, processo gerador de vórtices que se propagam para leste do domínio (SCHMITZ; RICHARDSON, 1991; STRAMMA; ENGLAND, 1999). Em NDJ é possível perceber um padrão de modo meridional com fortes ATSM positivas no ATN e ATSM negativas no ATS, além de uma feição de tendência de rotação com núcleos quentes (vorticidade relativa) do fluido na região da retroflexão da CNB se propagando para leste do domínio.

Figura 26 – Compostos de ATSMs no AEO simulados pelo modelo ROMS em eventos de El Niño forte para região do Niño 3.



Durante os anos de La Niña forte na região do Niño (Figura 27), as simulações do ROMS apresentaram ATSMs positivas no Oceano AEO com forte assinatura a leste da grade numérica na linha do equador (entre 3°N e 3°S e 40°W e 20°W). Em quase todos os trimestres é possível observar intensas ATSM positivas próximo à costa entre 6°N a 10°N e de 50°W a 60°W. Os modos do Niño do Atlântico e o ENOS do Pacífico interagem entre si através de mudanças na circulação de Walker e nos trens de ondas atmosféricas. A influência do Oceano PE sobre o AE não é simples e direta devido a *feedbacks* climáticos inerentes ao Oceano AEO, embora o Niño do Atlântico possa favorecer o desenvolvimento de eventos de La Niña do Pacífico, e vice-versa, via anomalias de TSM fora de fase (p.e., LÜBBECKE *et al.*, 2018; RASMUSSEN; WALLACE, 2005). Ou seja, quando foram observadas ATSM positivas no Oceano PE Leste ocorrem ATSM negativas no Atlântico Equatorial Ocidental.

Figura 27 – Compostos de ATSMs no AEO simulados pelo modelo ROMS em eventos de La Niña forte para região do Niño 3.

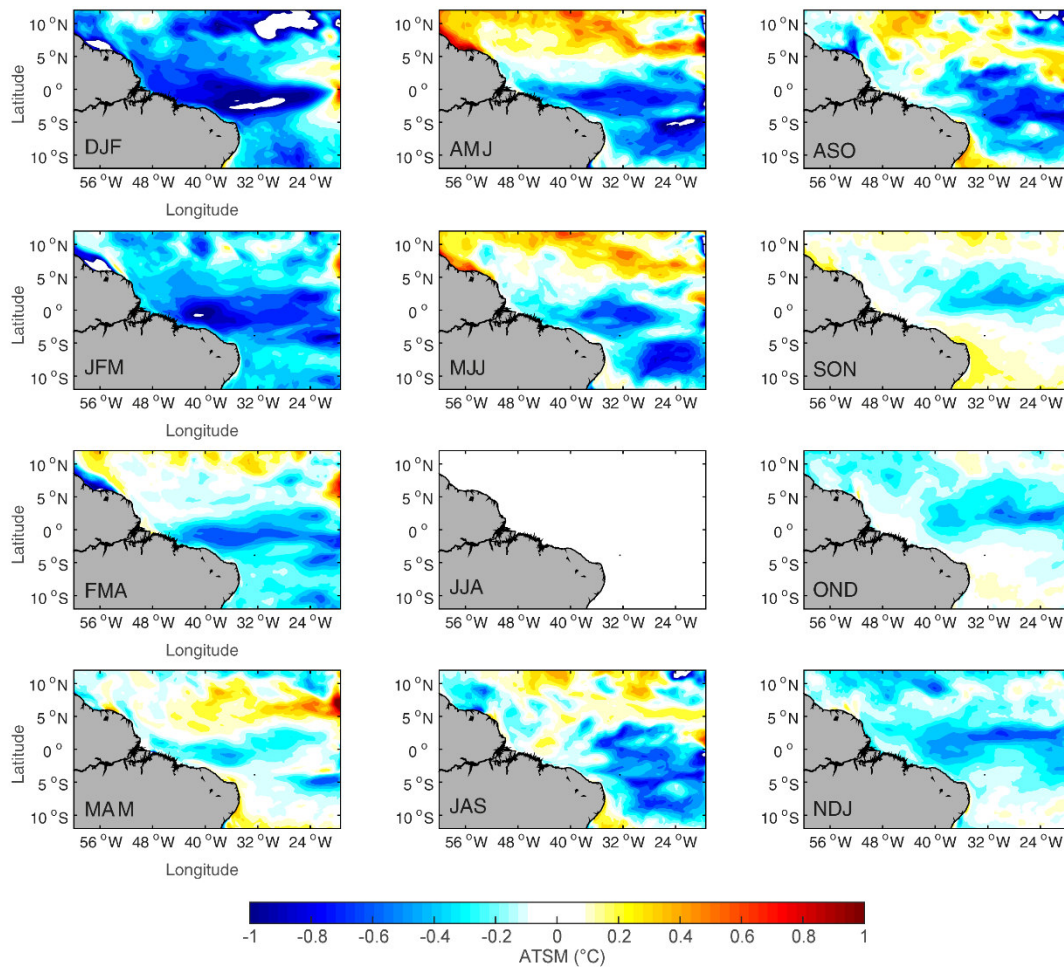


Quando existe uma anomalia positiva de TSM no Pacífico leste equatorial constatadas pela base de dados de reanálise do SODA ou uma anomalia negativa de TSM no Atlântico equatorial. O gradiente de TSM zonal entre as duas bacias oceânicas equatoriais induz um gradiente de pressão Leste-Oeste na camada limite atmosférica que resulta em anomalias equatoriais de vento leste no norte da América do Sul. As anomalias de vento do leste da América do Sul se cruzam em direção ao oceano AE esfriando-o através da dinâmica oceânica e, em seguida, aumentam ainda mais o gradiente de TSM entre as duas bacias (CARTON; HUANG, 1994; WANG, 2006; ZEBIAK, 1993).

Os compostos climáticos construídos a partir das simulações do ROMS para eventos moderados de El Niño na região do Niño 3, mostram ATSMs negativas no Oceano AEO (Figura 28) em quase todos os trimestres com exceção de JJA, quando não ocorreu eventos no Oceano PE. Em DJF e JFM, quando o evento se estabelece com força máxima no Oceano PE, o Oceano AEO apresenta os menores valores de ATSM (> -1 °C) considerando todos os trimestres de eventos moderados, porém as ATSMs apresentam um aumento nos valores de ATSMs ($< -0,4$ °C) (Figura 28). Nota-se que em eventos moderados de El Niño a feição fria nas proximidades da linha do equador se expande para oeste, eventualmente, cobrindo todo o AE (DJF e JFM).

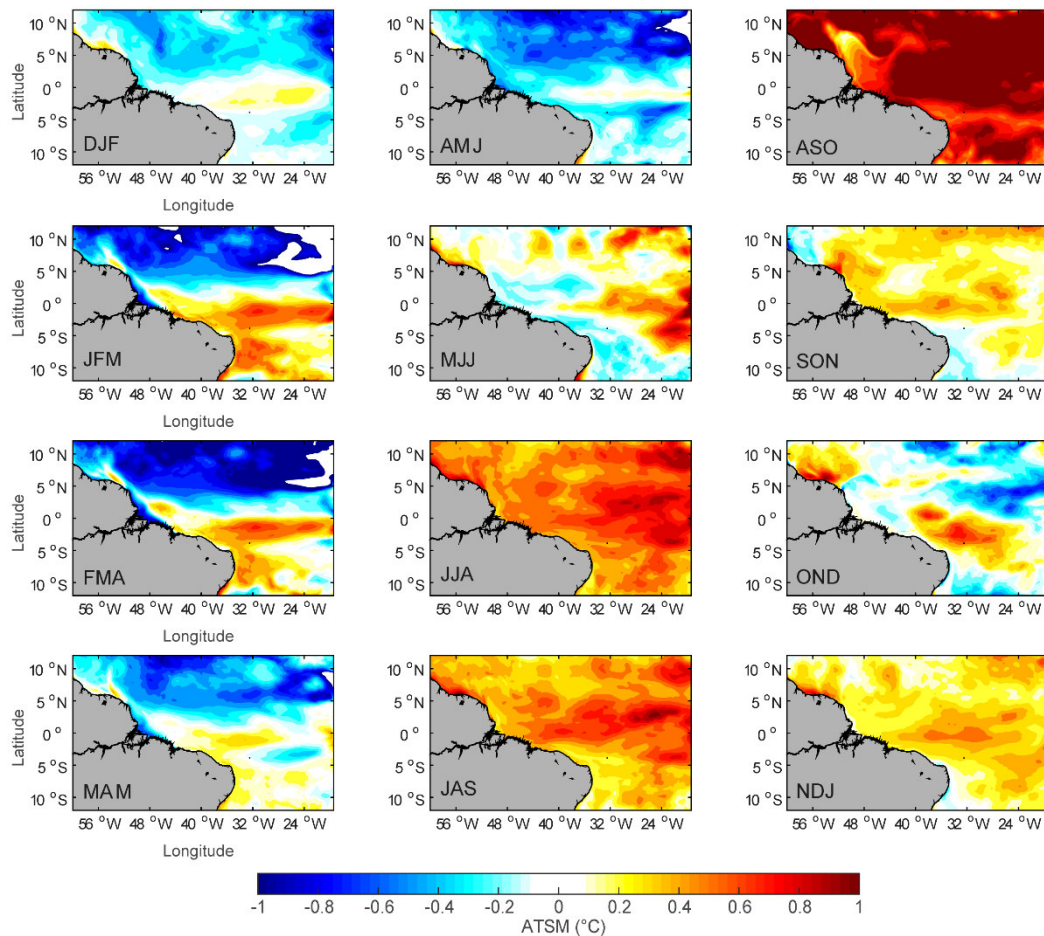
O gradiente de TSM zonal entre as duas bacias oceânicas equatoriais induz um gradiente de pressão em superfície de leste para oeste, o qual resulta em anomalias de vento leste sobre o Oceano AEO e a região norte da América do Sul. Além disso, essas anomalias de vento leste acabam por resfriar ainda mais o oceano através da dinâmica oceânica, o que potencializa o gradiente de TSM entre as duas bacias (CARTON; HUANG, 1994; WANG, 2006; ZEBIAK, 1993). O sinal decorrente da ATSM pode se propagar do Pacífico para o Atlântico em dias ou semanas.

Figura 28 – Compostos de ATSMs no AEO simulados pelo modelo ROMS em eventos de El Niño moderado para região do Niño 3.



Os compostos climáticos construídos a partir das simulações do ROMS para eventos moderados de La Niña na região do Niño 3, mostram ATSMs negativas no Oceano AEO (Figura 29) em todos os trimestres, quando ocorreu eventos no Oceano PE. Em JFMA é notável um Modo Meridional do Atlântico nos compostos simulados pelo ROMS com ATSMs negativas (> -1 °C) no AE Norte e positivas no AE Sul ($> +0,4$ °C) (Figura 28). Nota-se que ATSMs positivas se estabelecem nos trimestres JJA a NDJ, com forte assinatura a leste do domínio, sendo o trimestre ASO com as maiores ATSMs positivas ($> +0,8$ °C) diferente dos eventos de El Niño moderado, que somente ATSMs negativas foram constatados nos compostos simulados pelo ROMS. Giannini; Saravanan; Chang (2004) sugeriram que a modo Meridional do Atlântico nas estações anteriores ao estabelecimento do El Niño poderia interferir ou reforçar diminuição (aumento) os valores de ATSM induzido pelo El Niño (La Niña) no Oceano Atlântico Tropical Norte.

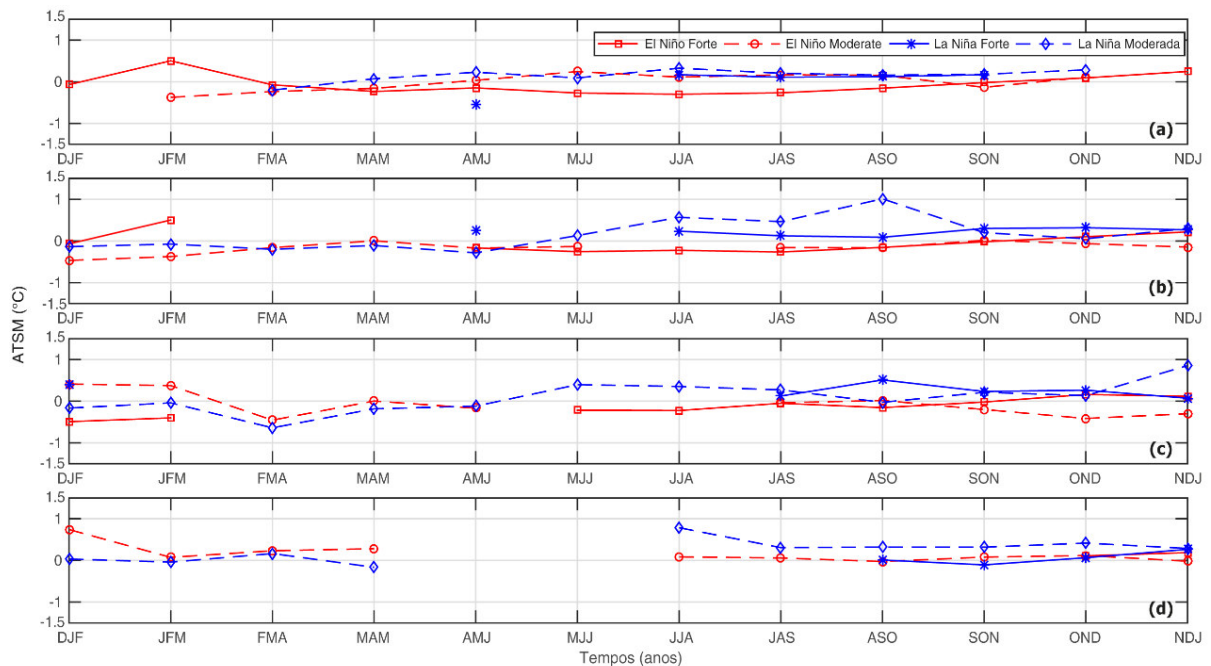
Figura 29 – Compostos de ATSMs no AEO simulados pelo modelo ROMS em eventos de La Niña moderada para região do Niño 3.



A fim de investigar o tempo de resposta do Oceano AEO ao sinal gerado no Oceano PE foi calculada a média espacial das anomalias de TSM encontradas no domínio do AE simulados pelo modelo oceânico ROMS para cada trimestre de modo a construir uma série temporal com as anomalias trimestrais médias para cada região do Niño (Figura 30). Em eventos fortes de El Niño (linha vermelha sólida) as maiores ATSM no Oceano AEO ocorreram em JFM (Figura 30a) na região do Niño 1+2 (anomalias positivas) e em JJA (Figura 30b) na região do Niño 3 (anomalias negativas). Já em eventos moderados de El Niño (linha vermelha tracejada) as maiores ATSM no Oceano AEO ocorreram em DJF (Figura 30d) na região do Niño 4 (anomalias positivas).

Em eventos fortes de La Niña (linha azul sólida) as maiores ATSM no Oceano AEO ocorreram em ASO (Figura 30c) na região do Niño 3.4 (anomalias positivas) e em AMJ (Figura 30a) na região do Niño 1+2 (anomalias negativas). Já em eventos moderados de La Niña (linha azul tracejada) as maiores ATSM no Oceano AEO ocorreram em ASO (Figura 30d) na região do Niño 3 (anomalias positivas).

Figura 30 – Séries temporais trimestrais médias com as ATSMs para o oceano AE simulados pelo ROMS, quando aconteciam, no Oceano Pacífico, os eventos moderados ($ATSM \geq 1,0$) e eventos fortes ($ATSM \geq 1,5$). (a) Niño 1+2; (b) Niño 3; (c) Niño 3.4; (d) Niño 4.



5.6. VARIABILIDADE REGIONAL NO OCEANO ATLÂNTICO EQUATORIAL

A análise de Funções Ortogonais Empíricas (FOEs) foi aplicada para os 31 anos (1985 a 2015) de simulação do modelo ROMS para os campos de TSM e SSM, permitindo identificar os principais modos de variabilidade espaciais e temporais no Oceano AEO. O método de FOE foi utilizado neste estudo a fim de separar o sinal espaço-temporal das principais variáveis oceânicas superficiais em uma soma de modos ortogonais (não dependentes), maximizando a variância explicada por cada modo. A análise dos padrões espaciais e de seus respectivos coeficientes de expansão (Figura 31 a 34) foi feita de forma a identificar possíveis agentes físicos moduladores da variação espaço-temporal da TSM e SSM no Oceano Atlântico Equatorial Ocidental em escala regional.

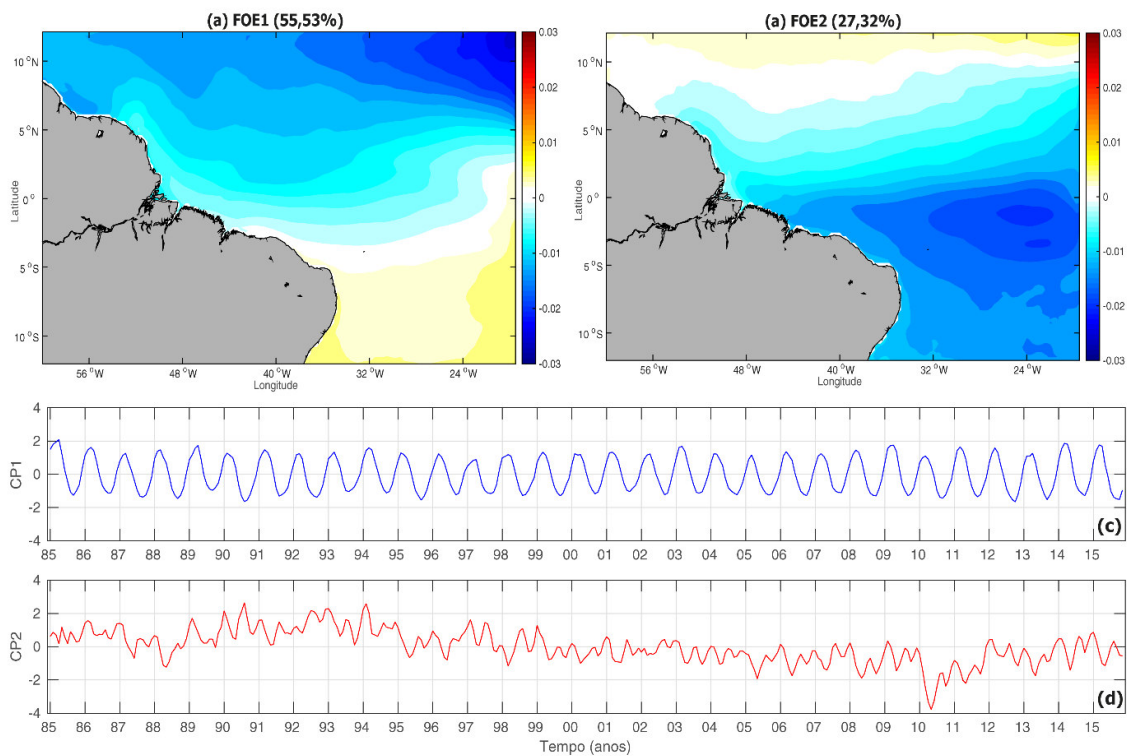
5.6.1. Modos Principais de Temperatura da Superfície do Mar

Primeiramente, a técnica de FOEs foi aplicada aos dados brutos (médias mensais) de TSM simulados pelo modelo ROMS (Figura 31), onde os dois primeiros modos explicaram 82,85% da variância total. O primeiro modo principal (autovalor de 55,53%) apresentou máxima variância a norte/noroeste do domínio de estudo (Figura 31a), enquanto no segundo

modo principal (autovalor de 27,32%) um padrão quase oposto ao primeiro se configurou no setor sul do AE (Figura 31b).

O coeficiente de expansão da FOE₁ (CP₁) mostra que o ciclo sazonal (verão x inverno) praticamente dominou a variabilidade da TSM na região equatorial com uma oscilação bem próxima a uma onda sinusoidal, com uma crista e uma cava a cada ano (Figura 31c). A componente principal da FOE₂ compõe, com base em uma análise visual da Figura 31d, uma síntese de pelo menos dois harmônicos, um de variabilidade mais alta com variação a cada 2,4 meses (frequência intrasazonal) e outro de variabilidade mais baixa com uma crista e uma cava (onda 1) no período de 30 anos simulados (frequência multidecenal).

Figura 31 – Modos principais de variabilidade de TSM simulada pelo ROMS aplicado aos dados brutos (sem filtragem) para o período de 1985 a 2015: **(a)** FOE₁; **(b)** FOE₂; **(c)** Coeficiente de expansão da FOE₁; **(d)** Coeficiente de expansão da FOE₂. Valores máximos e mínimos de 0,03 e -0,03, respectivamente, com intervalo de contorno de 0,001.

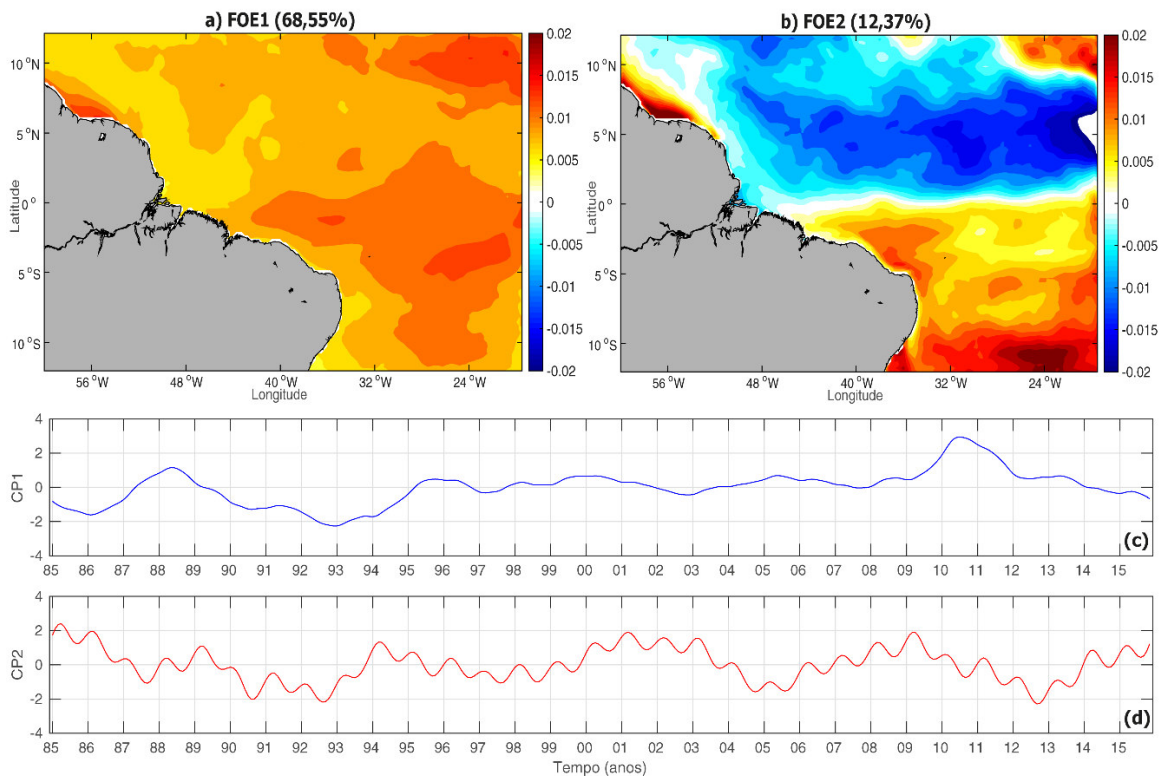


Posteriormente, as análises de FOEs foram aplicadas sobre os dados filtrados com um filtro de banda passa-baixa de 3 anos e um outro filtro de banda passa-alta de 7 anos (Figura 32), ou seja, desconsiderando a sazonalidade e buscando os eventos de Niño que ocorreram no Atlântico. A maior parte da variância encontrada nos dados filtrados de TSM simulados pelo modelo regional foi explicada também pelos dois primeiros modos principais, os quais

totalizaram 80,92% da variância total. A FOE₁ do dado filtrado (autovalor de 68,24%) mostrou um padrão espacial definido pela máxima variância de TSM na região centro-sul e se estendendo (zonalmente) para nordeste do domínio, mantendo o mesmo sinal (Figura 32a).

A FOE₂ do dado filtrado (autovalor de 12,37%) mostrou um padrão de dipolo meridional ou inter-hemisférico com um polo negativo localizado no setor norte e um polo positivo no setor sul do Oceano AEO, separados por uma linha de inclinação quase sudoeste-nordeste próxima ao equador (Figura 32b). A CP₂ do dado filtrado (Figura 32d) mostra mais uma vez a síntese de pelo menos duas ondas atuantes, uma de variabilidade sazonal, associada à migração meridional de ATSM fora de fase entre o setor norte e sul decorrentes da variação local entre verão e inverno, e outra de mais longo período, com variação a cada 4,28 anos (30 anos/7 ondas), associada a um padrão de gradiente inter-hemisférico em resposta a uma forçante remota, no caso, o Niño do Atlântico.

Figura 32 – Modos principais de variabilidade de TSM filtrada, para o período de 1985 a 2015 simulados pelo ROMS: **(a)** FOE₁; **(b)** FOE₂; **(c)** Coeficiente de expansão FOE₁; **(d)** Coeficiente de expansão FOE₂. Valores máximos e mínimos de 0,02 e -0,02, respectivamente, com intervalo de contorno de 0,002.



A CP_2 do dado filtrado (Figura 32d) mostra mais uma vez a síntese de pelo menos duas ondas atuantes, uma de variabilidade sazonal, associada à migração meridional de anomalias de TSM fora de fase entre o setor norte e sul decorrentes da variação local entre verão e inverno, e outra de mais longo período, com variação a cada 4,28 anos (30 anos/7 ondas), associada a um padrão de gradiente inter-hemisférico em resposta a uma forçante remota, no caso, o Niño do Atlântico.

O padrão observado na FOE_1 da TSM filtrada é consistente com as características da Oscilação Multidecadal do Atlântico (OMA) (em inglês, *Atlantic Multidecadal Oscillation - AMO*), que é capaz de influenciar a variabilidade climática da TSM no Oceano Atlântico por meio de teleconexões (KAYANO; CAPISTRANO, 2014; KERR, 2000; SUN *et al.*, 2018) até mesmo com a América do Sul (ANDREOLI; KAYANO, 2006; GRIMM *et al.*, 2016). Experimentos numéricos realizados com modelos climáticos regionais mostram que o modo de OMA pode ser fortalecido (enfraquecido) na fase quente (fria) do ENOS, isto é, no El Niño (na La Niña) (KAYANO; CAPISTRANO, 2014; TIMMERMANN *et al.*, 2007), além de mostrar-se sensível às mudanças na circulação termohalina global (DONG; SUTTON; SCAIFE, 2006). As análises de Kayano; Capistrano (2014) indicam que a força dos extremos ENOS está intimamente ligada à OMA. Os extremos do ENSO são reforçados através da ponte atmosférica entre o oceano AE e o Pacífico tropical oriental associado ao modo inter-hemisférico de TSM entre o Pacífico e o Atlântico.

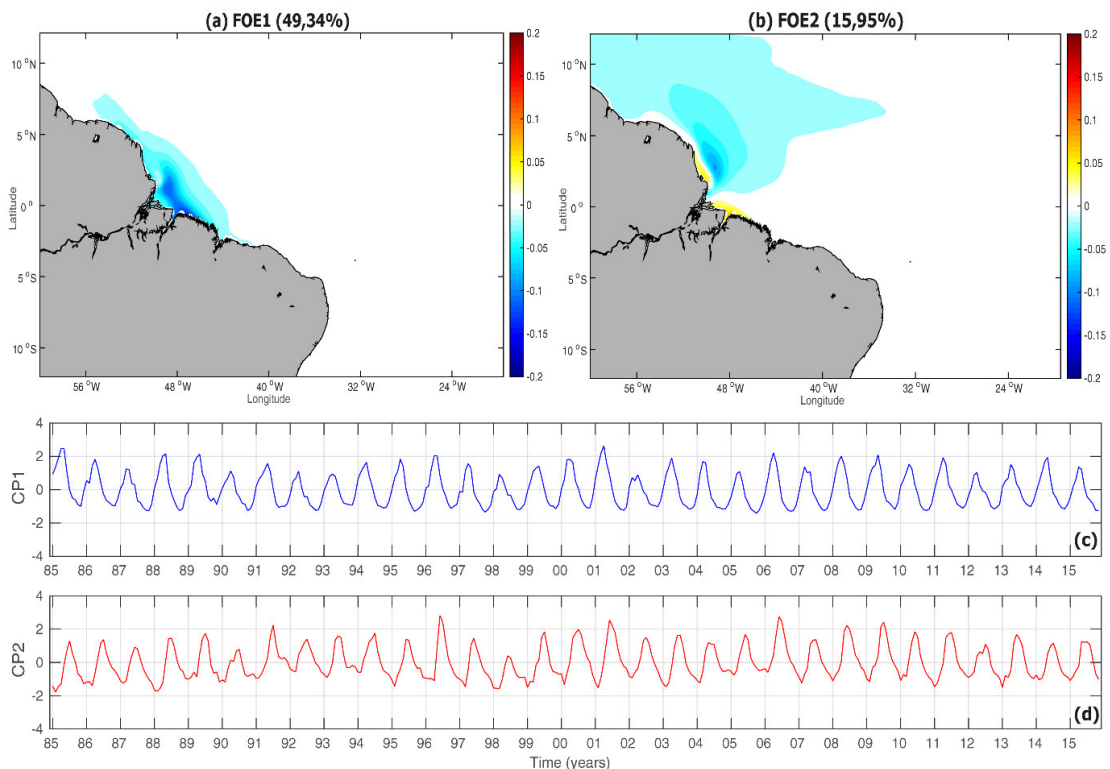
O padrão observado na FOE_2 da TSM filtrada é consistente com as características do Modo Meridional do Atlântico (MMA), cuja fase positiva caracteriza-se por um aquecimento (resfriamento) superficial no Atlântico Tropical Norte (Sul), respectivamente, resultando em na intensificação dos ventos alísios de sudeste e migração para norte da ZCIT (MOURA; SHUKLA, 1981; NOBRE; SHUKLA, 1996; RUIZ-BARRADAS; CARTON; NIGAM, 2000; XIE; CARTON, 2004; ZHU; HUANG; WU, 2012), com impactos significativos na precipitação sobre a Região Nordeste do Brasil (DOI; TOZUKA; YAMAGATA, 2010; SERVAIN, 1991). Além da periodicidade sazonal do MMA, alguns estudos constataram que o mesmo também oscila em escala decadal (KENFACK *et al.*, 2017; SERVAIN, 1991).

5.6.2. Modos Principais de Salinidade da Superfície do Mar

A técnica de FOEs também foi aplicada aos dados brutos de SSM simulados pelo modelo ROMS (Figura 33), onde os dois primeiros modos explicaram 65,29% da variância total. Tanto o primeiro (autovalor de 49,34%) quanto o segundo (autovalor de 15,95%) modo principal de SSM, mostraram máxima variância associada à desembocadura dos Rios Amazonas e Tocantins, evidenciando a região de maior variabilidade espaço-temporal no domínio de estudo.

A FOE₁ caracteriza uma situação de confinamento da pluma mais próxima à foz dos rios que nas simulações do ROMS ocorreu nos meses de janeiro a maio (Figura 33a), enquanto que a FOE₂ representa o deslocamento para noroeste da pluma, bem como o processo de retroflexão da CNB em torno da latitude de 7°N (que normalmente ocorre nos meses de junho a março, quando há uma maior atuação da CCNE, carregando essas águas para noroeste) (Figura 33b). Observa-se o claro domínio do ciclo sazonal nas duas primeiras CPs da SSM (Figura 33c e 33d). A análise indica que a variabilidade climática na SSM do Atlântico Equatorial resulta principalmente da dinâmica oceânica.

Figura 33 – Modos principais de variabilidade de SSM simulada pelo ROMS aplicado aos dados brutos (sem filtragem) para o período de 1985 a 2015: **(a)** FOE₁; **(b)** FOE₂; **(c)** Coeficiente de expansão da FOE₁; **(d)** Coeficiente de expansão da FOE₂. Valores máximos e mínimos de 0,02 e -0,02, respectivamente, com intervalo de contorno de 0,001.

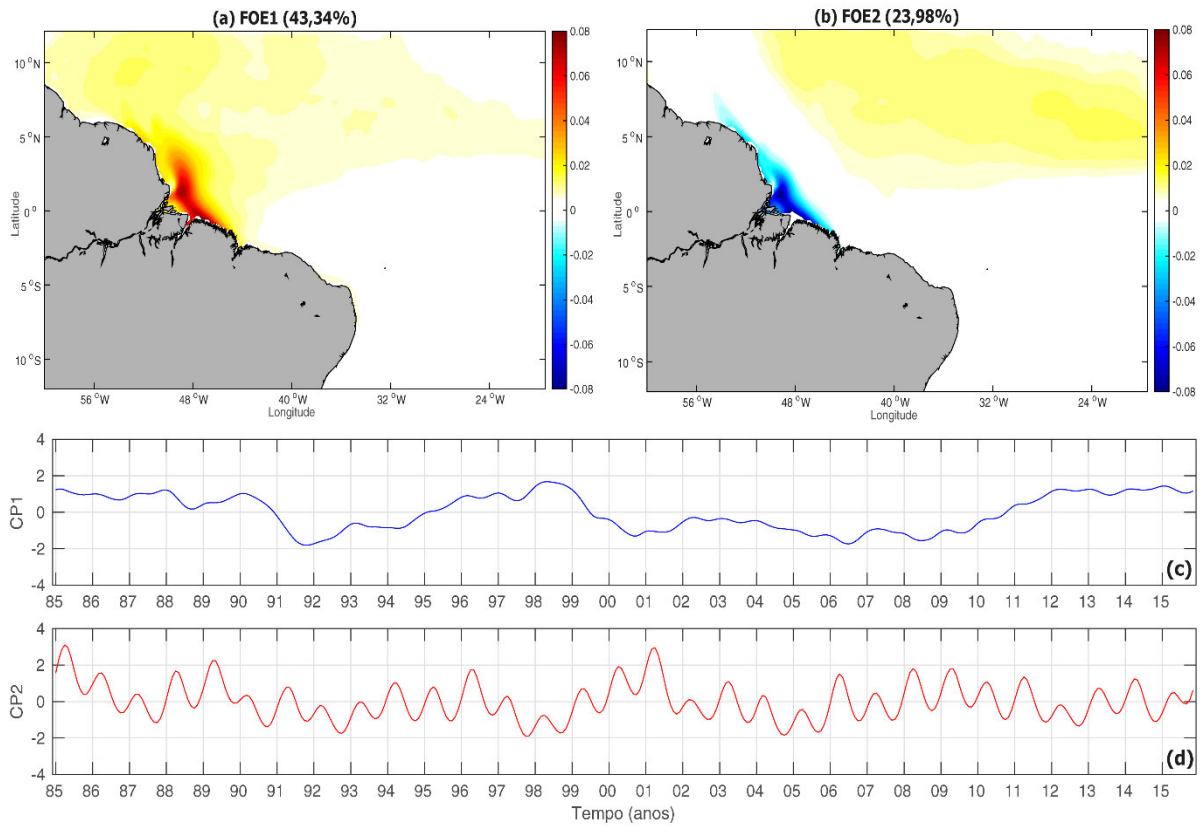


Com o intuito de avaliar a possibilidade de alguma variância no campo de SSM mascarada pela sazonalidade, as FOEs foram aplicadas sobre os dados filtrados de SSM com um filtro de banda passa-baixa de janela anual (12 meses) (Figura 34). A maior parte da variância encontrada nos dados filtrados de SSM simulados pelo modelo regional foi explicada também pelos dois primeiros modos principais, os quais totalizaram 67,32% da variância total. Ou seja, a retirada do ciclo anual da série temporal aumentou em 2,03% a quantidade de variância explicada para a SSM.

A FOE₁ da SSM filtrada explicou 43,34% da variância total, com um padrão espacial definido pela influência da retroflexão da CNB para leste (em torno de 50°W a 55°W) sobre a pluma de baixa salinidade, a qual é transportada pela CCNE até a borda leste do domínio (em 19,4°W). O sinal da retroflexão para leste é detectado por um eixo zonal e a variância centralizada de 5°N a 10°N (Figura 34a). O coeficiente de expansão da FOE₁ (CP1) mostra que houve um sinal positivo máximo em 1998 e 2015, anos em que eventos de El Niño forte ocorreram no Pacífico (Figura 34c).

A FOE₂ da SSM filtrada explicou 23,98% da variância total cujo padrão espacial é associado a um núcleo de variância confinado próximo à costa e estendendo-se em direção ao Caribe. A variância também encontrada nesse modo principal sobre a região oceânica está associada à propagação zonal da pluma estuarina após retroflexão da CNB, com eixo centralizado entre 4°N e 12°N a leste do domínio até ~50°W (Figura 34b).

Figura 34 – Modos principais de variabilidade de SSM com filtro anual para o período de 1985 a 2015 simulados pelo ROMS: **(a)** FOE₁; **(b)** FOE₂; **(c)** Coeficiente de expansão FOE₁; **(d)** Coeficiente de expansão FOE₂. Valores máximos e mínimos de 0,08 e -0,08, respectivamente, com intervalo de contorno de 0,002.



A FOE₁ (43,34% da variância total) para o campo de SSM simulados pelo ROMS, apresenta um padrão definido pela influência da retroflexão da CNB (em cerca de 50 a 55°W) sobre a pluma de baixa salinidade em direção ao leste, a pluma ainda é observada sendo transportada pela CCNE até atingir a borda leste do domínio (em 19,4°W), com um eixo zonal máximo em torno de 6° a 8°N. Grodsky *et al.* (2014) constataram padrões similares. A precipitação pluviométrica sobre o oceano e a advecção de massa são importantes forçantes da variabilidade da SSM na região, com fortes correntes de contorno e intensos gradientes de SSM criados pela vazão dos rios Amazonas e Tocantins (TYAQUIÇÃ *et al.*, 2017). Vórtices anticiclônicos de mesoescala com baixa salinidade transportam águas de baixa salinidade em direção as ilhas do Caribe, oriundos da retroflexão da CNB, estes podem chegar a 500 km de diâmetro (FOURNIER *et al.*, 2017; JOHNS *et al.*, 1998; WILSON; JOHNS; GARZOLI, 2002).

Na FOE₂ (23,98%) o padrão espacial observado foi associado a um fator conhecido por impactar a dispersão da pluma do Amazonas à medida que a mesma se espalha sobre a plataforma continental, próximo de 5°N e 50°W, relacionado aos ventos alísios de NE que

atuam no fortalecimento do fluxo e confinando a pluma ao longo da costa. Este fator pode enfraquecer a formação de vórtices que se desprendem quando há a retroflexão da CNB (FOURNIER *et al.*, 2017). Amarasekera *et al.* (1997) e Richey; Nobre; Deser (1989) constataram correlações negativas entre as ATSM no Pacífico Equatorial Leste e Central e a descarga anual de alguns rios da Amazônia.

6. CONCLUSÕES

O presente estudo buscou determinar o ciclo anual dos principais campos oceânicos superficiais e a variabilidade climática interanual do Oceano AEO simulada pelo modelo de circulação oceânica regional ROMS, de modo a estabelecer relações com eventos fortes e moderados de El Niño e La Niña no Oceano Pacífico. Os resultados obtidos das simulações numéricas foram comparados com bases de dados de reanálise, dados observacionais oriundos de satélite e dados observacionais coletados *in situ*. As análises utilizadas incluem métricas estatísticas básicas e o método de funções ortogonais empíricas, este último visando determinar os modos principais de variabilidade dos campos de TSM e SSM.

A reanálise oceânica utilizada como condições iniciais e de contorno no modelo ROMS (SODA3.3.1) apresentou-se como uma boa fonte de dados para alimentação de modelos climáticos no Atlântico Equatorial, comparado aos dados observacionais (WOA18), uma vez que foi capaz de representar importantes processos oceanográficos de mesoescala atuantes na região, isto é, a retroflexão da CNB e a pluma do Amazonas.

O ciclo anual de TSM e SSM construído a partir das simulações do ROMS apresentou um comportamento bastante similar às medições dos dados observacionais do PIRATA, especialmente para as boias localizadas mais ao norte e mais ao sul do domínio. Para os pontos próximos ao equador, entretanto, o modelo regional apresentou um viés negativo entre modelo e observação (WOA18), simulando águas mais frias nesta região.

Esse viés frio encontrado nas camadas superficiais do Oceano AEO, caracterizado como uma feição de língua fria, deveu-se principalmente à intensificação do processo de ressurgência equatorial a leste do oceano AEO em parte em resposta ao viés encontrado nas forçantes atmosféricas do modelo oceânico (CFRSR x PIRATA). Os campos de SSM das simulações do ROMS mostraram dois processos importantes, a dispersão da pluma amazônica e a propagação das águas de baixa salinidade para noroeste, em direção ao Caribe e acompanhando a CNB, ambos ocorrendo nos primeiros 6 meses do ano, quando há maior contribuição da pluviosidade na descarga fluvial dos rios Amazonas e Tocantins.

As análises dos compostos climáticos construídos a partir das simulações regionais para anos de ENOS ocorridos na região do Niño 3 mostraram que o Oceano AEO apresentou ATSM negativas para eventos de El Niño e ATSM positivas para eventos de La Niña. Os compostos climáticos mostraram também que o Modo Meridional do Atlântico predomina sobre o Niño do Atlântico, em alguns trimestres no Oceano AEO, principalmente nos compostos de La Niña moderada.

Os principais modos de variabilidade regional da TSM tiveram seus principais modos de variabilidade associados ao Modo Zonal, Modo Meridional do Atlântico e Oscilação Multidecadal do Atlântico. A variabilidade regional da SSM está associada às descargas dos rios Amazonas e Tocantins com um intenso transporte influenciados pela CNB e pela retroflexão da CNB que intensifica a CCNE.

O presente estudo foi pioneiro em apresentar o ciclo anual dos principais campos oceânicos superficiais no Oceano AEO simulados em escala regional e para um período de tempo (31 anos), simulando de maneira satisfatória os principais processos oceânicos de mesoescala atuantes na região, mostrando também que o fenômeno climático global ENOS exerce forte influência sobre o campo de TSM do Oceano AEO. Esses resultados fornecem uma nova abordagem na análise da variabilidade climática interanual no Oceano AEO e de suas teleconexões com o Oceano Pacífico, uma vez que o conhecimento da mesma em escala regional é peça chave para a previsão do tempo e clima na região equatorial.

7. TRABALHOS FUTUROS

- Analisar os eventos de Modo Meridional do Atlântico (Dipolo do Atlântico) simulados pelo ROMS e sua influência na variabilidade local do Oceano AEO;
- Investigar a fundo a causa da mudança no comportamento das correntes e do viés na região equatorial que foi encontrado até o ano 2000 e os anos subsequentes;
- Analisar a influência e correlação entre a precipitação e as descargas fluviais implementadas no modelo oceânico ROMS;
- Realizar estudos da variabilidade climática regional do Oceano AEO utilizando modelos climáticos acoplados oceano-atmosfera-onda-sedimento-biogeoquímica atualmente e comparar com cenários futuros de mudanças climáticas;

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALVAREZ, M. S. et al. Influence of the Madden Julian Oscillation on precipitation and surface air temperature in South America. **Climate Dynamics**, v. 46, n. 1–2, p. 245–262, 2016.
- AMARASEKERA, K. N. et al. ENSO and the natural variability in the flow tropical rivers. **Journal of Hydrology**, v. 200, n. 1–4, p. 24–39, 1997.
- AN, S. IL et al. Recent and future sea surface temperature trends in tropical pacific warm pool and cold tongue regions. **Climate Dynamics**, v. 39, n. 6, p. 1373–1383, 2012.
- ANDERSON, J. E.; RISER, S. C. Near-surface variability of temperature and salinity in the near-tropical ocean: Observations from profiling floats. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 119, p. 7433–7448, 2014.
- ANDREOLI, R.; KAYANO, M. Tropical Pacific and South Atlantic Effects on Rainfall Variability Over Northeast Brazil. **International Journal Of Climatology**, v. 26, n. May, p. 1895–1912, 2006.
- ARAÚJO, R. G. et al. A influência do evento El Niño - Oscilação Sul e Atlântico Equatorial na precipitação sobre as regiões norte e nordeste da América do Sul. **Acta Amazonica**, v. 43, n. 4, p. 469–480, 2013.
- AWO, F. M. et al. Sea Surface Salinity Signature of the Tropical Atlantic Interannual Climatic Modes. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, n. 2013, p. 7420–7437, 2018.
- BACHÈLERY, M.-L.; ILLIG, S.; DADOU, I. Interannual variability in the South-East Atlantic Ocean, focusing on the Benguela Upwelling System: Remote versus local forcing. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 121, p. 284–310, 2015.
- BELL, M. J.; FORBES, R. M.; HINES, A. Assessment of the FOAM global data assimilation system for real-time operational ocean forecasting. **Journal of Marine Systems**, v. 25, n. 1, p. 1–22, 2000.
- BELLOMO, K. et al. The influence of cloud feedbacks on equatorial atlantic variability. **Journal of Climate**, v. 28, n. 7, p. 2725–2744, 2015.
- BJERKNES, J. Monthly Weather Review Atmospheric Teleconnections From the. **Monthly Weather Review**, v. 97, n. 3, p. 163–172, 1969.
- BJÖRNSSON H.; VENEGAS, S. A. **A Manual for EOF and SVD Journal of Geophysical Research**, 1997.
- BLANKE, B. et al. Warm Water Paths in the Equatorial Atlantic as Diagnosed with a General Circulation Model. **Journal of Physical Oceanography**, v. 29, n. 11, p. 2753–2768, 1999.
- BONJEAN, F.; LAGERLOEF, G. S. E. Diagnostic Model and Analysis of the Surface Currents in the Tropical Pacific Ocean. **Journal of Physical Oceanography**, v. 32, n. 10, p. 2938–2954, 2002.
- BOURLÈS, B. et al. The Pirata Program: History, accomplishments, and future directions. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 89, n. 8, p. 1111–1125, 2008.
- BOUTIN, J. et al. Satellite and In Situ Salinity: Understanding Near-Surface Stratification and Subfootprint Variability. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 97, n. 8, p. 1391–1407, 2016.
- BOYER, T. P. et al. Linear trends in salinity for the World Ocean, 1955-1998. **Geophysical Research Letters**, v. 32, n. 1, p. 1–4, 2005.

- BRANDT, P. et al. Interannual atmospheric variability forced by the deep equatorial Atlantic Ocean. **Nature**, v. 473, n. 7348, p. 497–500, 2011.
- BUNGE, L. et al. Variability at Intermediate Depths at the Equator in the Atlantic Ocean in 2000–06: Annual Cycle, Equatorial Deep Jets, and Intraseasonal Meridional Velocity Fluctuations. **Journal of Physical Oceanography**, v. 38, n. 8, p. 1794–1806, 2008.
- BURMEISTER, K.; BRANDT, P.; LUBBECKE, J. F. Revisiting the cause of the eastern equatorial Atlantic cold event in 2009. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 121, p. 4777–4789, 2016.
- CALTABIANO, A. C. V.; ROBINSON, I. S.; PEZZI, L. P. Multi-year satellite observations of instability waves in the Tropical Atlantic Ocean. **Ocean Science**, v. 1, n. 2, p. 97–112, 2005.
- CAMARA, I. et al. On the seasonal variations of salinity of the tropical Atlantic mixed layer. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 120, n. 7, p. 4654–4669, 2015.
- CARLSSON, M. Mean sea-level topography in the baltic sea determined by oceanographic methods. **Marine Geodesy**, v. 21, n. 3, p. 203–217, 1998.
- CARTON, J. A.; CHEPURIN, G. A.; CHEN, L. SODA3: A new ocean climate reanalysis. **Journal of Climate**, v. 31, n. 17, p. 6967–6983, 2018.
- CARTON, J. A.; HUANG, B. **Warm Events in the Tropical Atlantic**, 1994.
- CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. The South Atlantic convergence zone: Intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. **Journal of Climate**, v. 17, n. 1, p. 88–108, 2004.
- CASTELÃO, G. P.; JOHNS, W. E. Sea surface structure of North Brazil Current rings derived from shipboard and moored acoustic Doppler current profiler observations. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 116, n. 1, p. 1–12, 2011.
- CASTRO, B. M. et al. Multidisciplinary Oceanographic Processes on The Western Atlantic Continental Shelf Between 4°N and 34°S. **The Sea**, v. 14, p. 209–251, 2006.
- CHIANG, J. C. H.; KUSHNIR, Y.; GIANNINI, A. Deconstructing Atlantic Intertropical Convergence Zone variability: Influence of the local cross-equatorial sea surface temperature gradient and remote forcing from the eastern equatorial Pacific. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D1, p. 1–19, 2002.
- CLAUS, M. et al. Forcing of the Atlantic Equatorial Deep Jets Derived from Observations. **Journal of Physical Oceanography**, v. 46, n. 12, p. 3549–3562, 2016.
- CONFALONIERI, U. E. C.; MARGONARI, C.; QUINTÃO, A. F. Environmental change and the dynamics of parasitic diseases in the Amazon. **Acta Tropica**, v. 129, n. 1, p. 33–41, 2014.
- COX, M. D. Generation and propagation of 30-day waves in a numerical model of the Pacific. **Journal of Physical Oceanography**, v. 10, p. 1168–1186, 1980.
- D'AGOSTINI, A.; GHERARDI, D. F. M.; PEZZI, L. P. Connectivity of marine protected areas and its relation with total kinetic energy. **PLoS ONE**, v. 10, n. 10, p. 1–19, 2015.
- DA SILVA, B. B. et al. A probabilistic model for predicting seasonal rainfall in semi-arid lands of northeast Brazil. **Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences**, v. 364, n. June, p. 182–187, 2015.
- DAVIDSON, E. A. et al. The Amazon basin in transition. **Nature**, v. 481, p. 321–328, 2012.
- DE DECCO, H. T. et al. Revisiting tropical instability wave variability in the Atlantic ocean

- using SODA reanalysis. **Ocean Dynamics**, v. 68, n. 3, p. 327–345, 2018.
- DEPPENMEIER, A. L.; HAARSMA, R. J.; HAZELEGER, W. The Bjerknes feedback in the tropical Atlantic in CMIP5 models. **Climate Dynamics**, v. 47, n. 7–8, p. 2691–2707, 2016.
- DIAS, D. F. et al. Modeling the spawning strategies and larval survival of the Brazilian sardine (*Sardinella brasiliensis*). **Progress in Oceanography**, v. 123, p. 38–53, 2014.
- DOI, T.; TOZUKA, T.; YAMAGATA, T. The Atlantic meridional mode and its coupled variability with the Guinea dome. **Journal of Climate**, v. 23, n. 2, p. 455–475, 2010.
- DONG, B.; SUTTON, R. T.; SCAIFE, A. A. Multidecadal modulation of El Niño–Southern Oscillation (ENSO) variance by Atlantic Ocean sea surface temperatures. **Geophysical Research Letters**, v. 33, n. 8, p. 2–5, 2006.
- DONLON, C. J. et al. The Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis (OSTIA) system. **Remote Sensing of Environment**, v. 116, p. 140–158, 2012.
- DURACK, P. J.; WIJFFELS, S. E. Fifty-Year trends in global ocean salinities and their relationship to broad-scale warming. **Journal of Climate**, v. 23, n. 16, p. 4342–4362, 2010.
- ENFIELD, D. B.; MAYER, D. A. Tropical Atlantic sea surface temperature variability and its relation to El Niño–Southern Oscillation. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 102, n. C1, p. 929–945, 2004.
- ESPINOZA, J. C. V. et al. Spatio-temporal rainfall variability in the Amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia, and Ecuador). **International Journal of Climatology**, v. 29, p. 1574–1594, 2009.
- FERREIRA, A. G.; MELLO, N. G. S. Principais Sistemas Atmosféricos Atuantes Sobre a Região Nordeste do Brasil e a Influência dos Oceanos Pacífico e Atlântico no Clima da Região. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 1, n. 1, p. 15–28, 2005.
- FOLTZ, G. R.; MCPHADEN, M. J. The 30–70 day oscillations in the tropical Atlantic. **Geophysical Research Letters**, v. 31, n. 15, p. 2–5, 2004.
- FOLTZ, G. R.; MCPHADEN, M. J. Impact of barrier layer thickness on SST in the central tropical North Atlantic. **Journal of Climate**, v. 22, n. 2, p. 285–299, 2009.
- FOLTZ, G. R.; MCPHADEN, M. J. Abrupt equatorial wave-induced cooling of the Atlantic cold tongue in 2009. **Geophysical Research Letters**, v. 37, n. 24, p. 1–5, 2010a.
- FOLTZ, G. R.; MCPHADEN, M. J. Interaction between the Atlantic meridional and Niño modes. **Geophysical Research Letters**, v. 37, n. 18, p. 1–5, 2010b.
- FOLTZ, G. R.; SCHMID, C.; LUMPKIN, R. Seasonal cycle of the mixed layer heat budget in the northeastern tropical Atlantic ocean. **Journal of Climate**, v. 26, n. 20, p. 8169–8188, 2013.
- FOLTZ, G. R.; SCHMID, C.; LUMPKIN, R. Transport of Surface Freshwater from the Equatorial to the Subtropical North Atlantic Ocean. **Journal of Physical Oceanography**, v. 45, n. 4, p. 1086–1102, 2015.
- FONSECA, C. A. et al. Investigation of the North Brazil Current retroflexion and North Equatorial Countercurrent variability. **Geophysical Research Letters**, v. 31, n. 21, p. 1–5, 2004.
- FOURNIER, S. et al. Interannual Variation in Offshore Advection of Amazon–Orinoco Plume Waters: Observations, Forcing Mechanisms, and Impacts. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 122, n. 11, p. 8966–8982, 2017.

- FRATANTONI, D. M.; RICHARDSON, P. L. The Evolution and Demise of North Brazil Current Rings. **Journal of Physical Oceanography**, v. 36, p. 1241–1263, 2006.
- FRIEDMAN, A. R. et al. A new record of Atlantic sea surface salinity from 1896 to 2013 reveals the signatures of climate variability and long-term trends. **Geophysical Research Letters**, v. 44, n. 4, p. 1866–1876, 2017.
- GARRAFFO, Z. D. et al. North Brazil Current rings and transport of southern waters in a high resolution numerical simulation of the North Atlantic. **Interhemispheric Water Exchange in the Atlantic Ocean**, p. 365–408, 1994.
- GARRAFFO, Z. D. et al. North Brazil Current rings and transport of southern waters in a high resolution numerical simulation of the North Atlantic. **Elsevier Oceanography Series**, v. 68, n. C, p. 375–409, 2003.
- GELARO, R. et al. The modern-era retrospective analysis for research and applications, version 2 (MERRA-2). **Journal of Climate**, v. 30, n. 14, p. 5419–5454, 2017.
- GERSHUNOV, A. ENSO influence on intraseasonal extreme rainfall and temperature frequencies in the contiguous United States: Implications for long-range predictability. **Journal of Climate**, v. 11, n. 12, p. 3192–3203, 1998.
- GIANNINI, A.; SARAVANAN, R.; CHANG, P. The preconditioning role of Tropical Atlantic Variability in the development of the ENSO teleconnection: Implications for the prediction of Nordeste rainfall. **Climate Dynamics**, v. 22, n. 8, p. 839–855, 2004.
- GIAROLLA, E. et al. The Atlantic Equatorial Undercurrent: PIRATA observations and simulations with GFDL Modular Ocean Model at CPTEC. **Geophysical Research Letters**, v. 32, n. 10, p. 1–4, 2005.
- GRIMM, A. M. et al. Interdecadal variability and extreme precipitation events in South America during the monsoon season. **Climate Research**, v. 68, n. 2–3, p. 277–294, 2016.
- GRIMM, A. M. Madden–Julian Oscillation impacts on South American summer monsoon season: precipitation anomalies, extreme events, teleconnections, and role in the MJO cycle. **Climate Dynamics**, v. 0, n. 0, p. 1–26, 2019.
- GRIMM, A. M.; BARROS, V. R.; DOYLE, M. E. Climate Variability in Southern South America Associated with El Niño and La Niña Events. **Journal Of Climate**, v. 13, n. January, p. 35–58, 2000.
- GRIMM, A. M.; FERRAZ, S. E. T.; GOMES, J. Precipitation anomalies in southern Brazil associated with El Niño and La Niña events. **Journal of Climate**, v. 11, n. 11, p. 2863–2880, 1998.
- GRODSKY, S. A. et al. Tropical instability waves at 0°N, 23°W in the Atlantic: A case study using Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic (PIRATA) mooring data. **Journal of Geophysical Research: Oceans: Oceans**, v. 110, n. 8, p. 1–12, 2005.
- GRODSKY, S. A. et al. Year-to-year salinity changes in the Amazon plume: Contrasting 2011 and 2012 Aquarius/SACD and SMOS satellite data. **Remote Sensing of Environment**, v. 140, p. 14–22, 2014.
- HAARSMA, R. J.; CAMPOS, E. J. D.; MOLTENI, F. Atmospheric response to South Atlantic SST dipole. **Geophysical Research Letters**, v. 30, n. 16, p. 2–5, 2003.
- HASHIZUME, H. et al. Local and remote atmospheric response to tropical instability waves: A global view from space. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 106, n. D10, p. 10173–10185, 2001.

- HASTENRATH, S.; GREISHAR, L. Circulation Mechanisms Related to Northeast Brazil Rainfall Anomalies. **Journal of Geophysical Research**, v. 98, p. 5093–5102, 1993.
- HASTENRATH, S.; HELLER, L. Dynamics of climatic hazards in northeast Brazil. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 103, p. 77–92, 1977.
- HELM, K. P.; BINDOFF, N. L.; CHURCH, J. A. Changes in the global hydrological-cycle inferred from ocean salinity. **Geophysical Research Letters**, v. 37, n. 18, p. 2–6, 2010.
- HENOCQ, C. et al. Vertical variability of near-surface salinity in the tropics: Consequences for L-band radiometer calibration and validation. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 27, n. 1, p. 192–209, 2010.
- HOLMES, R. M.; THOMAS, L. N. The Modulation of Equatorial Turbulence by Tropical Instability Waves in a Regional Ocean Model. **Journal of Physical Oceanography**, v. 45, n. 4, p. 1155–1173, 2015.
- HU, Z. Z.; HUANG, B. Interferential impact of ENSO and PDO on dry and wet conditions in the U.S. great plains. **Journal of Climate**, v. 22, n. 22, p. 6047–6065, 2009.
- HYNDMAN, R. J.; KOEHLER, A. B. Another look at measures of forecast accuracy. **International Journal of Forecasting**, v. 22, n. 4, p. 679–688, 2006.
- JOHNS, W. E. et al. Annual Cycle and Variability of the North Brazil Current. **Journal of Physical Oceanography**, v. 28, n. 1, p. 103–128, 1998.
- JOHNS, W. E.; ZANTOPP, R. J.; GONI, G. J. Cross-gyre transport by North Brazil Current rings. **Elsevier Oceanography Series**, v. 68, n. C, p. 411–441, 2003.
- JOHNSON, E. S. et al. Validation and error analysis of OSCAR sea surface currents. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 24, n. 4, p. 688–701, 2007.
- JOLLIFFE, I. T. Principal Component Analysis. Second Edition. **Springer Series in Statistics**, v. 98, p. 487, 2002.
- KAYANO, M. T.; CAPISTRANO, V. B. How the Atlantic multidecadal oscillation (AMO) modifies the ENSO influence on the South American rainfall. **International Journal of Climatology**, v. 34, n. 1, p. 162–178, 2014.
- KEENLYSIDE, N. S.; LATIF, M. Understanding equatorial atlantic interannual variability. **Journal of Climate**, v. 20, n. 1, p. 131–142, 2007.
- KENFACK, S. C. et al. Sea surface temperature patterns in the Tropical Atlantic: Principal component analysis and nonlinear principal component analysis. **Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences**, v. 28, n. 3, p. 395, 2017.
- KERR, R. A. A North Atlantic climate pacemaker for the centuries. **Science**, v. 288, n. 5473, p. 1984–1986, 2000.
- KILADIS, G. N.; WEICKMANN, K. M. Horizontal Structure and Seasonality of Large-Scale Circulations Associated with Submonthly Tropical Convection. **Monthly Weather Review**, v. 125, n. 9, p. 1997–2013, 1997.
- KODAMA, Y. Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ and the SACZ) Part I: characteristics of subtropical frontal zones. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 70, n. 4, p. 813–836, 1992.
- KODAMA, Y. Large-scale common features of subtropical convergence zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ and the SACZ). Part II: conditions of the circulations for generating the STCZs. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 75, p. 581–610, 1993.

- KRISHNAMURTI, T. N. et al. A Mechanism of the MJO Invoking Scale Interactions. **Meteorological Monographs**, v. 56, p. 5.1-5.16, 2016.
- KRISTIN, B.; BRANDT, P.; LUBBECKE, J. F. Revisiting the cause of the eastern equatorial Atlantic cold event in 2009. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 121, n. 4777–4789, p. 1–14, 2016.
- LATIF, M.; GRÖTZNER, A. The equatorial Atlantic oscillation and its response to ENSO. **Climate Dynamics**, v. 16, n. 2–3, p. 213–218, 2000.
- LIEBMANN, B. et al. Submonthly convective variability over South America and the South Atlantic convergence zone. **Journal of Climate**, v. 12, n. 7, p. 1877–1891, 1999.
- LIEBMANN, B. et al. Subseasonal variations of rainfall in South America in the vicinity of the low-level jet east of the Andes and comparison to those in the South Atlantic convergence zone. **Journal of Climate**, v. 17, n. 19, p. 3829–3842, 2004.
- LIU, Z. et al. Rethinking tropical ocean response to global warming: The enhanced equatorial warming. **Journal of Climate**, v. 18, n. 22, p. 4684–4700, 2005.
- LOCARNINI, R. A. et al. World Ocean Atlas 2018, Volume 1: Temperature. n. September, p. 1–20, 2018.
- LORENZ, E. N. **Empirical Orthogonal Functions and Statistical Weather Prediction**. [s.l.: s.n.].
- LOSADA, T. et al. Tropical response to the Atlantic Equatorial mode: AGCM multimodel approach. **Climate Dynamics**, v. 35, n. 1, p. 45–52, 2010.
- LÜBBECKE, J. F. et al. On the connection between Benguela and equatorial Atlantic Nios and the role of the South Atlantic Anticyclone. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 115, n. 9, p. 1–16, 2010.
- LÜBBECKE, J. F. et al. Equatorial Atlantic variability—Modes, mechanisms, and global teleconnections. **Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change**, v. 9, n. 4, p. 1–18, 2018.
- LUMPKIN, R.; GARZOLI, S. L. Near-surface circulation in the Tropical Atlantic Ocean. **Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers**, v. 52, n. 3, p. 495–518, 2005.
- LUTJEHARMS, J. R. E.; PENVEN, P.; ROY, C. Modelling the shear edge eddies of the southern Agulhas Current. **Continental Shelf Research**, v. 23, n. 11–13, p. 1099–1115, 2003.
- LYMAN, J. M. et al. Tropical Instability Waves as a Resonance between Equatorial Rossby Waves. **Journal of Physical Oceanography**, v. 35, p. 1–23, 2005.
- MADDEN, R. A.; JULIAN, P. R. Detection of a 40–50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 28, p. 702–708, 1971.
- MADDEN, R. A.; JULIAN, P. R. Description of Global-Scale Circulation Cells in the Tropics with a 40–50 Day Period. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 29, p. 1109–1123, 1972.
- MARENGO, J. A. et al. Recent developments on the South American monsoon system. **International Journal of Climatology**, v. 32, n. 1, p. 1–21, 2012.
- MAYER, D. A.; WEISBERG, R. H. Description of COADS Surface Meteorological Fields and the Implied Sverdrup Transports for the Atlantic Ocean from 30°S to 60°N. **Journal of Physical Oceanography**, v. 23, p. 2201–2221, 1993.
- MCPHADEN, M. J.; PROEHL, J. A.; ROTHSTEIN, L. M. The interaction of equatorial Kelvin waves with realistically sheared zonal currents. **Journal of physical oceanography**, v. 16, p.

1499–1514, 1986.

MITCHELL, T. P.; WALLACE, J. M. The Annual Cycle in Equatorial Convection and Sea Surface Temperature. **Journal of Climate**, v. 5, p. 1140–1156, 1992.

MOLINARI, R. L. Observations of eastward currents in the tropical South Atlantic Ocean: 1978–1980. **Journal of Geophysical Research**, v. 87, n. C12, p. 9707–9714, 2008.

MOURA, A. D.; SHUKLA, J. **On the Dynamics of Droughts in Northeast Brazil: Observations, Theory and Numerical Experiments with a General Circulation Model**. **Journal of The Atmospheric Sciences**, 1981.

NNAMCHI, H. C.; LI, J.; ANYADIKE, R. N. C. Does a dipole mode really exist in the South Atlantic Ocean? **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 116, n. 15, p. 1–15, 2011.

NOBRE, P. A variabilidade interanual do Atlântico tropical e sua influência no clima da América do Sul. **Climanálise (São José dos Campos)**, v. Especial 1, p. 1–7, 1996.

NOBRE, P. AND; SHUKLA, J. Variations of Sea Surface Temperature, Wind Stress, and Rainfall over the Tropical Atlantic and South America. **Journal of Climate**, v. 9, p. 2464–2479, 1996.

OUDOT, C. et al. Northern and southern water masses in the equatorial Atlantic. **Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers**, v. 45, n. 6, p. 873–902, 1998.

PEZZI, L. P.; CAVALCANTI, I. F. A. The relative importance of ENSO and tropical Atlantic sea surface temperature anomalies for seasonal precipitation over South America: a numerical study. **Climate Dynamics**, v. 17, n. 2–3, p. 205–212, 2001.

PHILANDER, S. G. H. Instabilities of Zonal Equatorial Currents. **J Geophys Res**, v. 81, n. 21, p. 3725–3735, 1976.

POLO, I. et al. Oceanic Kelvin waves and tropical Atlantic intraseasonal variability: 1. Kelvin wave characterization. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 113, n. 7, p. 1–18, 2008.

PREISENDORFER, W. **Principal component analysis in meteorology and oceanography**. Amsterdam: [s.n.].

PRODHOMME, C. et al. How Does the Seasonal Cycle Control Equatorial Atlantic Interannual Variability? **Geophysical Research Letters**, p. 916–922, 2019.

RASMUSSEN, E. M.; CARPENTER, T. H. Variations in Tropical Sea Surface Temperature and Surface Wind Fields Associated with the Southern Oscillation/El Niño. **Monthly Weather Review**, v. 110, p. 354–383, 1982.

RASMUSSEN, E. M.; WALLACE, J. M. Meteorological Aspects of the El Niño/Southern Oscillation. **Science**, v. 222, p. 1195–1202, 1983.

RASMUSSEN, E. M.; WALLACE, J. M. Meteorological Aspects of the El Niño/Southern Oscillation. **Science**, v. 222, n. 4629, p. 1195–1202, 2005.

REIS, V. P.; PALMEIRO, A. S.; BARBOSA, L. G. Estudo da obtenção do nível médio do mar com altimetria por satélites. **Revista Brasileira de Geomática**, v. 6, p. 3–22, 2018.

RICHARDSON, P. L.; REVERDIN, G. Seasonal Cycle of Velocity in the Atlantic North Equatorial Countercurrent as Measured by Surface Drifters, Current Meters, and Ship Drifts Response Atlantic Experiment: one considers sections through the Gulf Stream and theoretical study of and through the. v. 92, n. 7, p. 3691–3708, 1987.

RICHEY, J. E.; NOBRE, C.; DESER, C. Amazon River Discharge and Climate Variability:

1903 to 1985. **Science**, v. 246, p. 101–103, 1989.

RICHTER, I. et al. On the triggering of Benguela Niños: Remote equatorial versus local influences. **Geophysical Research Letters**, v. 37, n. 20, p. n/a-n/a, 2010.

RICHTER, I. et al. Multiple causes of interannual sea surface temperature variability in the equatorial Atlantic Ocean. **Nature Geoscience**, v. 6, n. 1, p. 43–47, 2012.

RICHTER, I. et al. Phase locking of equatorial Atlantic variability through the seasonal migration of the ITCZ. **Climate Dynamics**, v. 48, n. 11–12, p. 3615–3629, 2016.

ROBERTS-JONES, J.; FIEDLER, E. K.; MARTIN, M. J. Daily, global, high-resolution SST and sea ice reanalysis for 1985–2007 using the OSTIA system. **Journal of Climate**, v. 25, n. 18, p. 6215–6232, 2012.

ROBERTSON, A. W.; FARRARA, J. D.; MECHOSO, C. R. Simulations of the atmospheric response to South Atlantic sea surface temperature anomalies. **Journal of Climate**, v. 16, n. 15, p. 2540–2551, 2003.

RODRÍGUEZ-FONSECA, B. et al. Are Atlantic Niños enhancing Pacific ENSO events in recent decades? **Geophysical Research Letters**, v. 36, n. 20, 2009.

RUIZ-BARRADAS, A.; CARTON, J. A.; NIGAM, S. Structure of Interannual-to-Decadal climate variability in the tropical Atlantic sector. **Journal of Climate**, v. 13, n. 18, p. 3285–3297, 2000.

SAHA, S. et al. The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 16, n. 2, p. 1015–1058, 2010.

SAHA, S. et al. The NCEP Climate Forecast System Version 2. **Journal of Climate**, v. 3, p. 2185–2208, 2013.

SAJI, N. H.; VINAYACHANDRAN, P. N.; YAMAGATA, T. A dipole mode in the tropical Indian Ocean. **Nature**, v. 401, n. September, p. 360–363, 1999.

SCHMITZ, W. J.; RICHARDSON, W. S. On the transport of the Florida current. **Deep-Sea Research and Oceanographic Abstracts**, v. 15, n. 6, p. 679–693, 1991.

SCHOTT, F. A. et al. The Shallow and Deep Western Boundary Circulation of the South Atlantic at 5°–11°S. **Journal of Physical Oceanography**, v. 35, n. 11, p. 2031–2053, 2005.

SCHOTT, F. A.; FISCHER, J.; STRAMMA, L. Transports and Pathways of the Upper-Layer Circulation in the Western Tropical Atlantic. **Journal of Physical Oceanography**, v. 28, n. 10, p. 1904–1928, 1997.

SCHOTT, F. A.; STRAMMA, L.; FISCHER, J. The warm water inflow into the western tropical Atlantic boundary regime, spring 1994. **Journal of Geophysical Research**, v. 100, n. C12, p. 24745, 1995.

SCHOUTEN, M. W.; MATANO, R. P.; STRUB, T. P. A description of the seasonal cycle of the equatorial Atlantic from altimeter data. **Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers**, v. 52, n. 3, p. 477–493, 2005.

SERVAIN, J. Simple climatic indices for the tropical Atlantic Ocean and some applications. **Journal of Geophysical Research**, v. 96, n. C8, p. 15137, 1991.

SERVAIN, J. et al. A Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic (PIRATA). **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 79, n. 10, p. 2019–2031, 1998.

SERVAIN, J. et al. Relationship between the equatorial and meridional modes of climatic

- variability in the tropical Atlantic. **Geophysical Research Letters**, v. 26, n. 4, p. 485–488, 1999.
- SHCHEPETKIN, A. F. A method for computing horizontal pressure-gradient force in an oceanic model with a nonaligned vertical coordinate. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, n. C3, p. 1–34, 2003.
- SHCHEPETKIN, A. F.; MCWILLIAMS, J. C. The regional oceanic modeling system (ROMS): A split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. **Ocean Modelling**, v. 9, n. 4, p. 347–404, 2005.
- SILVA, A. et al. Seasonal changes in the mixed and barrier layers in the western Equatorial Atlantic. **Brazilian Journal of Oceanography**, v. 53, n. 3–4, p. 83–98, 2005.
- SILVA, M. et al. High-resolution regional ocean dynamics simulation in the southwestern tropical Atlantic. **Ocean Modelling**, v. 30, n. 4, p. 256–269, 2009.
- SOARES, H. C. et al. Patterns of interannual climate variability in large marine ecosystems. **Journal of Marine Systems**, v. 134, p. 57–68, 2014.
- SONG, Y.; HAIDVOGEL, D. B. A semi-implicit ocean circulation model using a generalized topography-following coordinate. **Journal of Computational Physics**, v. 115, p. 228–244, 1994.
- SPRINTALL, J.; TOMCZAK, M. Evidence of the Barrier Layer in the Surface Layer of the Tropics ocean surface mixed layer generally denotes a quasi-kinetic energy and potential energy processes mentioned its degree state. **Journal Of Geophysical Research**, v. 97, n. C5, p. 7305–7316, 1992.
- STARK, J. D. et al. OSTIA: An operational, high resolution, real time, global sea surface temperature analysis system. **Proceedings of Oceans '07 IEEE Conference, 'Marine Challenges: Coastline to Deep Sea**, 2007.
- STEVENS, C. et al. Surface layer mixing during the SAGE ocean fertilization experiment. **Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography**, v. 58, n. 6, p. 776–785, 2011.
- STRAMMA, L. Geostrophic transport of the South Equatorial Current in the Atlantic. **Journal of Marine Research**, v. 49, n. 2, p. 281–294, 1991.
- STRAMMA, L. et al. Upper ocean circulation in the western tropical Atlantic in boreal fall 2000. **Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers**, v. 52, n. 2, p. 221–240, 2004.
- STRAMMA, L.; ENGLAND, M. On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research**, v. 104, p. 863–883, 1999.
- STRAMMA, L.; FISCHER, J.; REPPIN, J. The North Brazil Undercurrent. **Deep-Sea Research Part I**, v. 42, n. 5, p. 773–795, 1995.
- STRAMMA, L.; FISCHER, J.; SCHOTT, F. Circulation, variability and near-equatorial meridional flow in the central tropical Atlantic. **Interhemispheric Water Exchange in the Atlantic Ocean**, v. 68, p. 1–22, 2003.
- STRAMMA, L.; SCHOTT, F. The mean flow field of the tropical Atlantic Ocean. **Deep-Sea Research II**, v. 46, p. 279–303, 1999.
- SUDRE, J.; MORROW, R. A. Global surface currents: A high-resolution product for investigating ocean dynamics. **Ocean Dynamics**, v. 58, n. 2, p. 101–118, 2008.
- SUN, C. et al. Oceanic forcing of the interhemispheric SST dipole associated with the Atlantic

- Multidecadal Oscillation. **Environmental Research Letters**, v. 13, n. 7, 2018.
- SUTHERLAND, G.; CHRISTENSEN, K. H.; WARD, B. Evaluating Langmuir turbulence parameterizations in the ocean surface boundary layer. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 119, p. 1899–1910, 2014.
- TIMMERMANN, A. et al. The influence of a weakening of the Atlantic meridional overturning circulation on ENSO. **Journal of Climate**, v. 20, n. 19, p. 4899–4919, 2007.
- TOHME, R. A. et al. The NCEP Climate Forecast System Reanalysis Suranjana. **Japanese Accounting Today**, v. 2, p. 1–146, 2007.
- TYAQUIÇÃ, P. et al. Amazon Plume Salinity Response to Ocean Teleconnections. **Frontiers in Marine Science**, v. 4, n. August, p. 1–14, 2017.
- URBANO, D. F.; DE ALMEIDA, R. A. F.; NOBRE, P. Equatorial undercurrent and North equatorial countercurrent at 38°W: A new perspective from direct velocity data. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 113, n. 4, p. 1–16, 2008.
- VARONA, H. L. et al. Amazon River plume influence on Western Tropical Atlantic dynamic variability. **Dynamics of Atmospheres and Oceans**, v. 85, n. September 2018, p. 1–15, 2018.
- VENEGAS, S. A.; MYSAK, L. A.; STRAUB, D. N. Atmosphere-ocean coupled variability in the South Atlantic. **Journal of Climate**, v. 10, n. 11, p. 2904–2920, 1997.
- VON STORCH, H.; ZWIERS, F. W. *Statistical Analysis Climate Research*. p. 484, 2003.
- WAGNER, R. G. Mechanisms controlling variability of the inter-hemispheric sea surface temperature gradient in the tropical Atlantic. **Journal of Climate**, v. 9, n. 7, p. 2010–2019, 1996.
- WAINER, I. et al. Time scales of upper ocean temperature variability inferred from the PIRATA data (1997–2000). **Geophysical Research Letters**, v. 30, n. 5, p. 10–13, 2003.
- WALKER, G. T. Correlation in Seasonal Variations of Weather—A Further Study of World Weather. **Monthly Weather Review**, p. 252–254, 1925.
- WANG, C. An overlooked feature of tropical climate: Inter-Pacific-Atlantic variability. **Geophysical Research Letters**, v. 33, n. 12, p. 1–5, 2006.
- WANG, C. et al. Teleconnections of the tropical Atlantic to the tropical Indian and Pacific Oceans: A review of recent findings. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 18, n. 4, p. 445–454, 2009.
- WANG, L. C. et al. Dynamics of upwelling annual cycle in the equatorial Atlantic Ocean. **Geophysical Research Letters**, v. 44, n. 8, p. 3737–3743, 2017.
- WANG, S. et al. Combined effects of the Pacific Decadal Oscillation and El Niño–Southern Oscillation on Global Land Dry–Wet Changes. **Scientific Reports**, v. 4, p. 1–8, 2014.
- WEATHERALL, P. et al. A new digital bathymetric model of the world’s oceans. **Earth and Space Science**, p. 416–430, 2015.
- WILSON, W. D.; JOHNS, W. E.; GARZOLI, S. L. Velocity structure of North Brazil Current rings. **Geophysical Research Letters**, v. 29, n. 8, p. 2–4, 2002.
- XIE, S.-P.; CARTON, J. A. Tropical Atlantic variability: Patterns, mechanisms, and impacts. p. 121–142, 2004.
- XIE, S.; PHILANDER, S. G. H. **A coupled ocean-atmosphere model of relevance to the ITCZ in the eastern Pacific** *Tellus A*, 1994.

ZEBIAK, S. E. Air-Sea Interaction in the Equatorial Atlantic Region. **Journal of Clim**, v. 6, p. 1567–1586, 1993.

ZENG, N. et al. Causes and impacts of the 2005 Amazon drought. **Environmental Research Letters**, v. 3, n. 1, 2008.

ZHANG, C. Madden Julian Oscillation Impacts. **Reviews of Geophysics**, v. 43, n. 2005, p. 4, 2005.

ZHANG, C. Madden-Julian oscillation: Bridging weather and climate. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 94, n. 12, p. 1849–1870, 2013.

ZHU, J.; HUANG, B.; WU, Z. The role of ocean dynamics in the interaction between the Atlantic meridional and equatorial modes. **Journal of Climate**, v. 25, n. 10, p. 3583–3598, 2012.

ZILLI, M. T.; CARVALHO, L. M. V.; LINTNER, B. R. The poleward shift of South Atlantic Convergence Zone in recent decades. **Climate Dynamics**, v. 0, n. 0, p. 1–19, 2018.

ZWENG, M. M. et al. World Ocean Atlas 2018, Volume 2: Salinity. **World Ocean Atlas 2018**, v. 2, n. September, p. 1–20, 2018.

APÊNDICE A - Compostos de eventos ENOS Simuladas pelo ROMS

Neste apêndice são apresentadas as imagens dos compostos de ATSM simulados pelo ROMS para o AE, com base na componente oceânica do ENOS do Oceano Pacífico obtida da base de dados do SODA3.3.1.

Figura 35 – Compostos sazonais de ATSMs no AE simuladas pelo modelo ROMS para a região do Niño 1+2 em evento de El Niño forte.

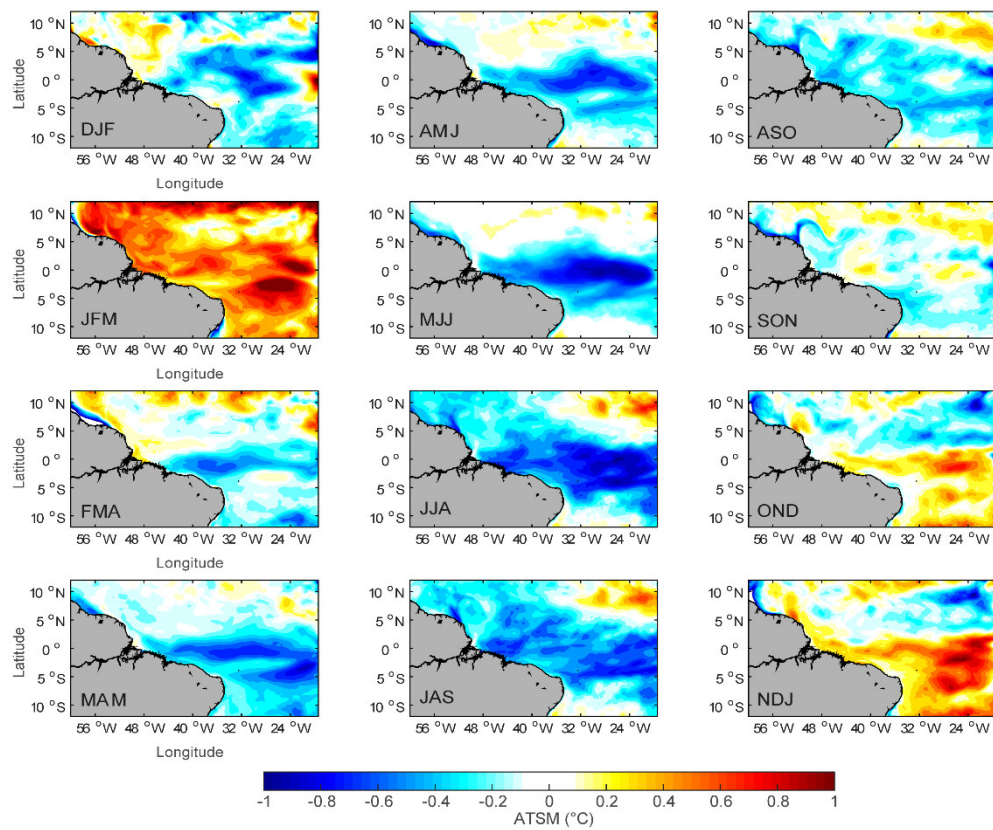


Figura 36 – Compostos sazonais de ATSMs no AE simuladas pelo modelo ROMS para a região do Niño 1+2 em evento de El Niño moderado.

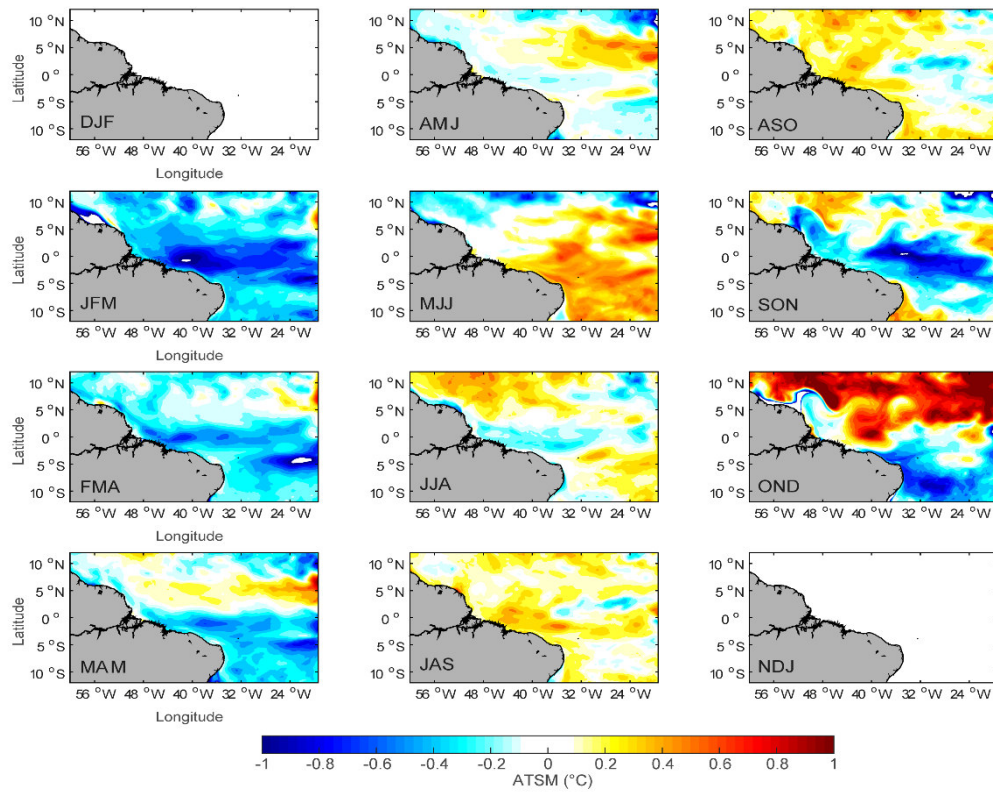


Figura 37 – Compostos sazonais de ATSMs no AE simuladas pelo modelo ROMS para a região do Niño 1+2 em evento de La Niña forte.

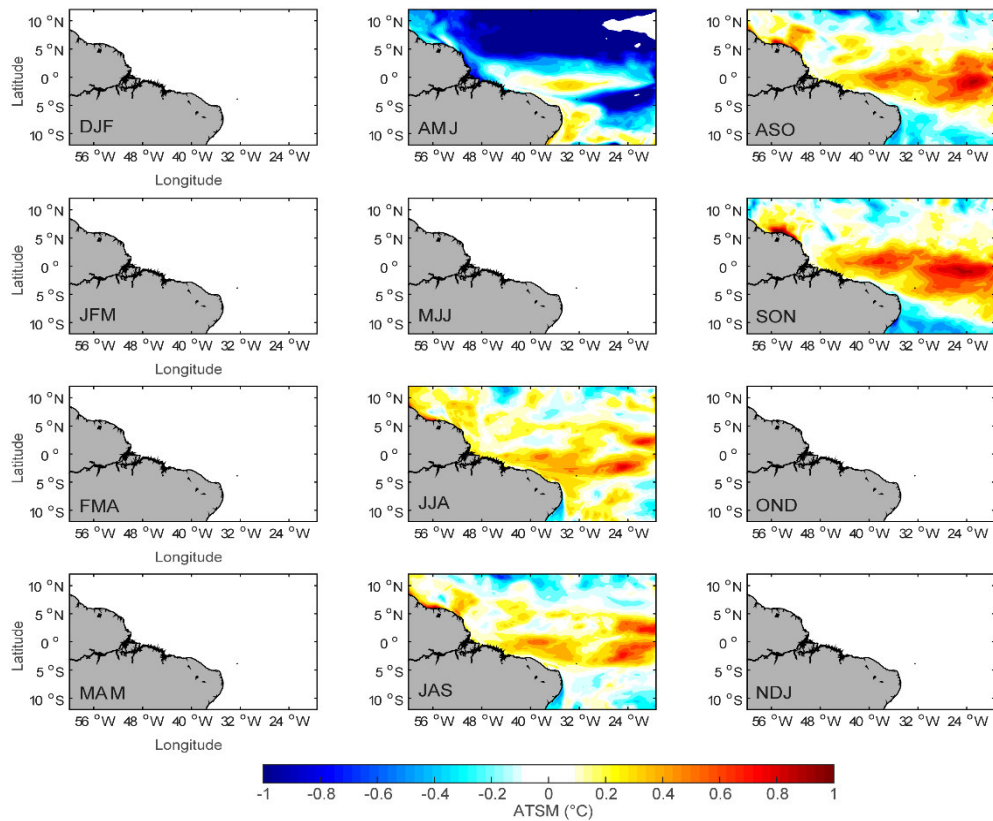


Figura 38 – Compostos sazonais de ATSMs no AE simuladas pelo modelo ROMS para a região do Niño 1+2 em evento de La Niña moderada.

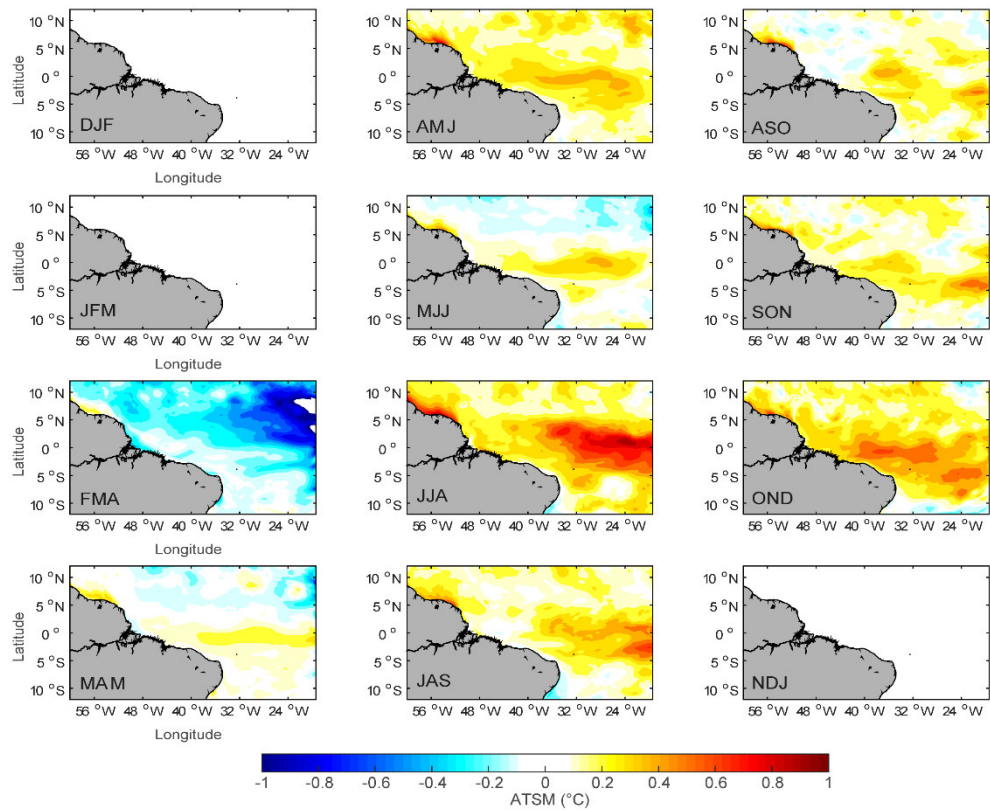


Figura 39 – Compostos sazonais de ATSMs no AE simuladas pelo modelo ROMS para a região do Niño 3.4 em evento de El Niño forte.

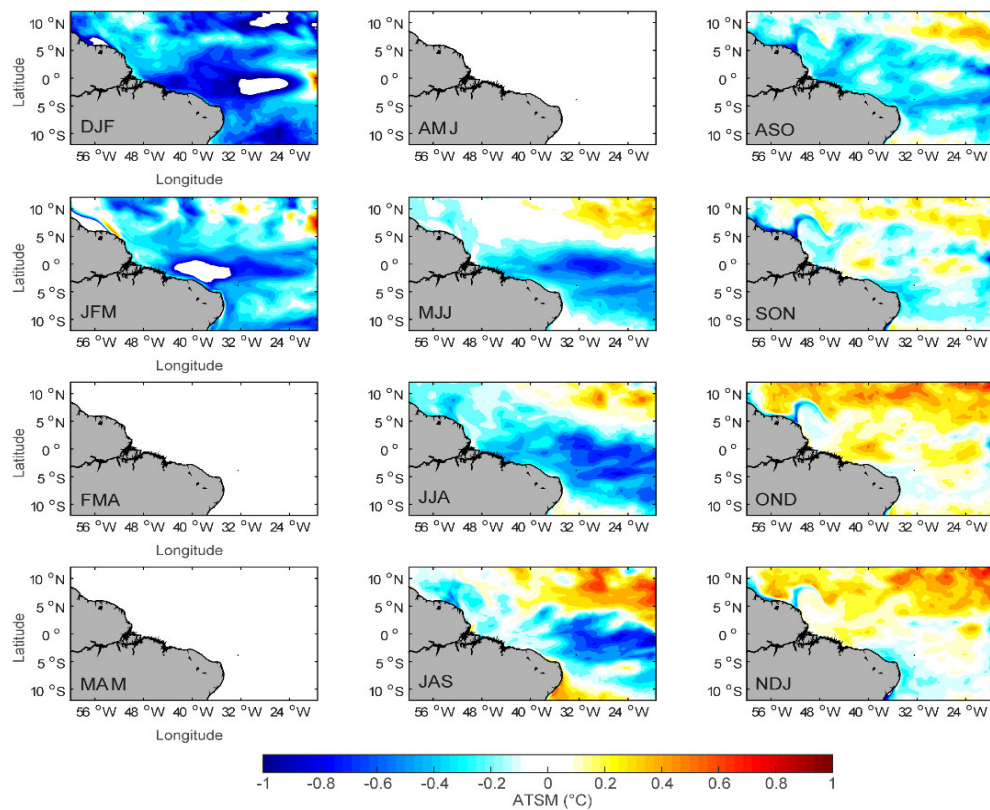


Figura 40 – Compostos sazonais de ATSMs no AE simuladas pelo modelo ROMS para a região do Niño 3.4 em evento de El Niño moderado.

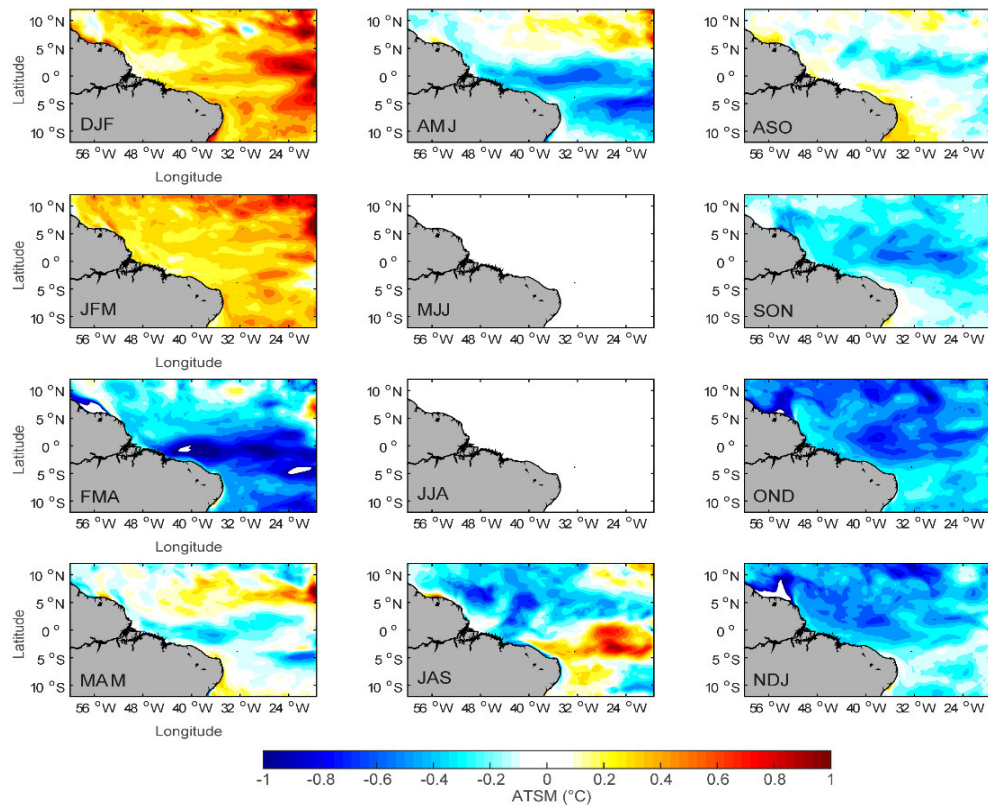


Figura 41 – Compostos sazonais de ATSMs no AE simuladas pelo modelo ROMS para a região do Niño 3.4 em evento de La Niña forte.

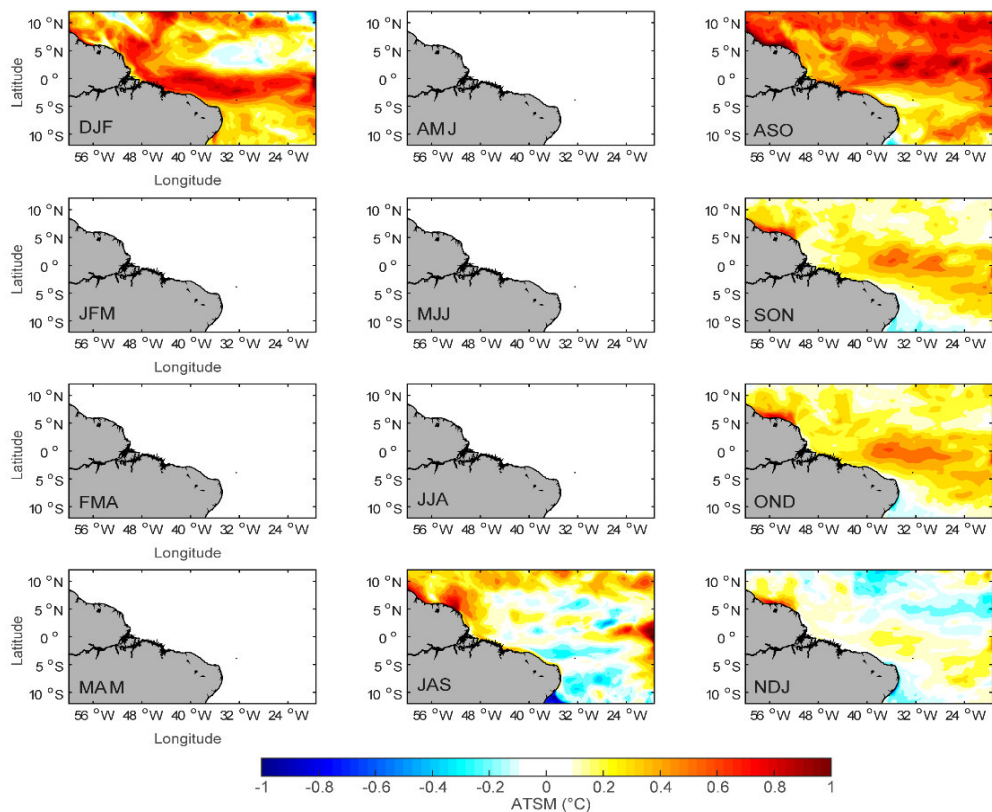


Figura 42 – Compostos sazonais de ATSMs no AE simuladas pelo modelo ROMS para a região do Niño 3.4 em evento de La Niña moderada.

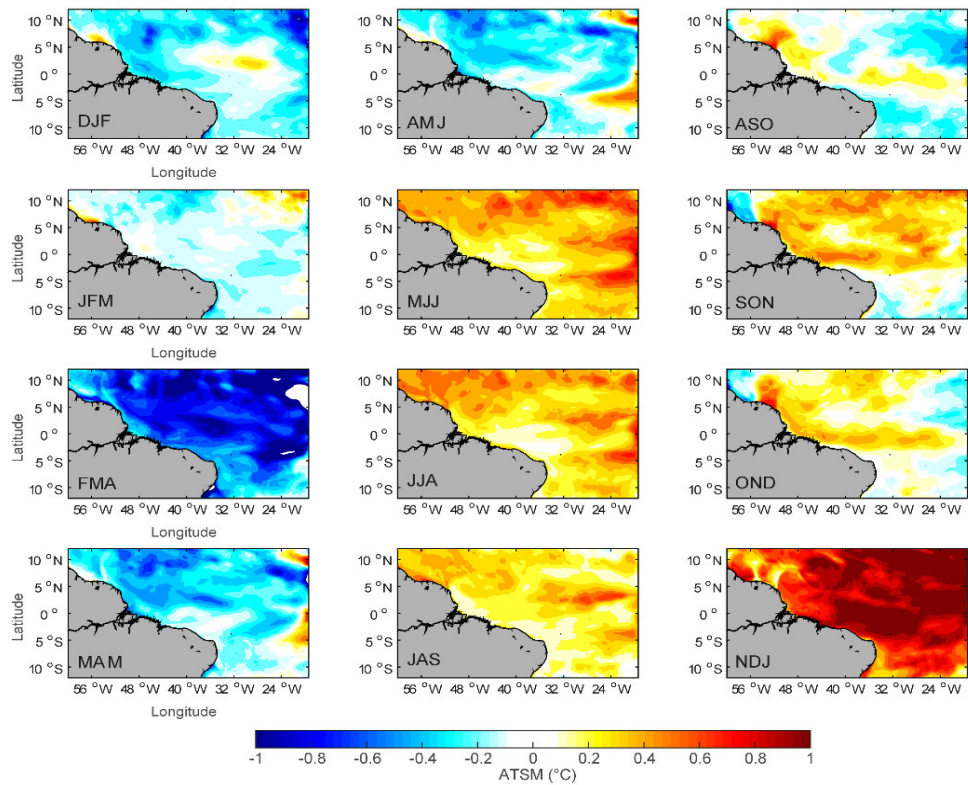


Figura 43 – Compostos sazonais de ATSMs no AE simuladas pelo modelo ROMS para a região do Niño 4 em evento de El Niño forte.

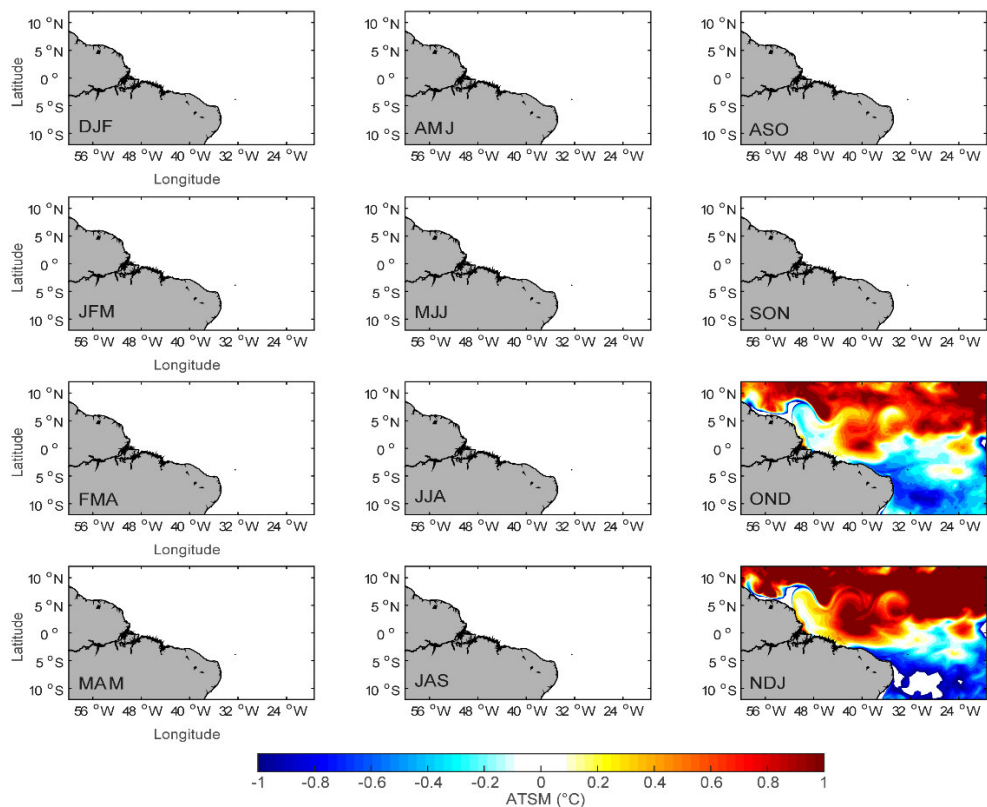


Figura 44 – Compostos sazonais de ATSMs no AE simuladas pelo modelo ROMS para a região do Niño 4 em evento de El Niño moderado.

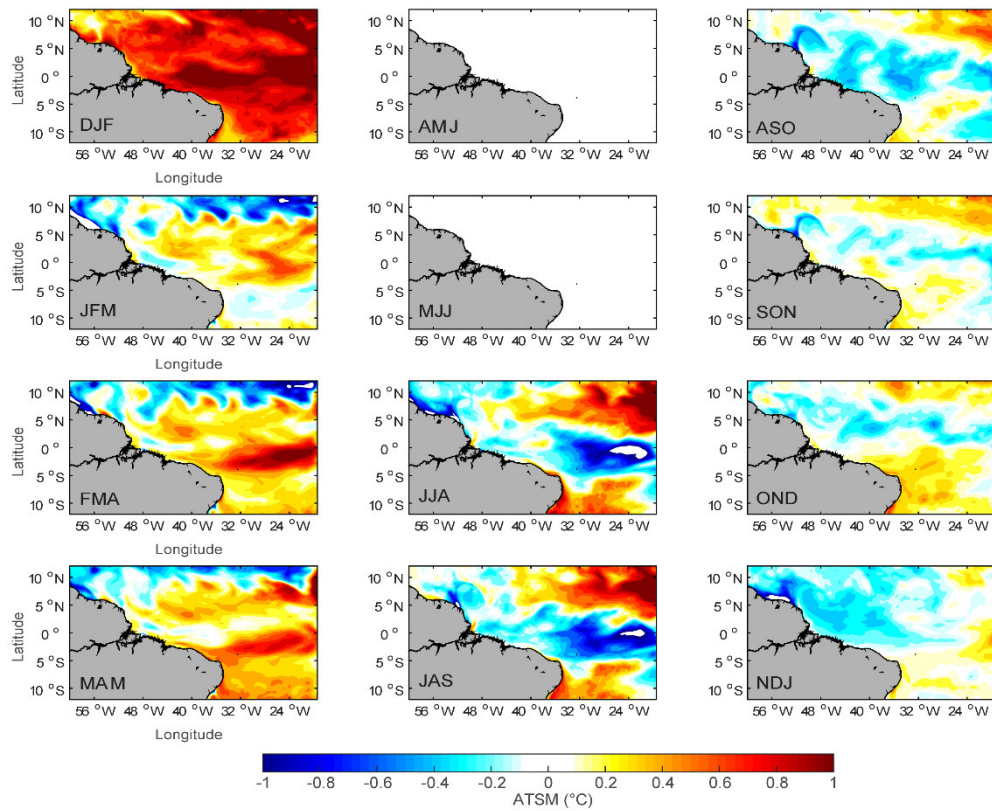


Figura 45 – Compostos sazonais de ATSMs no AE simuladas pelo modelo ROMS para a região do Niño 4 em evento de La Niña forte.

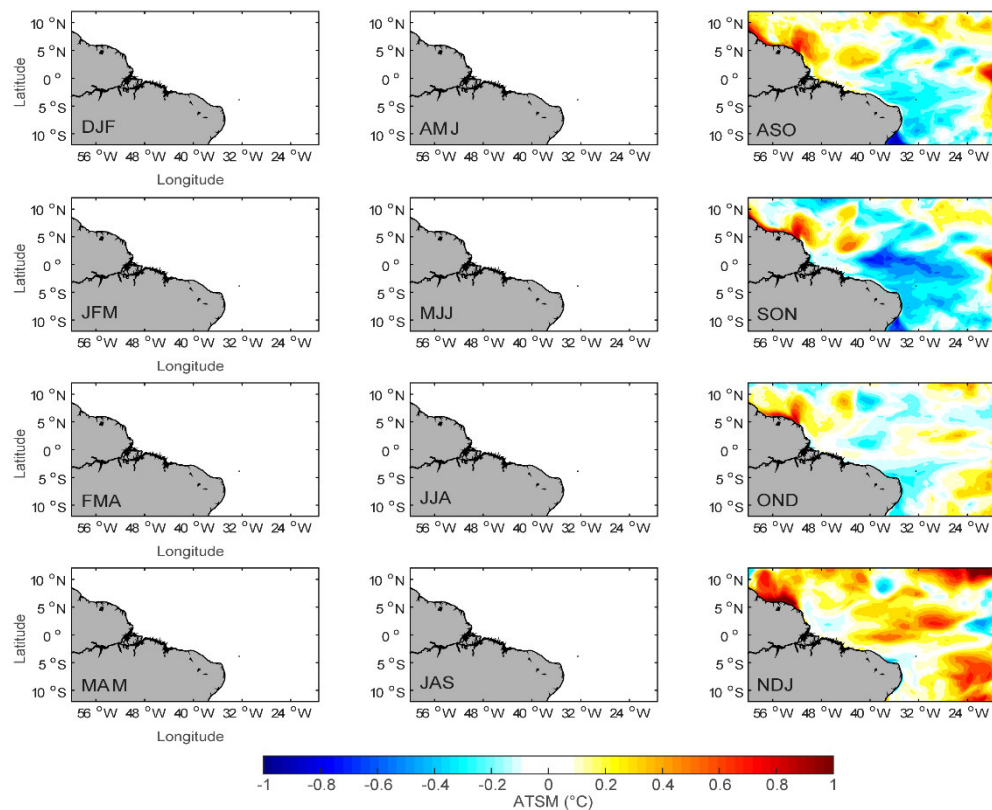


Figura 46 – Compostos sazonais de ATSMs no AE simuladas pelo modelo ROMS para a região do Niño 4 em evento de La Niña moderada.

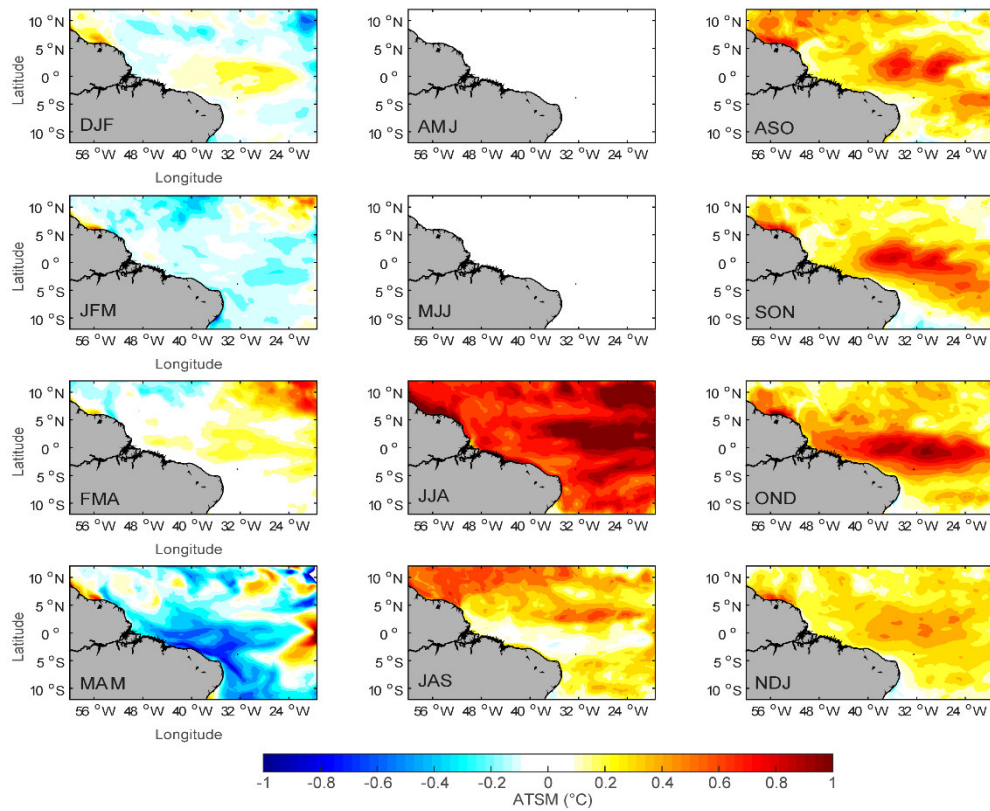


Figura 47 – Série temporal (1998 a 2015) dos perfis verticais (0 a 500 m) da Temperatura (°C) das boias PIRATA. (a) 8°N e 38°W; (b) 4°N e 38°W; (c) 4°N e 23°W; (d) 0° e 23°W; (e) 0° e 35°W; (f) 8°S e 30°W.

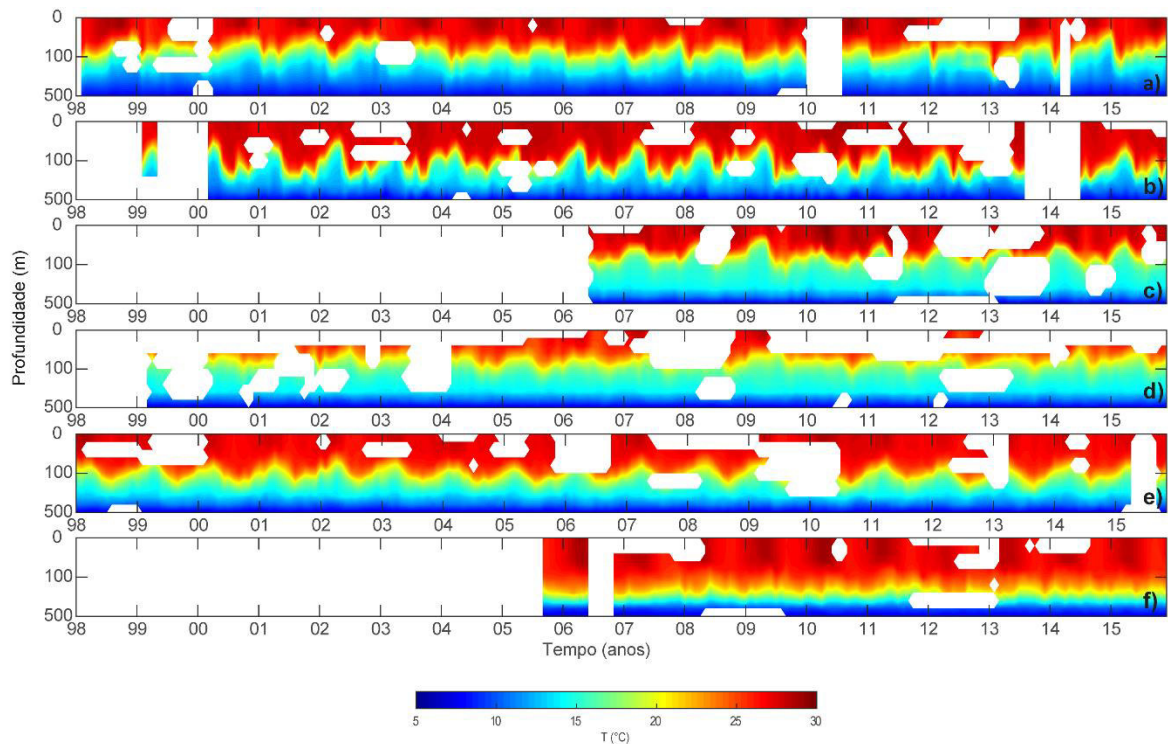


Figura 48 – Série temporal (1998 a 2015) dos perfis verticais (0 a 500 m) da Temperatura ($^{\circ}\text{C}$) do modelo ROMS para as coordenadas das boias PIRATA. **(a)** 8°N e 38°W ; **(b)** 4°N e 38°W ; **(c)** 4°N e 23°W ; **(d)** 0° e 23°W ; **(e)** 0° e 35°W ; **(f)** 8°S e 30°W .

