



UNIVERSIDADE FEDERAL DO MARANHÃO
CENTRO DE CIÊNCIAS BIOLÓGICAS E DA SAÚDE
DEPARTAMENTO DE OCEANOGRAFIA E LIMNOLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM OCEANOGRAFIA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

INFLUÊNCIA DE TELECONEXÃO PACÍFICO-ATLÂNTICO E DE MODOS
LOCAIS NA VARIABILIDADE DA TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR
DO ATLÂNTICO EQUATORIAL OCIDENTAL E IMPACTOS SOBRE A
PRECIPITAÇÃO NO ESTADO DO MARANHÃO

LAISA ALVES MALHEIROS SOARES

São Luís

2019

Laisa Alves Malheiros Soares

INFLUÊNCIA DE TELECONEXÃO PACÍFICO-ATLÂNTICO E DE MODOS
LOCAIS NA VARIABILIDADE DA TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR
DO ATLÂNTICO EQUATORIAL OCIDENTAL E IMPACTOS SOBRE A
PRECIPITAÇÃO NO ESTADO DO MARANHÃO

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia da Universidade Federal do Maranhão, como requisito para obtenção do grau de Mestre (a) em Oceanografia, Linha de Pesquisa em Dinâmica de Sistemas Costeiros e Oceânicos.

Orientadora: Prof^a Dr^a Cláudia Klose Parise

São Luís
2019

Laisa Alves Malheiros Soares

INFLUÊNCIA DE TELECONEXÃO PACÍFICO-ATLÂNTICO E DE MODOS
LOCAIS NA VARIABILIDADE DA TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR
DO ATLÂNTICO EQUATORIAL OCIDENTAL E IMPACTOS SOBRE A
PRECIPITAÇÃO NO ESTADO DO MARANHÃO

Aprovado em ____/____/____, por:

Prof^ª Dr^ª Cláudia Klose Parise

Universidade Federal do Maranhão (UFMA)/São Luís - MA

Orientadora

Prof^ª Dr^ª Camila Bertoletti Carpenedo

Universidade Federal de Uberlândia (UFU)/Uberlândia - MG

Membro Externo

Prof Dr Fabricio Brito Silva

Universidade CEUMA/São Luís - MA

Membro Externo

São Luís

2019

DEDICATÓRIA

*Dedico a Deus por ser a
minha força e minha
tranquilidade, aos meus pais
Antônio Carlos e Araceli por
todo apoio, dedicação e
incentivo, e a minha filha
Maria Julie por ser a minha
principal inspiração e
motivação.*

AGRADECIMENTOS

Gratidão a Deus, por ter me dado força e motivação para chegar até aqui e que sempre esteve ao meu lado em todos os momentos.

Aos meus pais Araceli e Antônio Carlos, minha filha Maria Julie, meus irmãos Isabela e Laércio, a Dona Edith e Hugo Leonardo por todo apoio, incentivo e motivação na realização deste trabalho.

A minha orientadora e professora Dra. Cláudia Klose Parise por todo o ensinamento, conhecimento, compreensão, ajuda, apoio, dedicação na elaboração deste trabalho, por sempre estar ao meu lado em todos os momentos que precisei! Muito obrigada Professora, você é um grande exemplo de profissional e muito dedicada no que faz!

A Capes, pela bolsa de mestrado concedida, que possibilitou a dedicação nesta pesquisa científica, me amparando pela segunda vez na área acadêmica, sendo a primeira na participação no Programa Ciência sem Fronteiras em minha graduação.

Aos professores Dra. Camila Bertolotti Carpenedo e Dr. Fabricio Brito Silva pelas contribuições dada para o aperfeiçoamento deste estudo.

Aos professores do Programa de Pós-Graduação em Oceanografia da Universidade Federal do Maranhão pelo conhecimento oferecido durante a realização do curso de Mestrado e aos funcionários do DEOLI por todos os anos de convivência.

Ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia da Universidade Federal pela disponibilidade dos equipamentos utilizados nessa dissertação.

A todos os colegas de mestrado e do LaClima, Thalita, Gustavo, Ricardo, Juliana, Chris, Ana Laura, Wesley, Gabriel, Átila, João e em especial a Adilson que é um grande amigo em que sempre posso confiar e contar, muito obrigada por toda a ajuda. Vivenciamos no laboratório momentos de estudo, de escrita de trabalhos, e muitos momentos bons no decorrer desta jornada.

Aos meus amigos do sexteto fantástico desde os tempos de graduação, Rafaela, Thays, Josy, Jefferson e Hugo. Minhas amigas Ananda, Lis, Alaídes, Alaine, Raysa e Narayna. Aos meus amigos Ellen, Bruno Felipe, Ana, Isabelle, Pâmela, Kênia e Wilson. Todos vocês sempre são e serão essências na minha vida.

Meu muito obrigada a todos!

RESUMO

Neste estudo a intensidade das diferentes fases da componente oceânica do fenômeno El Niño - Oscilação Sul (ENOS), ocorridas nas quatro regiões do Niño do Pacífico Equatorial (PE), foi avaliada com o intuito de analisar a influência de eventos ENOS fortes e moderados na variabilidade sazonal e interanual da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) no Oceano Atlântico Equatorial Ocidental (AEO), bem como seus impactos sobre o regime de precipitação no estado do Maranhão. Além disso, foi analisada a variabilidade espaço-temporal e espectral da TSM no Atlântico Tropical (AT) e AEO através dos métodos de Funções Ortogonais Empíricas (FOEs), Transformada de Fourier (TF) e Transformada em Ondeletas (TO). Foram utilizadas médias mensais de TSM oriundas da reanálise oceânica global do *Simple Ocean Data Assimilation* (SODA, versão 3.3.1). A partir dos dados de TSM das regiões dos Niños 4, 3.4, 3 e 1+2, Atlântico Tropical Norte (ATN), Atlântico Tropical Sul (ATS) e do Oceano AEO foram produzidos campos de anomalias de TSM (ATSM) e índices climáticos representativos da variabilidade interanual. Foram construídos compostos climáticos de ATSM para a região do Oceano AEO representativos das diferentes fases (El Niño x La Niña) e intensidades (fortes x moderados) do ENOS e referentes às regiões do Niño 3.4 e Niño 3. Os resultados mostram que, com base no Índice Oceânico do Niño (ION), predominaram mais eventos ENOS moderados do que fortes, mais eventos de La Niña do que de El Niño, com a região do Niño 3.4 apresentando o maior número de eventos ENOS. A correlação linear de Pearson ($lag = 0$) mostrou que o ATN (ATS) apresenta uma correlação positiva (negativa) estatisticamente significativa, ainda que fraca, com as diferentes regiões do Niño, e correlações negativas, especialmente sobre o setor do ATS, entre os compostos climáticos de ATSM no AEO e as regiões do Niño do Pacífico. A análise de correlação cruzada mostrou uma forte correlação defasada no tempo ($lag = \pm 5$) entre a variabilidade no AT e o ENOS, havendo TSM de mesmo sinal no ATN após 5 meses da ocorrência de um evento ENOS, e para o ATS as maiores correlações foram encontradas no $lag = -5$. Os eventos de El Niño (La Niña), independentemente da região do Niño no PE, foram acompanhados por um resfriamento (aquecimento) no Oceano AEO. As regiões do Niño 3 e secundariamente do Niño 3.4 e 1+2 foram as regiões que apresentaram as mais altas ATSM no AEO. Em relação ao impacto das ATSM no Oceano AEO sobre a precipitação no Maranhão, durante eventos de El Niño (La Niña) nas regiões do Niño 3.4 e 3 houve redução (aumento) da precipitação no estado. Foi avaliado o sinal do dipolo do Atlântico (DA) e estabelecido relações de suas fases positivas e negativas com o ION, além de analisar sua influência sobre precipitação no estado do Maranhão. Essa relação mostrou predominância da fase positiva do DA durante os eventos de El Niño e da fase negativa durante anos de La Niña. A configuração do DA ocorreu de fevereiro a maio, influenciando a precipitação no estado do Maranhão no período chuvoso (MAM). O padrão observado nas FOEs da TSM filtrada e não filtrada é consistente com as características do Modo Zonal Equatorial e do DA. Nas análises espectrais da TSM do Oceano AT, foi encontrado um ciclo anual intenso no espectro de energia global da ondeleta para a região do ATN e ATS e foi observada uma maior variabilidade climática no ATN em relação ao ATS.

Palavras-Chave: El Niño-Oscilação Sul, Temperatura da Superfície do Mar, Oceano Atlântico Equatorial Ocidental, Precipitação no Maranhão.

ABSTRACT

In this work the intensity of the different phases of the oceanic component of the El Niño - Southern Oscillation (ENSO) phenomenon occurred in the four regions of the Niño of the Equatorial Pacific (EP) was evaluated in order to analyze the influence of strong and moderate ENSO events on seasonal and interannual variability of the sea surface temperature (SST) in the Western Equatorial Atlantic Ocean (WEA), as well as its impacts on the precipitation regime in the state of Maranhão. In addition, the spatial - temporal and spectral variability of SST in the Tropical Atlantic (TA) and AEO were analyzed through the methods of empirical orthogonal functions (EOF), Fourier transform (FT) and Wavelet Transform (WT). Data from the monthly average SST from the global ocean reanalysis of the *Simple Ocean Data Assimilation* (SODA, version 3.3.1) were used. From the SST data of the regions of Niños 4, 3.4, 3 and 1+2, Tropical North Atlantic (TNA), Tropical South Atlantic (TSA) and WEA Ocean were produced SST anomalies (SSTA) and climatic indexes representative of interannual variability. Climatic composites of SSTA were constructed for the WEA Ocean region representative of the different phases (El Niño x La Niña) and intensities (strong x moderate) and referring to the Niño 3.4 and Niño 3 regions. The results show that, based on the Oceanic Niño Index (ONI), predominated more moderate ENSO events than strong, more La Niña events than El Niño, with the Niño 3.4 region presenting the largest number of ENSO events. The Pearson linear correlation (at $lag=0$) showed that the TNA (TSA) has a statistically significant positive (negative) correlation, although weak, with the different Niño regions, and negative correlations, especially on the TSA sector, between the climatic compounds of SSTA in WEA Ocean and the Pacific Niño regions. The cross-correlation analysis showed a strong time-lagged correlation ($lag= \pm 5$) between the variability in TA and the ENSO, with SST of the same signal in the TNA after 5 months of the occurrence of an ENSO event, and for the TSA the largest correlations were found in $lag= -5$. The El Niño (La Niña) events, regardless of the Niño region in the EP, were accompanied by cooling (heating) in the WEA Ocean. The regions of Niño 3 and, secondarily, Niño 3.4 and 1 + 2 were the regions that represented the highest SSTA in WEA Ocean. Regarding to the impact of the SSTA in the WEA Ocean on the precipitation in the state of Maranhão, during El Niño (La Niña) events in the Niño 3.4 and 3 regions, there was a decrease (increase) of precipitation in the state. The Atlantic dipole (AD) signal was evaluated and its positive and negative phases were compared with the ION, in addition, its influence on precipitation in the state of Maranhão was analyzed. This relationship showed a predominance of the positive phase of AD during the El Niño events and the negative phase during La Niña years. The AD configuration occurred from February to May, influencing rainfall in the state of Maranhão during the rainy season (MAM). The pattern observed in the EOF of the filtered and unfiltered SST is consistent with the Equatorial Zonal Mode and the AD pattern. In the spectral analysis of the SST in the TA Ocean, an intense annual cycle was found in the global energy spectrum of the wavelet for the TNA and TSA region and was observed a greater climatic variability in the TNA compared to the TSA.

Keywords: El Niño - Southern Oscillation, Sea Surface Temperature, Western Equatorial Atlantic Ocean, Maranhão Precipitation.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1** - Domínio espacial da porção ocidental do Oceano Atlântico Equatorial (AEO) analisado neste estudo, com destaque também para as quatro regiões do Niño (4, 3.4, 3 e 1+2) no Oceano Pacífico Equatorial (PE).7
- Figura 2** - Localização das estações meteorológicas automáticas no estado do Maranhão.9
- Figura 3** - Localização das regiões do Atlântico Tropical Norte (ATN) e Atlântico Tropical Sul (ATS) empregadas no cálculo do IDA. 11
- Figura 4** - Índice Oceânico do Niño (ION), de 1980 a 2015, baseado em ATSM trimestrais para as regiões do: a) Niño 4; b) Niño 3.4; c) Niño 3; d) Niño 1+2. As linhas pontilhadas representam os limiares para eventos moderados ($\pm 1,0$), enquanto as linhas tracejadas representam os limiares para eventos fortes ($\pm 1,5$). 19
- Figura 5** - Correlação cruzada entre a TSM das regiões do Niño (i.e., 4, 3.4, 3 e 1+2) e do AT (ATN e ATS). As linhas tracejadas delimitam os valores estatisticamente significativos ao nível de significância de 5 % ($p \leq 0,05$). 23
- Figura 6** - Compostos totais de anomalias trimestrais de TSM no Atlântico Equatorial Ocidental (lag = 0) em eventos: a) fortes e b) moderados de El Niño na região do Pacífico Equatorial. 24
- Figura 7** - Compostos totais de anomalias trimestrais de TSM no Atlântico Equatorial Ocidental (lag = 0) em eventos: a) fortes e b) moderados de La Niña na região do Pacífico Equatorial. 25
- Figura 8** - Série temporal das anomalias trimestrais de TSM no AEO (lag = 0) durante eventos de El Niño fortes e moderados (linhas vermelhas sólidas e tracejadas, respectivamente) e de La Niña fortes e moderados (linhas azuis sólidas e tracejadas, respectivamente) ocorridos nas regiões do: a) Niño 4; b) Niño 3.4; c) Niño 3; d) Niño 1+2. 27
- Figura 9** - Coeficientes de correlação (lag = 0) entre as ATSM no Oceano Atlântico Equatorial Ocidental e as regiões do (Niño 4, 3.4, 3 ou 1+2), separadamente. As linhas em amarelo circundam os valores estatisticamente significativos ao nível de significância de 5 % ($p \leq 0,05$). 28
- Figura 10** - Compostos de anomalias da TSM no Atlântico Equatorial Ocidental (lag = 0) (mapa superior) e seus respectivos compostos de anomalias de precipitação no Maranhão (mapa inferior) em eventos: a) fortes e b) moderados de El Niño na região do Niño 3.4. 30
- Figura 11** - Compostos de anomalias da TSM no Atlântico Equatorial Ocidental (lag = 0) (mapa superior) e seus respectivos compostos de anomalias de precipitação no Maranhão (mapa inferior) em eventos: a) fortes e b) moderados de La Niña na região do Niño 3.4. 31

Figura 12 - Compostos de anomalias da TSM no Atlântico Equatorial Ocidental (lag = 0) (mapa superior) e seus respectivos compostos de anomalias de precipitação no Maranhão (mapa inferior) em eventos: a) fortes e b) moderados de El Niño na região do Niño 3.....	32
Figura 13 - Compostos de anomalias da temperatura de superfície do mar no Atlântico Equatorial Ocidental (lag = 0) (mapa superior) e seus respectivos compostos de precipitação no Maranhão (mapa inferior) em eventos a) fortes e b) moderados de La Niña na região do Niño 3.....	33
Figura 14 - Série Temporal do IDA (anomalia de temperatura) calculado para o período de 1980 a 2015: a) Dipolo do Atlântico e b) Dados filtrados na escala do ENOS (3 a 7 anos). A linha centrada em 0 (zero) delimita a fase positiva e negativa do dipolo, onde valores positivos representam a fase positiva (TSM mais quente no ATN) e valores negativos a fase negativa (TSM mais quente no ATS).	35
Figura 15 - Compostos de anomalias da TSM no Atlântico Equatorial Ocidental (lag = 0) para a fase positiva do DA (a), e seus respectivos compostos de anomalias de precipitação no Maranhão (b).	37
Figura 16 - Compostos de anomalias da TSM no Atlântico Equatorial Ocidental (lag = 0) para a fase negativa do DA (a), e seus respectivos compostos de anomalias de precipitação no Maranhão (b).	38
Figura 17 - Anomalias de TSM no Atlântico Equatorial Ocidental (mapa superior) e anomalias de precipitação (mapa inferior) no Maranhão durante o dipolo negativo em FMA e MAM do ano de 1985.....	40
Figura 18 - Autovetores e coeficientes de expansão dos dois primeiros modos principais de variabilidade da TSM no Atlântico Equatorial Ocidental aplicado aos dados brutos (médias mensais) para o período de 1980 a 2015: a) FOE ₁ ; b) FOE ₂ ; c) CP ₁ e d) CP ₂ . Intervalo de contorno é de 0,002. Valores máximos e mínimos de 0,03 e -0,03, respectivamente.....	42
Figura 19 - Autovetores e coeficientes de expansão dos dois primeiros modos principais de variabilidade da TSM no Atlântico Equatorial Ocidental com filtro anual para o período de 1980 a 2015: a) FOE ₁ ; b) FOE ₂ ; c) CP ₁ e d) CP ₂ . Intervalo de contorno é de 0,002. Valores máximos e mínimos de 0,03 e -0,03, respectivamente.....	44
Figura 20 - Análise harmônica na região do ATN para o período de 1980 a 2015: a) Série temporal bruta (médias mensais) de TSM (linha preta) e os três principais harmônicos (linhas coloridas) nas frequências de 3 anos (39,5%), 3,6 anos (26,9%) e 9 anos (21,9%) e b) Síntese dos três principais harmônicos (linha vermelha).....	46
Figura 21 - Análise harmônica na região do ATS para o período de 1980 a 2015: a) Série temporal bruta (médias mensais) de TSM (linha preta) e os três principais harmônicos (linhas coloridas) nas frequências de 3,6 anos (17,7%), 9 anos (19,1%) e 18 anos (29,9%) e b) Síntese dos três principais harmônicos encontrados (linha vermelha).....	47

Figura 22 - Análise de ondeletas na região do ATN para o período de 1980 a 2015: a) Série temporal dos dados brutos de TSM (em °C); b) Espectro de potência de ondeletas e c) Espectro de energia global.....48

Figura 23 - Análise de ondeletas na região do ATS para o período de 1980 a 2015: a) Série temporal dos dados brutos de TSM (em °C); b) Espectro de potência de ondeletas e c) Espectro de energia global.....49

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Localização e altitude das estações meteorológicas do INMET no estado do Maranhão.....	8
Tabela 2 – Classificação da magnitude da correlação de Pearson entre duas variáveis.....	12
Tabela 3 - Anos de eventos de El Niño e La Niña no PE para cada região do Niño (4, 3.4, 3 e 1+2), entre 1980 e 2015, classificados quanto à fase (El Niño x La Niña) e intensidade (forte x moderado).....	20
Tabela 4 - Coeficiente de correlação entre os índices climáticos do Niño do Pacífico (i.e., Niño 4, Niño 3.4, Niño 3, Niño 1+2) e a TSM do ATN e ATS.	21
Tabela 5 – Classificação dos anos nas fases positivas e negativas do Índice do Dipolo do Atlântico (IDA) para o período de 1980 a 2015. Os anos em vermelho (azul) representam os anos em que o DA ocorreu concomitantemente com anos de El Niño (La Niña).....	36
Tabela 6 - Classificação das escalas de tempo usadas nos escalogramas de energia de ondeletas. Fonte: CERQUEIRA (2010).	47

LISTA DE ABREVIATURAS

ACP – Análise de Componentes Principais
AE – Atlântico Equatorial
AEO – Atlântico Equatorial Ocidental
AT – Atlântico Tropical
ATN – Atlântico Tropical Norte
ATS – Atlântico Tropical Sul
ATSM – Anomalia da temperatura da superfície do mar
BDMEP – Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa
COADS – *Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set*
CP – Componente principal
CPC – *Climate Prediction Center*
DA – Dipolo do Atlântico
ENOS – El Niño-Oscilação Sul
FOE – Funções Ortogonais Empíricas
GFDL – *Geophysical Fluid Dynamics Laboratory*
IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IDA – Índice do Dipolo do Atlântico
INMET – Instituto Nacional de Meteorologia
ION – Índice Oceânico do Niño
IOS – Índice de Oscilação Sul
MOM2 - *Modular Ocean Model*
NEB – Nordeste do Brasil
NOAA – *National Oceanic and Atmospheric Administration*
ODP – Oscilação Decadal do Pacífico
OMA – Oscilação Multidecadal do Atlântico
PAN – Pacífico-América do Norte
PAS – Pacífico-América do Sul
PE – Pacífico Equatorial
PNMM – Pressão ao nível médio do mar
SODA – *Simple Ocean Data Assimilation*
TF – Transformada de Fourier
TO – Transformada em Ondeletas
TSM – Temperatura da superfície do mar
ZCIT – Zona de convergência intertropical

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	1
2. OBJETIVOS.....	6
2.1. OBJETIVO GERAL	6
2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	6
3. MATERIAIS E MÉTODOS	7
3.1. DADOS CLIMÁTICOS.....	7
3.1.1. Dados de Temperatura da Superfície do Mar	7
3.1.2. Dados de Precipitação.....	8
3.2. TRATAMENTO DOS DADOS CLIMÁTICOS	9
3.2.1. Cálculo dos Índices Climáticos.....	9
3.2.2. Construção dos Compostos Climáticos de Temperatura da Superfície do Mar e de Precipitação.....	10
3.2.3. Cálculo do Dipolo do Atlântico	10
3.3. ANÁLISE DOS DADOS CLIMÁTICOS.....	11
3.3.1. Cálculo dos Coeficientes de Correlação Linear	11
3.3.2. Correlação Cruzada.....	12
3.3.3. Análises Espectrais da Temperatura da Superfície do Mar.....	13
3.3.4. Funções Ortogonais Empíricas	17
4. RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	19
4.1. CLASSIFICAÇÃO DOS EVENTOS ENOS QUANTO À FASE E INTENSIDADE.....	19
4.2. INFLUÊNCIA DO ENOS NA TEMPERATURA DE SUPERFÍCIE DO MAR DO ATLÂNTICO EQUATORIAL OCIDENTAL E ATLÂNTICO TROPICAL.....	20
4.3. RELAÇÕES ENTRE O ENOS E A PRECIPITAÇÃO NO MARANHÃO.....	29
4.4. CLASSIFICAÇÃO DO DIPOLO DO ATLÂNTICO QUANTO À FASE	34
4.5. RELAÇÕES ENTRE O DIPOLO DO ATLÂNTICO E A PRECIPITAÇÃO NO MARANHÃO.....	36
4.6. MODOS PRINCIPAIS DE VARIABILIDADE DA TEMPERATURA DE SUPERFÍCIE DO MAR NO ATLÂNTICO EQUATORIAL OCIDENTAL	41
4.6.1. Modos Principais da Temperatura da Superfície do Mar.....	41
4.6.2. Padrões Espectrais da Temperatura da Superfície do Mar.....	45
5. CONCLUSÕES.....	51
6. TRABALHOS FUTUROS	53
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	54

1. INTRODUÇÃO

O fenômeno El Niño - Oscilação Sul (ENOS) é o principal modo de variabilidade do sistema climático acoplado, o qual se configura por anomalias no padrão de temperatura da superfície do mar (TSM) no Oceano Pacífico Equatorial (PE) central e leste e por anomalias de pressão ao nível médio do mar (PNMM) na região do Indo-Pacífico. Esse modo principal de interação oceano-atmosfera modula a circulação oceânica e atmosférica global, causando alterações nos padrões de precipitação em locais remotos do Planeta, como em toda a extensão da América do Sul, afetando as atividades humanas, os estoques pesqueiros, os ecossistemas terrestres e marinhos (p.e., ACEITUNO, 1988; FONTANA e BERLATO, 1997; ANDREOLI *et al.* 2016, TIMMERMANN *et al.* 2018).

A componente oceânica do ENOS se dá em duas fases, sendo o El Niño (La Niña) a fase quente (fria), a qual ocorre quando há o aquecimento (resfriamento) anômalo da TSM na região centro-leste do PE, respectivamente. Já a componente atmosférica do ENOS, a Oscilação Sul, corresponde a flutuações na PNMM entre os setores oeste (Darwin, norte da Austrália) e centro-leste do Pacífico Subtropical (Taiti, maior ilha da Polinésia Francesa). A sua ocorrência é monitorada através do Índice de Oscilação Sul (IOS) computado com base na diferença de PNMM entre as localidades de Darwin (12°20'S, 130°52'E) e Taiti (17°33'S, 149°31'W). Na fase positiva (negativa) do IOS, as anomalias negativas (positivas) de TSM estabelecidas na porção centro-leste do Pacífico acabam por aumentar (diminuir) a PNMM sobrejacente, respectivamente. Assim, quando a componente oceânica do ENOS é positiva (i.e., condição de El Niño) o IOS é negativo, da mesma maneira que quando a componente oceânica do ENOS é negativa (i.e., condição de La Niña) o IOS é positivo (CANE, 1992). O sistema oscila entre condições quentes (El Niño) a neutras ou frias (La Niña) com uma periodicidade natural de aproximadamente 3-7 anos.

Alguns trabalhos têm mostrado que o fenômeno ENOS, com gênese no PE, influencia significativamente sobre a variabilidade interanual do Oceano Atlântico Tropical (AT) (p.e., SARAVANAN e CHANG, 2000), apresentando três regiões principais de maior influência: o Atlântico Tropical Norte (ATN), o Atlântico Equatorial (AE) e o Atlântico Tropical Sul (ATS) (ENFIELD e MAYER, 1997; HUANG *et al.* 2004).

Dados oriundos de simulações numéricas e de satélite mostram a existência de uma assimetria térmica inter-hemisférica, conhecida como equador térmico (em torno de 5°N), decorrente da maior presença de continentes no Hemisfério Norte e, portanto, maior aquecimento no verão (CHIANG e FRIEDMAN, 2012). No ATN (ATS) o máximo de TSM ocorre em setembro (março-abril), respectivamente, e as maiores amplitudes de TSM são encontradas a leste do AE (CARTON *et al.* 1996).

O AE apresenta dois padrões principais de variabilidade acoplados, sendo o Dipolo do Atlântico (DA) (MOURA e SHUKLA, 1981), também conhecido como Modo Meridional do Atlântico, o mais conhecido e estudado por estar associado ao fluxo de calor latente em cada uma das bacias oceânicas (CARTON *et al.* 1996). Esse modo de variabilidade é identificado por anomalias de TSM (ATSM) fora de fase entre o ATN e o ATS, de modo que quando as águas do ATN se encontram mais quentes e as águas do ATS mais frias que o normal se caracteriza a fase positiva do DA; de modo contrário, quando as águas do ATN estão mais frias e as águas do ATS estão mais quentes se manifesta a fase negativa do DA (HASTENRATH e HELLER, 1977; MOURA e SHUKLA, 1981; SERVAIN, 1991; NOBRE e SHUKLA, 1996; ARAGÃO, 1998).

O segundo padrão de variabilidade do AE é o Modo Zonal Equatorial ou Niño do Atlântico, nome dado devido a sua similaridade com o ENOS no Pacífico, a qual tem sido reconhecido desde os anos de 1980 (MERLE *et al.* 1980; SERVAIN *et al.* 1982; HIRST e HASTENRATH, 1983; PHILANDER, 1986). Esse modo é caracterizado pelo enfraquecimento (fortalecimento) dos ventos alísios de sudeste, conseqüentemente aprofundando (tornando mais rasa) a termoclina na faixa equatorial e assim produzindo um aquecimento (resfriamento) anômalo ao longo do eixo climatológico da língua fria do Atlântico (SERVAIN, *et al.* 1999; NNAMCHI *et al.* 2016). As principais diferenças entre o ENOS do Pacífico e o Niño do Atlântico é que a variabilidade é significativamente mais fraca no Atlântico, com menor duração (i.e., 3 meses) dos eventos extremos quentes e frios e uma previsibilidade significativamente mais baixa (ZEBIAK, 1993; CARTON e HUANG, 1994; LATIF e GRÖTZNER, 2000). Esse modo é ativo na escala que varia de poucos meses a 2-4 anos (escala interanual) e está associado a impactos significativos sobre o clima dos continentes adjacentes (HIRST e HASTENRATH, 1983; WAGNER e DA SILVA, 1994; CARTON e HUANG, 1994; CARTON *et al.*, 1996; SERVAIN, *et al.* 1999; BRANDT *et al.* 2011). Seu padrão espacial consiste em ATSM ao longo do Equador entre as latitudes de 5°S e 5°N (ZEBIAK, 1993; CARTON e HUANG, 1994), ocorrendo no sentido leste – oeste da bacia do AE, abrangendo meridionalmente a área

da língua fria do Atlântico, com mais alta variabilidade durante o outono (março-abril-maio) e inverno (junho-julho-agosto) austral (ENFIELD e MAYER, 1997; CARTON *et al.*, 1996).

Ambos os modos principais de variabilidade do AT (Dipolo do Atlântico e Niño do Atlântico) são influenciados por forçantes remotas provenientes do PE e extratropical (SERVAIN, 1991; NOBRE e SHUKLA, 1996; CHANG *et al.* 2006; LUBBECKE *et al.* 2018) e estão associados ao deslocamento norte-sul anômalo da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) (SERVAIN, *et al.* 1999). Um dos mecanismos climáticos de transferência de sinal entre os oceanos Pacífico e Atlântico se dá nos trópicos por anomalias zonais e meridionais na Circulação de Walker e de Hadley (KIDSON, 1975; ZHOU e LAU, 2001; NOGUÉS-PAEGLE *et al.* 2002) e nos extratropicos por trens de ondas de Rossby geradas pelo aquecimento anômalo no PE que se propagam para leste-sudeste via Hemisfério Sul, padrão de teleconexão conhecido como Pacífico-América do Sul (PAS) (MO e HIGGINS, 1998). MO e NOGUÉS-PAEGLE (2001) encontraram uma subdivisão no modo de variabilidade PAS, um padrão de trem de ondas que se propaga do Pacífico central para a Argentina (o PAS1) e outro que se propaga da Austrália para o AT (o PAS2). Entretanto, essa transferência de sinal para o ATN deve-se principalmente em variações na Circulação de Walker e na teleconexão Pacífico-América do Norte (PAN), que conecta o PE ao ATN via altas latitudes boreais (NOBRE e SHUKLA, 1996; ENFIELD e MAYER, 1997; CHANG *et al.* 2000; SARAVANAN e CHANG, 2000; GIANNINI *et al.* 2001; WANG, 2002).

Estudos observacionais sugerem que a fase positiva do ENOS (i.e., o El Niño) está mais fortemente relacionada às ATSM positivas no ATN (SARAVANAN e CHANG, 2000; RODRIGUES *et al.* 2017). Uma análise do fluxo de calor superficial no Atlântico aplicado à base de dados do *Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set* (COADS) (WOODRUFF *et al.* 1987) constatou que esse aquecimento da superfície no ATN em resposta ao ENOS é resultado da diminuição da PNMM no AE durante eventos de El Niño, conseqüentemente ocasionando uma redução do gradiente meridional de pressão entre o Anticiclone Subtropical do Atlântico Norte e o AE, desintensificando os alísios de nordeste, que não retiram mais tanto calor das camadas superficiais do oceano, acabando por aquecê-lo. Esse aquecimento no ATN deve-se também à TSM média ser mais quente que aquela no ATS (CURTIS e HASTENRATH, 1995; ENFIELD e MAYER, 1997; KLEIN *et al.*, 1999; GIANNINI *et al.* 2000; CHANG *et al.* 2006).

O padrão zonal de teleconexão via Circulação de Walker é modificado na fase negativa do IOS (i.e., El Niño), de modo que a convecção tropical no seu ramo ascendente é deslocada do Pacífico oeste para o Pacífico centro-leste, onde é intensificada, enquanto que o seu ramo descendente migra para leste, inibindo a convecção sobre o AE e região Nordeste do Brasil (NEB) (KOUSKY *et al.* 1984; KAYANO *et al.* 1988; GRIMM e AMBRIZZI, 2009), estabelecendo condições de seca em pleno período chuvoso da região (HASTENRATH e HELLER, 1977; KAYANO *et al.* 1988; ACEITUNO, 1988; SILVA, 2006; GRIMM, 2011). De forma contrária, na fase positiva do IOS (i.e., La Niña), que costuma ocorrer próximo ao trimestre de março-abril-maio (MAM), a TSM do ATS está mais aquecida, e as anomalias negativas de TSM e positivas de PNMM na região do ATN (COVEY e HASTENRATH, 1978; HASTENRATH *et al.* 1987) resultam em um deslocamento para sul da ZCIT do Atlântico, levando mais chuva para o NEB.

Mudanças na magnitude e posição da ZCIT associadas a eventos de ENOS alteraram significativamente a distribuição de chuvas nas regiões Norte e NEB, com características distintas entre a fase positiva e negativa do fenômeno (p.e., GRIMM e TEDESCHI, 2009; TEDESCHI *et al.* 2015; KAYANO *et al.* 2016). No outono austral (MAM) é considerada a estação chuvosa no NEB (HASTENRATH e HELLER, 1977; KOUSKY *et al.* 1984; GRIMM, 2011).

O NEB é uma das regiões tropicais com maior variabilidade interanual de precipitação e durante a estação chuvosa (MAM) é influenciado pela variação interanual do posicionamento da ZCIT em que é modulada em parte pela TSM do DA e do ENOS (KAYANO *et al.* 2018). O DA influencia na resposta da atmosfera sobrejacente, afetando a posição e intensidade da ZCIT, onde a sua posição é o melhor indicador de eventos extremos de precipitação no NEB (MOURA e SHUKLA, 1981; SALGUEIRO *et al.* (2016); KAYANO e al., 2018). Períodos de secas severas relacionadas a eventos de ENOS foram registrados nos estados do Ceará e Pernambuco (KANE, 1997; NÓBREGA e SANTIAGO, 2014), onde estabeleceu-se que, no caso de Fortaleza (CE), as anomalias de precipitação apresentaram melhor correlação com as ATSM no ATS do que no ATN (KANE, 1992).

A frequência e duração de eventos extremos de precipitação sobre o NEB vem crescendo nos últimos anos em decorrência das mudanças climáticas globais sob o atual cenário de aquecimento global, desencadeando desastres naturais tais como inundações, secas severas e impactos significativos na disponibilidade dos recursos hídricos (MARENGO *et al.* 2011; FU *et al.* 2013; SONG *et al.* 2015; RODRIGUES *et al.* 2017).

Os períodos de chuva ou de seca têm impacto nas atividades humanas nos setores primário (agricultura, pecuária, pesca, extrativismo vegetal e mineral, produção de matéria-prima), secundário (produção industrial, geração de energia) e também terciário (prestação de serviços, transporte, comércio, turismo) em qualquer sociedade (TOMAZIELLO, 2014).

Diante desse panorama de aceleração das mudanças climáticas, o presente trabalho propõe analisar a influência de eventos de ENOS fortes e moderados na variabilidade sazonal e interanual da TSM no Atlântico equatorial ocidental (AEO) e estabelecer possíveis impactos sobre o regime de precipitação no estado do Maranhão.

2. OBJETIVOS

2.1. OBJETIVO GERAL

O objetivo geral deste estudo é classificar, a longo prazo, a intensidade e fase da componente oceânica do ENOS nas quatro regiões do Niño, visando analisar a influência de eventos fortes e moderados na variabilidade sazonal e interanual da TSM no Oceano AEO, além de seus impactos sobre a precipitação no estado do Maranhão.

2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- i. Determinar a região do Niño (i.e., Niño 4, Niño 3.4, Niño 3 ou Niño 1+2) de maior influência remota sobre a variabilidade da TSM nos Oceanos ATN e ATS.
- ii. Investigar os impactos das diferentes fases (El Niño \times La Niña) e intensidades (forte \times moderado) do fenômeno ENOS sobre a TSM do Oceano AEO.
- iii. Descrever os impactos das diferentes fases (El Niño \times La Niña) e intensidades (forte \times moderado) do fenômeno ENOS sobre a precipitação no Maranhão.
- iv. Estabelecer possíveis relações entre as fases positivas e negativas do Dipolo do Atlântico com o sinal do Índice Oceânico do Niño.
- v. Descrever os impactos das diferentes fases (positiva \times negativa) do Dipolo do Atlântico sobre a precipitação no Maranhão.
- vi. Determinar os modos principais de variabilidade da TSM no Oceano AEO nas escalas sazonal e interanual.
- vii. Analisar a variabilidade espectral e temporal da TSM nas áreas dos Oceanos ATN e ATS.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

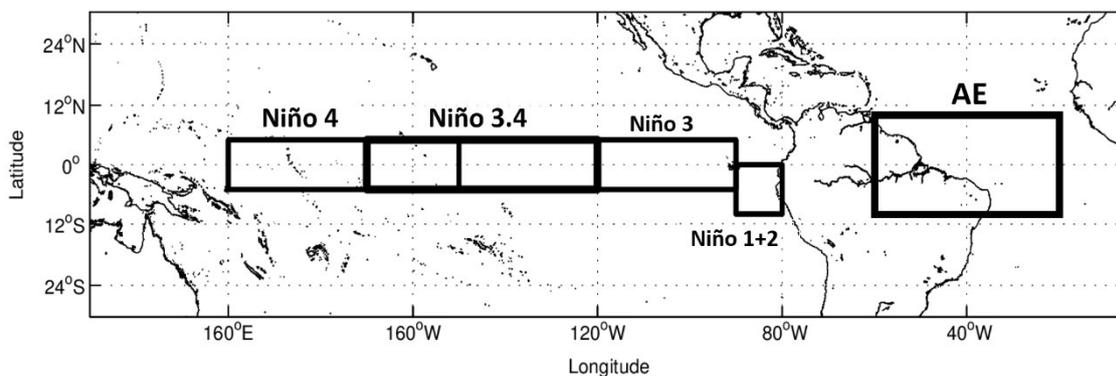
3.1. DADOS CLIMÁTICOS

3.1.1. Dados de Temperatura da Superfície do Mar

Neste estudo foram utilizadas médias mensais de TSM oriundas da base de dados de reanálises oceânicas do *Simple Ocean Data Assimilation* (SODA, versão 3.3.1) (CARTON e GIESE, 2008) com resolução horizontal de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ e 50 níveis verticais, para o período de 1980 a 2015. A reanálise oceânica do SODA é construída com base em simulações realizadas com o *Modular Ocean Model* (MOM2) do *Geophysical Fluid Dynamics Laboratory* (GFDL), as quais utilizam técnicas de assimilação de dados climáticos (SMITH e GENT, 2002).

As médias mensais de TSM foram obtidas para as regiões do **Niño 4** (latitudes de 5° N a 5° S e longitudes de 160° E a 150° W), **Niño 3.4** (latitudes de 5° N a 5° S e longitudes de 170° W a 120° W), **Niño 3** (latitude de 5° N a 5° S e longitudes de 150° W a 90° W), **Niño 1+2** (latitudes de 0° a 10° S e longitudes de 90° W a 80° W) e **AEO** (latitudes de 10° N a 10° S e longitudes de 60° W a 20° W) (Figura 1) e para as regiões do **ATN** (latitudes de $5,5^\circ$ N a $23,5^\circ$ N e longitudes de $57,5^\circ$ W a 15° W) e **ATS** (latitudes de 0° a 20° S e longitudes de 30° W a 10° E) conforme proposto por SOARES (2014) (veja mais adiante na Figura 3, página 11). Com base nesses dados foram calculadas anomalias trimestrais médias de TSM (ATSM) a fim de gerar índices climáticos para cada região do Niño e, a partir desses, construir compostos climáticos dos campos de anomalias oceânicas para a região do AEO.

Figura 1 - Domínio espacial da porção ocidental do Oceano Atlântico Equatorial (AEO) analisado neste estudo, com destaque também para as quatro regiões do Niño (4, 3.4, 3 e 1+2) no Oceano Pacífico Equatorial (PE).



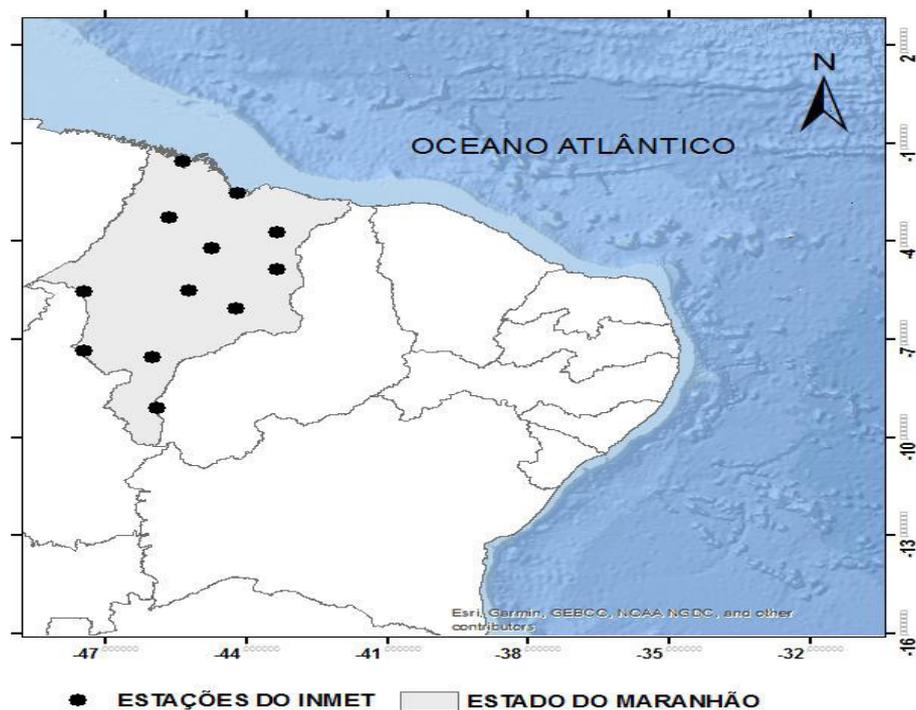
3.1.2. Dados de Precipitação

Dados mensais observacionais de precipitação foram obtidos do Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa (BDMEP) elaborado pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), entre os anos de 1980 a 2015, disponibilizados em www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=bdmep/bdmep. Os dados foram obtidos para 12 estações meteorológicas automáticas localizadas em 12 municípios do estado do Maranhão: Alto do Parnaíba, Bacabal, Balsas, Barra do Corda, Carolina, Caxias, Chapadinha, Colinas, Imperatriz, São Luís, Turiaçu e Zé Doca (Tabela 1) (Figura 2).

Tabela 1 – Localização e altitude das estações meteorológicas do INMET no estado do Maranhão.

MUNICÍPIOS	LATITUDE	LONGITUDE	ALTITUDE (m)
Alto Parnaíba	9,1°S	45,93°W	285,05
Bacabal	4,21°S	44,76°W	25,07
Balsas	7,53°S	46,03°W	259,38
Barra do Corda	5,5°S	45,23°W	153,00
Carolina	7,33°S	47,46°W	192,83
Caxias	4,86°S	43,35°W	103,56
Chapadinha	3,73°S	43,35°W	103,50
Colinas	6,03°S	44,25°W	179,75
Imperatriz	5,53°S	47,48°W	123,30
São Luís	2,53°S	44,21°W	50,86
Turiaçu	1,56°S	45,36°W	44,06
Zé Doca	3,26°S	45,65°W	45,28

Figura 2 – Localização das estações meteorológicas automáticas no estado do Maranhão.



3.2. TRATAMENTO DOS DADOS CLIMÁTICOS

3.2.1. Cálculo dos Índices Climáticos

O Índice Oceânico do Niño (ION) no Oceano PE foi calculado a partir das séries temporais de anomalias trimestrais médias de TSM (em °C) (média trimestral com janela móvel de 1 mês, i.e., DJF, JFM, FMA, MAM, AMJ, MJJ, JJA, JAS, ASO, SON, OND, NDJ) para cada região do Niño (i.e., Niño 4, Niño 3.4, Niño 3 e Niño 1+2), separadamente.

Para a obtenção das anomalias trimestrais de TSM (ATSM) primeiramente foram calculadas as médias trimestrais para cada ano separadamente e as médias trimestrais totais, ou seja, considerando todo o período analisado (1980 a 2015). Então, da média trimestral para cada ano (Ex: DJF de 1985) foi subtraída a média total deste trimestre (Ex: \overline{DJF}), obtendo-se assim a anomalia trimestral média para DJF. As séries temporais de ATSM foram normalizadas, dividindo-se pelos seus respectivos desvios-padrões, de modo a permitir a comparação entre as diferentes regiões de estudo.

Um evento foi classificado como El Niño ou La Niña quando a ATSM atingiu o limiar de $\pm 0,5^{\circ}\text{C}$ (positivo para El Niño e negativo para La Niña) e persistiu por um período mínimo de cinco trimestres consecutivos. O ION foi utilizado para classificar os

eventos de ENOS quanto a sua fase e intensidade, como: **El Niño moderado** ($1,0 \leq \text{ATSM} < 1,5^\circ\text{C}$) e **El Niño forte** ($\text{ATSM} \geq 1,5^\circ\text{C}$); **La Niña moderada** ($-1,0 \geq \text{ATSM} > -1,5^\circ\text{C}$) e **La Niña forte** ($\text{ATSM} \leq -1,5^\circ\text{C}$), com base nos limiares preditos pelo *Climate Prediction Center da National Oceanic and Atmospheric Administration (CPC/NOAA)* (CARPENEDO, 2017). Os eventos classificados como de intensidade fraca não foram analisados neste estudo.

3.2.2. Construção dos Compostos Climáticos de Temperatura da Superfície do Mar e de Precipitação

Com o intuito de estabelecer um padrão de teleconexão entre o Oceano PE centro-leste e o Oceano AEO, foram construídos compostos climáticos de ATSM para a região do AEO (i.e., padrões espaciais) representativos das diferentes fases (El Niño \times La Niña) e intensidades (fortes \times moderados) para as quatro regiões do Niño do PE. Os compostos climáticos totais (i.e., considerando todas as regiões do Niño) foram elaborados com base no fato de ter ocorrido pelo menos um evento ENOS em pelo menos uma das regiões dos Niños. O mesmo procedimento foi adotado para a obtenção dos anos usados na construção dos compostos de precipitação para o estado do Maranhão a fim de mostrar a distribuição espacial da precipitação no estado.

Para a espacialização dos dados de precipitação oriundos das estações meteorológicas do INMET para o domínio do Maranhão foi necessária a criação de uma malha numérica para o estado, cuja condição de borda foi oriunda de uma base de dados fornecida pelo IBGE, disponível no site www.centran.eb.br, contendo os limites políticos dos estados do Brasil para o ano de 2006. As coordenadas foram editadas de modo a obter um único polígono fechado, condição necessária para as etapas seguintes de extrapolação e interpolação dos dados na malha do Maranhão.

3.2.3. Cálculo do Dipolo do Atlântico

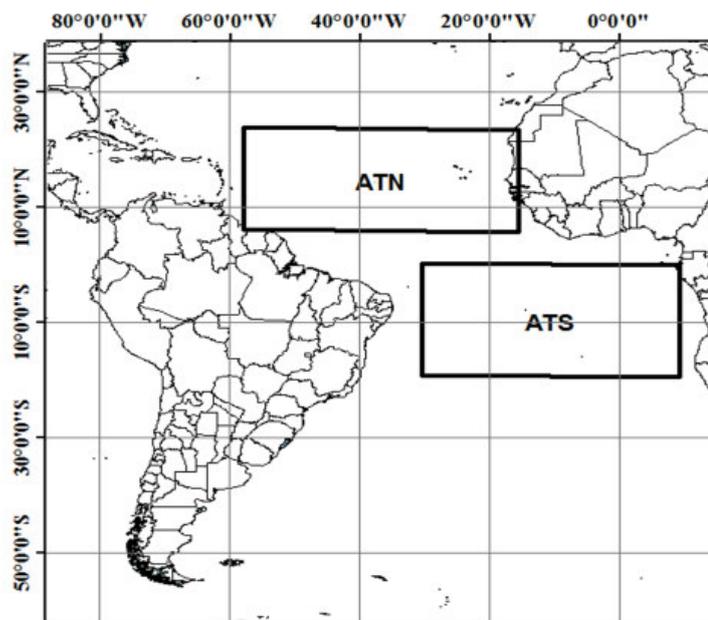
O sinal do DA é capturado com base na diferença simples entre a ATSM normalizada na área do ATN e a ATSM normalizada na área do ATS (Figura 3) (SERVAIN, 1991), o que compõe o Índice do Dipolo do Atlântico (IDA) (Equação 1). Posteriormente, a partir do IDA foram construídos os compostos climáticos dos anos correspondentes à fase positiva e negativa do DA durante o período de 1980 a 2015. Para tanto, foi selecionado os meses entre fevereiro a maio de cada ano estudado em que o IDA aparecia, e os anos classificados com a fase positiva (negativa) do DA foram os anos

em que os índices positivos (negativos) prevaleciam nesses meses. Os índices entre -0,5 e 0,5 que representa a fase neutra foram eliminados (BITTENCOURT, 2016).

$$IDA = ATSM_{ATN} - ATSM_{ATS} \quad (\text{Equação 1})$$

Com o intuito de mostrar o comportamento do IDA na escala de tempo do ENOS foi aplicado um filtro de banda passa-baixa de 3 anos e um outro filtro de banda passa-alta de 7 anos afim de retirar a sazonalidade e obter o sinal do IDA na escala interanual de modo a estabelecer possíveis relações entre suas fases positivas e negativas com o ION.

Figura 3 - Localização das regiões do Atlântico Tropical Norte (ATN) e Atlântico Tropical Sul (ATS) empregadas no cálculo do IDA.



3.3. ANÁLISE DOS DADOS CLIMÁTICOS

3.3.1. Cálculo dos Coeficientes de Correlação Linear

O coeficiente de correlação linear de Pearson foi calculado entre as séries temporais dos índices climáticos (i.e., **Niño** (4, 3.4, 3 ou 1+2) \times **AT** (N ou S) e **AEO**) considerando o $lag = \pm 5$, de modo a estabelecer relações defasadas no tempo entre os modos de variabilidade locais e remotos. A correlação linear mostra a relação entre duas variáveis quanto ao sinal e à intensidade da anomalia de cada uma delas. O resultado dessa correlação gera valores extremos -1 (correlação negativa) e +1 (correlação positiva), e o

valor nulo significa que as respectivas variáveis aplicadas não são correlacionadas (PRESS *et al.* 1992). Os valores de r foram calculados com base na Equação 2, considerando um nível de significância de 5% ($p \leq 0,05$).

O cálculo do coeficiente de correlação de Pearson entre variáveis é feito através da seguinte equação:

$$r = \frac{\sum_i(x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_i(x_i - \bar{x})^2}\sqrt{\sum_i(y_i - \bar{y})^2}} \quad (\text{Equação 2})$$

Onde:

x e y representam as variáveis a serem correlacionadas;

\bar{x} e \bar{y} são as médias dessas variáveis, respectivamente.

Segundo proposto por SASAKI (2014), a correlação de Pearson é classificada conforme a tabela abaixo.

Tabela 2 – Classificação da magnitude da correlação de Pearson entre duas variáveis.

Valor (r)	Intensidade da Correlação
$r < 0.3$	Fraca
$0.3 < r < 0.5$	Moderada
$0.5 < r < 0.7$	Moderada para forte
$r > 0.7$	Forte

Após a comparação dos índices climáticos entre os Oceanos Pacífico e Atlântico, a correlação foi calculada também entre as ATSM em cada ponto de grade do domínio do Oceano AEO e os índices climáticos nas quatro regiões do Niño.

3.3.2. Correlação Cruzada

A correlação cruzada foi calculada entre as ATSM das regiões do ATN, ATS e as ATSM das quatro regiões do Niño (4, 3.4, 3 e 1+2) de modo a detectar o tempo de resposta entre as diferentes regiões, onde as séries temporais são deslocadas no tempo (*lag*). Por exemplo, a série temporal de ATSM na região do Niño 4 é fixada no tempo, enquanto a

série temporal de ATSM na região do ATN é deslocada no tempo. Um valor de *lag* negativo indica que o sinal observado na série deslocada no tempo (no caso, ATN), ocorreu *n* meses antes de ter ocorrido na série fixada (no caso, Niño 4), já um valor de *lag* positivo indica que o sinal observado na série deslocada no tempo, ocorreu *n* meses após ter ocorrido na série fixada. A análise da correlação cruzada foi aplicada a um $lag = \pm 5$, totalizando 11 meses.

O cálculo da correlação cruzada é baseado na estimativa da função de covariância cruzada (BOX *et al.* 2008) através do coeficiente da covariância cruzada ($c_{xy}(k)$) para os *lags* positivos e para os *lags* negativos, sendo definida como:

$$r_{xy}(k) = \frac{c_{xy}(k)}{s_x s_y}, \text{ sendo o } k = 0, \pm 1, \pm 2, \dots \quad (\text{Equação 3})$$

Onde:

x e *y* são as variáveis a serem correlacionadas;

s_x e s_y são os desvios padrões das variáveis *x* e *y*, respectivamente;

k representam os *lags* = ± 5 .

3.3.3. Análises Espectrais da Temperatura da Superfície do Mar

As séries temporais dos dados brutos (i.e., médias mensais) de TSM foram obtidas para as regiões do ATN e ATS, separadamente, para o período de 1980 a 2015. A análise espectral de uma série temporal é caracterizada por variações sobre um espectro contínuo de frequência composto por uma parte determinística (previsível) e outra aleatória (não previsível). A parte previsível é expressa pela soma de senos e cossenos, já a não previsível, devido a sua aleatoriedade, é obedecida por algum modelo de probabilidade (MENEZES, 1995). A seguir é realizada uma breve descrição de ambas as técnicas de análise espectral.

3.3.3.1. Análise Harmônica das Séries Temporais

As séries temporais das médias mensais de TSM do ATN e ATS serão analisadas através da análise harmônica por meio da Transformada de Fourier (TF) a fim de determinar as amplitudes e fases dos principais harmônicos que compõem a variabilidade climática da TSM do Oceano AT.

A TF é um algoritmo matemático considerado como uma combinação linear de ondas senoidais, possuindo grande aplicação no tratamento de sinais estacionários. Esta

ferramenta procura saber a contribuição de cada função seno e cosseno, presentes numa série temporal, para a energia total desta série (periódica). A TF decompõe ondas complexas em ondas simples, transformando o sinal espectral do domínio do tempo para o domínio da frequência (BOLZAN, 2006).

A TF pode ser usada no procedimento da análise harmônica de modo a indicar as amplitudes máximas da série temporal e fases médias para cada harmônico da série com o sinal temporal e estacional regular, extraindo informações de frequência local desse sinal e descrevendo seu comportamento global (ASSIS *et al.* 1996; TORRENCE e COMPO, 1997; BOLZAN, 2006). A análise harmônica tem como objetivo reter as componentes periódicas dominantes que decifram a variação dos dados ao longo do tempo além de encontrar padrões oscilatórios de variabilidade nos dados. Entretanto, a análise harmônica só identifica os padrões, não indicando onde essas oscilações ocorrem no tempo, para isso, a transformada em ondeleta (TO) é a mais adequada (ALCÂNTARA, 2010).

A análise harmônica por séries de Fourier de senos e cossenos (ASSIS *et al.* 1996) é expressa na função a seguir:

$$Y_t = P_0 + \sum_{k=1}^K \left[P_k \cos\left(\frac{2\pi tk}{T}\right) + Q_k \sin\left(\frac{2\pi tk}{T}\right) \right] \quad (\text{Equação 4})$$

Onde:

Y_t são as ondas geradas;

P_0 é a média dos valores observados;

P_k e Q_k são os coeficientes ortogonais das ondas senoidais;

T é o período da onda;

K representa o número de ondas senoidais;

t é a unidade de tempo.

De acordo com CHATFIELD (1984) e ASSIS *et al.* (1996), a amplitude para o k -ésimo harmônico (Λ_k) é dada pela Equação 5:

$$\Lambda_k = \sqrt{P_k^2 + Q_k^2} \quad (\text{Equação 5})$$

Onde P'_k e Q'_k são definidos como:

$$P'_k = \frac{2}{T} \sum_{t=1}^K F(t) \cos\left(\frac{2\pi(t-1)}{T_k}\right) \quad (\text{Equação 6})$$

$$Q'_k = \frac{2}{T} \sum_{t=1}^K F(t) \operatorname{sen}\left(\frac{2\pi(t-1)}{T_k}\right) \quad (\text{Equação 7})$$

Onde:

$F(t)$ é a série temporal dos dados;

K é o tamanho da série;

k é número de onda ou o harmônico analisado;

T é o período da onda ou harmônico analisado.

Na análise harmônica ou análise espectral da variância, um grande número de harmônicos costuma ser gerado, embora nem todos sejam utilizados, pois na maioria dos casos, os primeiros harmônicos explicam a maior quantidade da variância da série original (ASSIS, *et al.* 1996).

Assim, a variância para o k -ésimo harmônico é dada por:

$$\operatorname{Var}_k = \frac{\Lambda_k^2}{2\sigma^2} \quad (\text{Equação 8})$$

Onde:

Λ_k é a amplitude do harmônico analisado;

σ é o desvio padrão da série temporal analisada.

A Síntese dos harmônicos é gerada através da adição de várias componentes de frequência e é obtida pela expressão abaixo:

$$\operatorname{SINT} = \sum NY_t - (N-1) * P_0 \quad (\text{Equação 9})$$

Onde:

Y_t são as ondas geradas;

P_0 é a média dos valores observados;

N é o número de observações da série;

3.3.3.2. Transformada em Ondaletas das Séries Temporais

As séries temporais das médias mensais de TSM do ATN e ATS também foram analisadas utilizando a análise de ondeletas. A TO, por sua vez, é um algoritmo computacional capaz de captar oscilações não estacionais que contenham transitoriedade, sendo uma ferramenta aplicada nas mais diversas áreas do conhecimento. As séries temporais possuem características não-estacionais, ou seja, seus momentos estatísticos (tais como média, variância, etc) variam em qualquer segmento tomado desta série. Essa

técnica tem o objetivo de analisar as variações localizadas de energia de uma série temporal, permitindo determinar os modos dominantes de variabilidade e suas variações no espaço tempo-frequência (TORRENCE e COMPO, 1998, MORETTIN, 1999, BOLZAN, 2006).

O termo ondeleta refere-se a um conjunto de funções em forma de pequenas ondas geradas por dilatações, $\Psi(t) \rightarrow \Psi(2t)$, e translações, $\Psi(t) \rightarrow \Psi(t + 1)$, de uma função base geradora simples, $\Psi(t)$, a ondeleta-mãe, a qual deve ser quadraticamente integrável dentro de um intervalo de tempo real ou espaço, isto é, deve apresentar energia finita. A imposição de que a sua energia média seja zero constitui a condição de admissibilidade da função abaixo (BOLZAN, 2006):

$$\Psi_{a,b}(t) = \frac{1}{\sqrt{2}} \Psi\left(\frac{t-b}{a}\right) \quad (\text{Equação 10})$$

De maneira que a expansão em série de ondeletas e a TO são definidas como:

$$\langle f, \Psi_{a,b} \rangle \geq \int_{-\infty}^{+\infty} f(t) \Psi\left(\frac{t-b}{a}\right) dt \quad (\text{Equação 11})$$

A ondeleta de Morlet, utilizada neste trabalho, é bastante útil para analisar as várias frequências pertencentes ao sistema, mostrando uma relação entre tempo e frequência e apresentando variações temporais suaves e bruscas (BOLZAN, 2006; VITORINO *et al.* 2006), sendo uma onda exponencial complexa modulada por um envelope Gaussiano (TORRENCE e COMPO, 1997) dado por:

$$\Psi_0(\eta) = \pi^{-1/4} e^{i\omega_0\eta} e^{-\eta^2/2} \quad (\text{Equação 12})$$

Onde:

Ψ_0 é o valor da ondeleta no tempo não dimensional η ;

$\eta = t/s$;

t é o tempo;

s é a escala de ondeleta;

ω_0 é a frequência não-dimensional η .

A energia de cada ondeleta é dada por:

$$E = [\psi_{a,b}]^2 \quad (\text{Equação 13})$$

3.3.4. Funções Ortogonais Empíricas

A principal ideia do método de Funções Ortogonais Empíricas (FOEs), também conhecido como Análise de Componentes Principais (ACP), é a redução da dimensionalidade de um conjunto de dados com um grande número de variáveis interrelacionadas, enquanto mantém a maior variação possível no conjunto de dados (JOLLIFFE, 2002). Isto pode ser obtido através da criação de um novo conjunto de variáveis, as componentes principais, que não são correlacionadas (por isso o termo ortogonal), e que serão ordenadas de modo que o primeiro produto da FOE adquira a maior parte da variância presente em todas as variáveis originais, e o segundo produto, não correlacionado com o primeiro produto, adquira maior parte da variância restante. Esta técnica é bastante popular devido a sua eficiência na máxima retenção de informações de um conjunto de dados. A FOE é uma ferramenta adequada para identificar os modos dominantes de variabilidade temporal e espacial da TSM de uma dada região, neste caso, da TSM na região do Oceano AEO. O cálculo das FOEs é baseado na determinação de autovalores e autovetores da matriz de covariância.

Em BJÖRNSSON e VENEGAS (1997) está descrito o método de FOEs. Assume-se medidas de certa variável em determinado local x_1, x_2, \dots, x_p no tempo t_1, t_2, \dots, t_p . Para cada tempo t_j ($j = 1, \dots, n$) é associado as medidas de x_i ($i = 1, \dots, p$) para um mapa ou um campo. Essas medidas são dispostas numa matriz F . Neste estudo, a variável em F é a TSM do Oceano AEO. Posteriormente, é calculada a matriz de covariância F ,

$$R = F^t F \quad (\text{Equação 14})$$

Após isso, resolve-se o problema dos autovalores,

$$RC = C\Lambda \quad (\text{Equação 15})$$

Onde R é a matriz de covariância dos dados originais, Λ é a matriz diagonal contendo os autovalores (λ_i) de R , a matriz C contém os autovetores (c_i) que representam os padrões espaciais. Para cada autovalor (λ_i) escolhido, encontram-se seu correspondente autovetor (c_i) denominado de FOE. A primeira FOE (FOE₁) é representada pelo autovetor associado com o maior autovalor, a FOE₂ é associada com o segundo maior autovalor, e assim por diante. A fração da variância total em R é indicada pelos autovalores (λ_i) e explicada pelo autovetor. A FOE plotada como um mapa gera um padrão que representa uma estrutura estacionária. O cálculo utilizado para mostrar como esse padrão oscila na série é dado por:

$$\vec{\alpha}_1 = F \vec{c}_1 \quad (\text{Equação 16})$$

As n componentes do vetor $\vec{\alpha}_1$ são as projeções do autovetor em F na FOE₁. Em geral, para cada FOE _{j} calculada pode-se encontrar seu correspondente vetor $\vec{\alpha}_j$, que representa as séries temporais das componentes principais (CPs) ou os coeficientes de expansão das FOEs. A reconstrução dos dados a partir das FOEs e dos coeficientes de expansão é dada pela equação a seguir:

$$F = \sum_{j=1}^p \vec{\alpha}_j (EOF_j) \quad (\text{Equação 17})$$

As análises de FOEs geram três saídas, onde tem-se: as componentes principais (CPs), ou seja, as séries temporais normalizadas; os autovalores da variância explicada por cada modo da CP (%) e os autovetores, que são os padrões associados com cada CP.

Frequentemente a técnica de FOEs é submetida a rotação ortogonal Varimax (KAISER, 1958) com o intuito de maximizar a variância dos resultados, por isso foi aplicada neste estudo, e é dada pela equação abaixo:

$$Var = \sum_{j=1}^r (n \sum_{i=1}^n (a_{ij})^2 - (\sum_{i=1}^n a_{ij})^2) / n^2 \quad (\text{Equação 18})$$

Onde:

r é o número de CPs

n é o número de variáveis

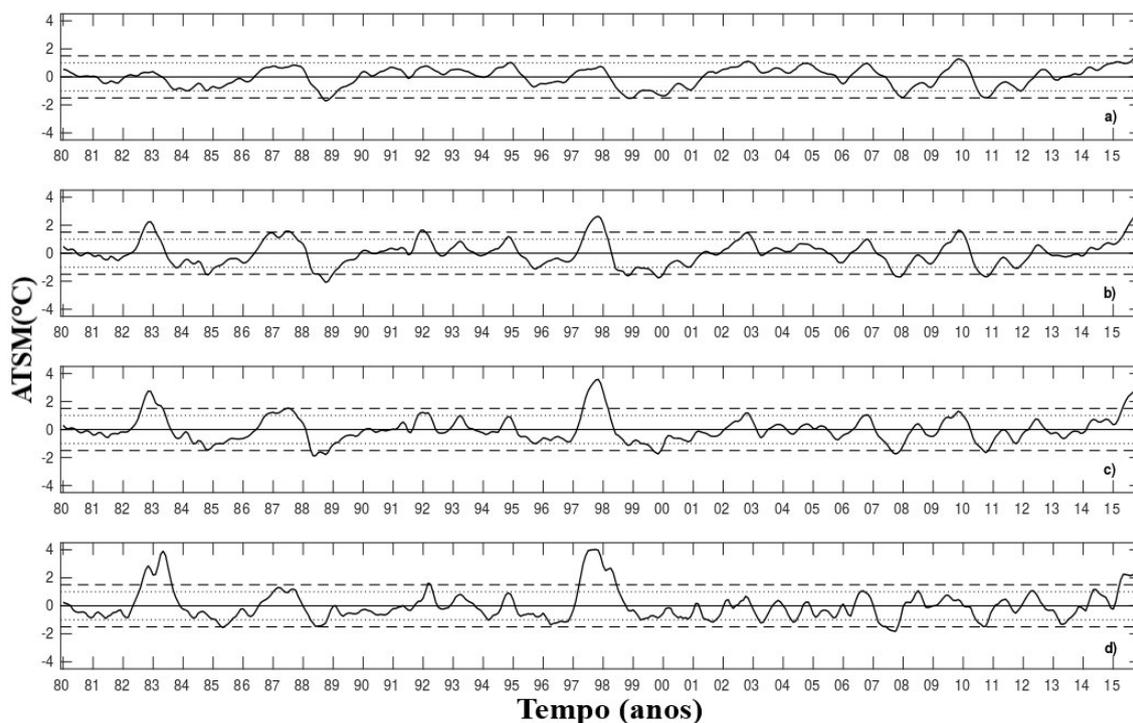
No presente estudo, a análise de FOEs foi aplicada aos dados de médias mensais de TSM do Oceano AEO para o período de 36 anos (1980 a 2015) a fim de identificar os principais modos de variabilidade do AEO. Posteriormente, foi aplicado o filtro de média móvel com janela anual (i.e., 12 meses) com o intuito de retirar a sazonalidade e melhorar a identificação dos principais modos de variabilidade interanual da TSM nessa região.

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1. CLASSIFICAÇÃO DOS EVENTOS ENOS QUANTO À FASE E INTENSIDADE

A Figura 4 mostra o ION calculado para as quatro regiões do Niño, separadamente. Os eventos mais intensos da fase positiva do ENOS (i.e., El Niño) ocorreram em 1982-1983, 1997-1998 e 2015, onde estiveram presentes nas regiões do Niño 3.4, 3 e 1+2, a região do Niño 4 apresentou somente o evento de 2015. A região do Niño 3.4 apresentou o maior número de eventos mais intensos (Figura 4b), enquanto o maior número de eventos moderados ocorreu na região 1+2 (Figura 4d). Na região do Niño 4 (Figura 4a) ocorreu um número menor de eventos, sendo estes classificados como moderados e fracos. Para a fase negativa do ENOS (i.e., La Niña), os eventos de 2007 (Figura 4b, 4c e 4d) e 1988 (Figura 4a, 4b e 4c) foram os de maior intensidade.

Figura 4 - Índice Oceânico do Niño (ION), de 1980 a 2015, baseado em ATSM trimestrais para as regiões do: a) Niño 4; b) Niño 3.4; c) Niño 3; d) Niño 1+2. As linhas pontilhadas representam os limiares para eventos moderados ($\pm 1,0$), enquanto as linhas tracejadas representam os limiares para eventos fortes ($\pm 1,5$).



Com base no ION foi possível quantificar o número de eventos ENOS ocorridos e classificá-los quanto à fase e intensidade. No período de 36 anos (1980 a 2015) ocorreram

13 eventos fortes, sendo 6 de El Niño e 7 de La Niña e 27 eventos moderados, sendo 10 de El Niño e 17 de La Niña (Tabela 3).

De modo a determinar a região do Niño de maior influência sobre a variabilidade climática do Oceano AEO associada a teleconexões Pacífico-Atlântico, cada evento ENOS ocorrido em cada região do Niño foi classificado quanto à fase e intensidade (Tabela 3). Os resultados mostraram que a região do Niño 3.4 apresentou o maior número de eventos (20 eventos), e as regiões do Niño 3 e 1+2 apresentaram o mesmo número de eventos (19 eventos em cada), embora os mesmos tenham diferentes fases e intensidades. A região do Niño 4 mostrou-se como a região com menor número de eventos (12 eventos) para o período analisado (Tabela 3).

Tabela 3 - Anos de eventos de El Niño e La Niña no PE para cada região do Niño (4, 3.4, 3 e 1+2), entre 1980 e 2015, classificados quanto à fase (El Niño x La Niña) e intensidade (forte x moderado).

	El Niño		La Niña	
	Forte	Moderado	Forte	Moderado
Niño 4	2015	1994, 2002, 2009	1988, 1998	1989, 1999-2000, 2007, 2008, 2010, 2011
Niño 3.4	1982-1983, 1987, 1992, 1997-1998, 2009, 2015	1986, 1994, 2002	1984, 1988, 1999, 2007, 2010	1985, 1989, 1995, 2000, 2008, 2011
Niño 3	1982-1983, 1987, 1997-1998, 2015	1986, 1991-1992, 2002, 2006	1988, 1999, 2007, 2010	1984-1985, 1989, 1995, 1998, 2000, 2008, 2011
Niño 1+2	1982-1983, 1992, 1997-1998, 2015	1987, 2006, 2008, 2012, 2014	1985, 2007	1988, 1996, 1999, 2001, 2003, 2004, 2010, 2013

4.2. INFLUÊNCIA DO ENOS NA TEMPERATURA DE SUPERFÍCIE DO MAR DO ATLÂNTICO EQUATORIAL OCIDENTAL E ATLÂNTICO TROPICAL

O cálculo da correlação linear entre os índices climáticos da região do AT e das diferentes regiões do Niño mostrou que as ATSM de todas as regiões do Niño se correlacionam positivamente (negativamente) com a região do ATN (ATS), respectivamente (Tabela 4). Com exceção da correlação entre as regiões do ATS e do

Niño 4, todas as demais foram significativas a um nível de significância de 5% ($p \leq 0,05$). Apesar dos baixos coeficientes de correlação (r) encontrados, a hipótese testada de que o Niño do Pacífico influencia a variabilidade da TSM na região do ATN e ATS foi aceita, com as maiores correlações ocorrendo entre o ATN e o Niño 4 e entre o ATS e o Niño 3.4 (Tabela 4).

Tabela 4 - Coeficiente de correlação entre os índices climáticos do Niño do Pacífico (i.e., Niño 4, Niño 3.4, Niño 3, Niño 1+2) e a TSM do ATN e ATS.

COEFICIENTE DE CORRELAÇÃO								
ATLÂNTICO	NINO 4		NINO 3.4		NINO 3		NINO 1+2	
	r	p	r	p	r	p	r	p
ATN	0,1806	0,0002	0,1536	0,0014	0,1514	0,0016	0,0972	0,0434
ATS	-0,0932	0,0528	-0,1112	0,0208	-0,1034	0,0317	-0,1040	0,0307

Como foram encontradas correlações significativas, mas com baixos coeficientes de correlações, entre quase todas as regiões do Niño e AT, foi analisado também se esses valores de r aumentariam considerando uma defasagem no tempo de 5 meses ($lag = 5$). Para isso, foi calculada a correlação cruzada entre as ATSM de cada região do Niño (4, 3.4, 3 e 1+2) e do AT (ATN e ATS), onde foi possível verificar a correlação 5 meses antes ($lag = -5$, $lag = -4$, $lag = -3$, $lag = -2$, $lag = -1$), no mesmo tempo ($lag = 0$) e 5 meses depois ($lag = +1$, $lag = +2$, $lag = +3$, $lag = +4$, $lag = +5$) (Figura 5).

Em geral, no ATN, foram encontradas correlações negativas e significativas com as regiões do Niño 4, 3.4 e 3 do $lag = -5$ ao $lag = -3$ e correlações positivas e significativas do $lag = 0$ ao $lag = +5$, assumindo um padrão ondulatório de caráter próximo ao sinusoidal (Figuras 5a-d). No ATS, por sua vez, observam-se correlações negativas e significativas com as quatro regiões do Niño do $lag = -5$ ao $lag = -1$ e correlações não significativas, ora negativas ou positivas dependendo da região, do $lag = +1$ ao $lag = +5$. Ou seja, aplicando-se o nível de significância de 5% ($p \leq 0,05$), quando há anomalias positivas (negativas) de TSM no Pacífico espera-se encontrar anomalias negativas (positivas) no ATN e ATS no $lag = -5$ e quando há anomalias positivas (negativas) de TSM no Pacífico espera-se encontrar anomalias positivas (negativas) no ATN, do $lag = +1$ ao $lag = +5$, principalmente para as regiões do Niño 4, 3.4 e 3 (Figuras 5a-c).

Os resultados mostraram que os maiores valores de correlação foram encontrados entre a região do ATN e Niño 3.4 no $lag = -5$ ($r = -0,25$) e no $lag = +5$ ($r = +0,3$) (Figura 5b) e entre a região do ATS e Niño 3 no $lag = -5$ ($r = -0,35$) (Figura 5g). Assim, o cálculo da correlação cruzada defasada mostrou que as ATSM no PE influenciam significativamente as anomalias de TSM no AT com uma defasagem de 5 meses, comprovando a hipótese de que a maior correlação não ocorre no $lag = 0$.

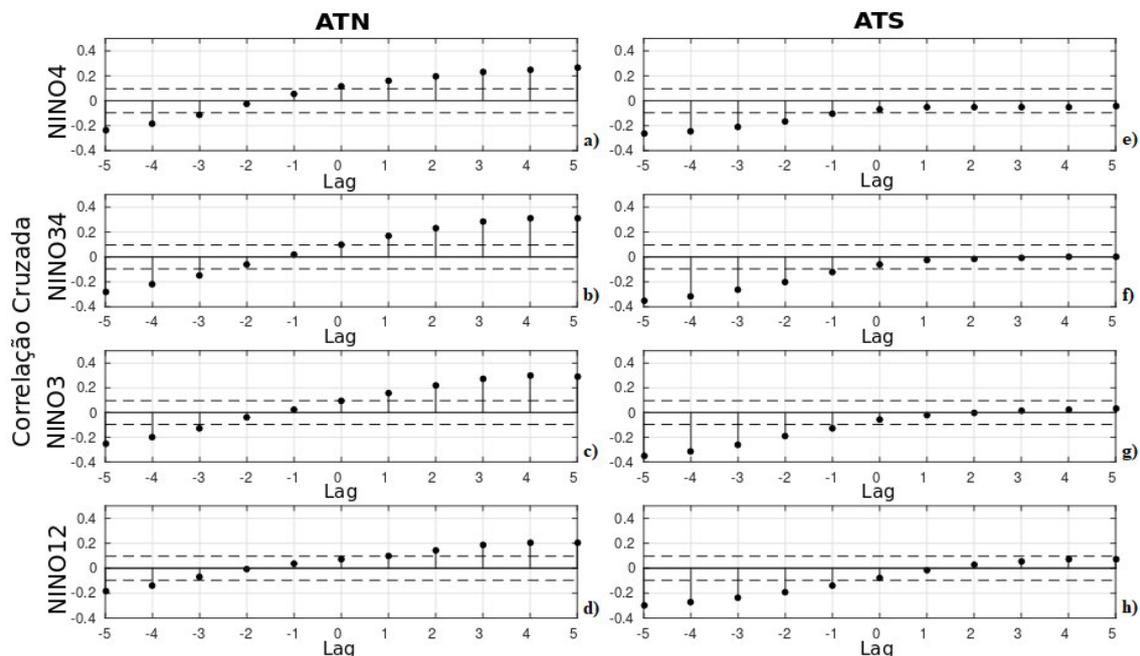
Esse resultado é consistente com o de SERVAIN (1991), onde em seus estudos, relatou que as maiores correlações entre o ATN e o ENOS são positivas ($r = +0,35$), onde observou ATSM positivas no ATN seguindo imediatamente a fase madura da fase positiva do ENOS no PE. E entre o ATS e o ENOS, relatou que as maiores correlações são negativas ($r = -0,30$).

ENFIELD e MAYER (1997) encontraram uma alta correlação positiva ($r = +0,5$) no $lag = +4$ e $lag = +5$ entre o ATN e a fase positiva do ENOS, mostrando que após a fase madura de El Niño na região do Niño 3 houve um fortalecimento das ATSM positivas no ATN, e entre o ATS e o El Niño houve mais correlações positivas do que negativas, embora uma correlação negativa moderada tenha sido encontrada no $lag = +4$ ($r = -0,3$).

KEENLYSIDE e LATIF (2007) encontraram uma correlação negativa fraca, porém significativa, entre o AE e a região do Niño 3 no $lag = -6$. SOPPA *et al.* (2011), encontraram uma alta correlação positiva e negativa entre os eventos ENOS e a ATSM do AT Sudoeste. Estes autores encontraram uma correlação negativa (positiva) entre a La Niña de 1988-1989 (La Niña de 1998-2000) e o AT Sudoeste na defasagem de tempo de 2 a 15 (2 a 18) meses após esse evento, respetivamente. Entre o El Niño de 1986-1988 e o AT Sudoeste encontraram uma correlação positiva, enquanto que para o El Niño de 1997-1998 encontraram correlação negativa na defasagem de tempo de 0 a 8 meses após esse evento.

A ATSM das regiões do Niño do PE está mais fortemente correlacionada às ATSM do ATN do que àquelas no ATS, resultado consistente com os estudos realizados por UVO *et al.* (1997) e por ENFIELD e MAYER (1997) que encontraram maior correlação entre o ENOS e o ATN. Em relação a ATSM do ATS, ENFIELD e MAYER (1997) supõem que estas podem estar relacionadas ao fortalecimento da circulação do giro oceânico subtropical do Atlântico Sul, ou seja, em resposta a uma forçante local e não remota.

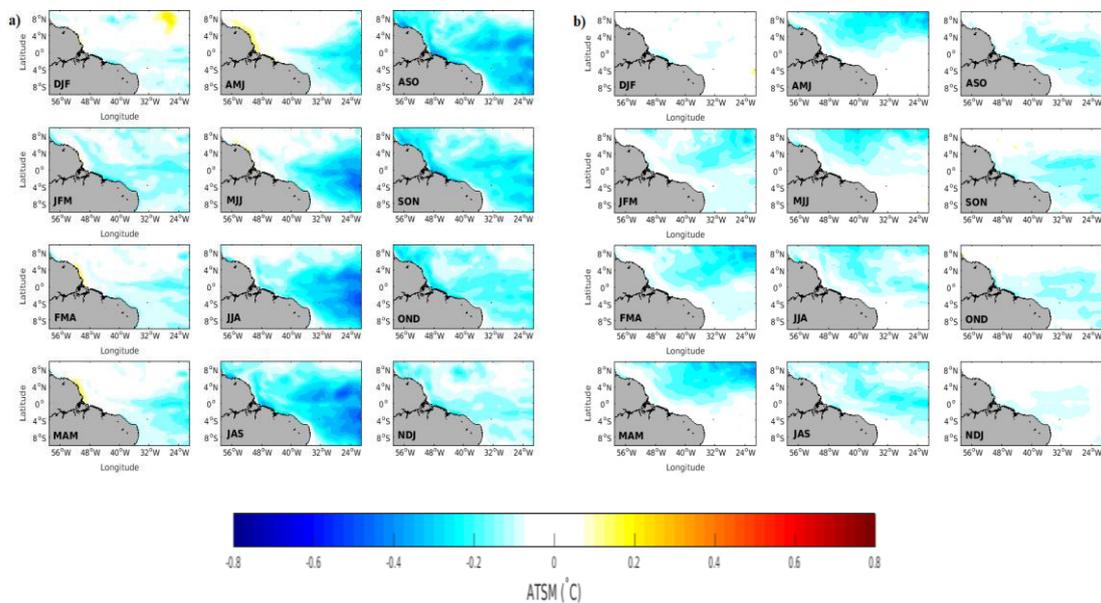
Figura 5 - Correlação cruzada entre a TSM das regiões do Niño (i.e., 4, 3,4, 3 e 1+2) e do AT (ATN e ATS). As linhas tracejadas delimitam os valores estatisticamente significativos ao nível de significância de 5 % ($p \leq 0,05$).



Nas figuras 6 e 7 são mostrados os compostos climáticos totais de ATSM no AEO para as diferentes fases (El Niño \times La Niña) e intensidades (forte \times moderado) do ENOS com o intuito de determinar como o AEO responde às ATSM no PE, independentemente da região onde elas tenham ocorrido (se Niño 4, 3,4, 3 e 1+2).

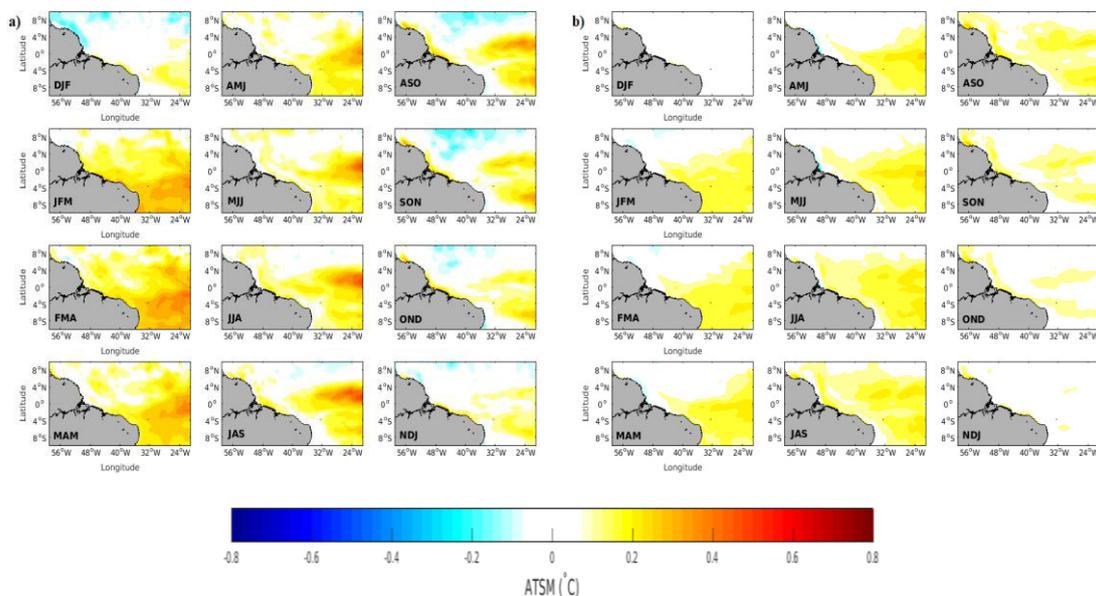
Os compostos totais de ATSM no AEO para os anos de eventos de El Niño no PE mostram que em geral o AEO apresenta-se mais frio, com as ATSM negativas praticamente dominando a região (Figura 6). Em eventos fortes, as ATSM negativas são mais intensas ($\sim -0,6^{\circ}\text{C}$) no ATS e ocorrem de maio a outubro (MJJASO) (Figura 6a), enquanto que em eventos moderados as maiores ATSM negativas ($\sim -0,4^{\circ}\text{C}$) são observadas no ATN e ocorrem de fevereiro a junho (FMAMJ) (Figura 6b). Ou seja, em eventos moderados de El Niño as ATSM no AEO têm menor duração (5 meses) comparado a eventos fortes (6 meses), além de surgirem antes e desaparecerem antes.

Figura 6 - Compostos totais de anomalias trimestrais de TSM no Atlântico Equatorial Ocidental (lag = 0) em eventos: **a**) fortes e **b**) moderados de El Niño na região do Pacífico Equatorial.



Os compostos totais de ATSM no AEO para os anos de La Niña, por sua vez, mostram a predominância de ATSM positivas com um padrão espacial similar entre os eventos fortes ($\sim +0,8^{\circ}\text{C}$) e moderados ($\sim +0,3^{\circ}\text{C}$), embora de menor intensidade para os últimos (Figuras 7a e 7b). As ATSM positivas configuram-se primeiramente sobre o ATS de janeiro a abril (JFMA) quando se deslocam mais para a faixa equatorial de maio a setembro (MJJAS) (Figura 7a). Em eventos moderados, ATSM positivas são observadas sobre o ATS, especialmente entre janeiro a agosto (JFMAMJJA) (Figura 7b).

Figura 7 - Compostos totais de anomalias trimestrais de TSM no Atlântico Equatorial Ocidental (lag = 0) em eventos: **a)** fortes e **b)** moderados de La Niña na região do Pacífico Equatorial.



Logo, considerando-se todas as regiões do Niño, os resultados do presente estudo mostram que o Oceano AEO tende a apresentar-se em geral mais frio (quente) que o normal durante os eventos de El Niño (La Niña), respectivamente.

Embora seja possível de se obter um padrão comum de resposta às diferentes regiões do Niño, este estudo pretende também definir a região do Oceano PE de maior influência sobre o Oceano AEO. Para isso foram criados compostos climáticos de ATSM para o AEO para as regiões do Niño 3.4 e Niño 3, separadamente. Além disso, para que fosse possível analisar o tempo de resposta do Oceano AEO ao sinal gerado pela anomalia no campo de TSM no Oceano PE, foi calculada a média espacial das ATSM encontradas no domínio do AEO para cada trimestre e para cada região do Niño (Figura 8).

Os resultados mostram que em eventos fortes de El Niño na região do **Niño 4**, há ATSM positivas no AEO especialmente no trimestre de NDJ (Figura 8a). Já para os eventos moderados, ATSM negativas são dominantes e persistentes no AEO (Figura 8a). Para os eventos fortes (moderados) de La Niña, em geral, configuram-se ATSM positivas no AEO, com as maiores amplitudes ocorrendo em agosto e novembro (com maior impacto em julho e agosto) (Figura 8a).

Durante eventos fortes (moderados) de El Niño na região do **Niño 3.4**, ATSM negativas são observadas no AEO, com maior impacto em janeiro e agosto (julho e outubro), respectivamente (Figura 8b). Para os eventos fortes (moderados) de La Niña,

anomalias de sinal oposto são encontradas no AEO, com maior impacto nos meses de julho e agosto (maio e junho), respectivamente (Figura 8b).

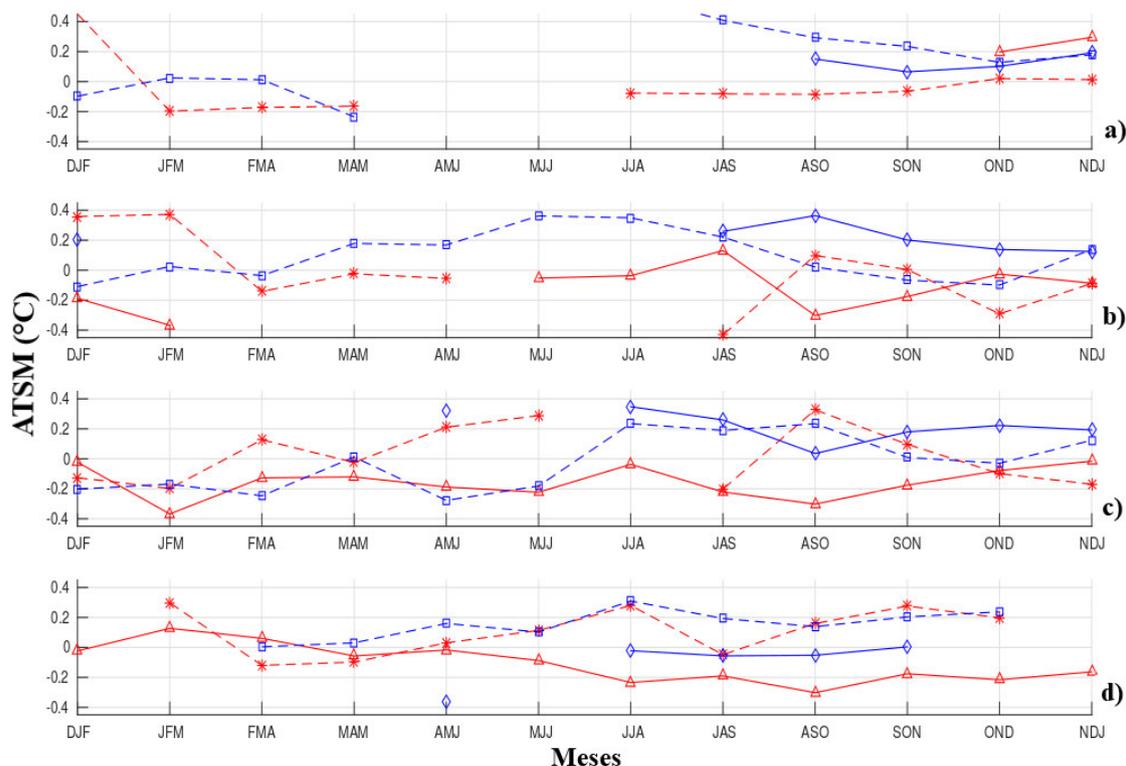
Em eventos fortes de El Niño na região do **Niño 3** geram ATSM negativas no AEO, com maior impacto nos meses de janeiro e agosto (Figura 8c). Para os eventos moderados, as ATSM no Oceano AEO alternam-se entre positivas (maio e agosto) e negativas (janeiro e julho) (Figura 8c), respectivamente. Para os eventos fortes de La Niña configuram-se ATSM positivas no AEO (abril e junho), enquanto que para os eventos moderados, as ATSM alternam-se entre positivas (junho e agosto) e negativas (fevereiro e abril) (Figura 8c).

Eventos fortes de El Niño na região do **Niño 1+2** geram ATSM negativas no AEO em praticamente todos os meses com as maiores amplitudes observadas em junho e agosto (Figura 8d). Já em eventos moderados, as ATSM no Oceano AEO alternam-se entre negativas (fevereiro) e positivas (janeiro, julho e setembro) (Figura 8d). Em eventos fortes (moderados) de La Niña, em geral, há ATSM negativas (positivas) no AEO com a anomalia de maior amplitude em abril (junho) (Figura 8d), respectivamente.

Sumarizando, para os eventos fortes de El Niño (linha vermelha sólida) observam-se ATSM negativas no Oceano AEO principalmente em janeiro (Figuras 8b-c) e agosto (Figuras 8b-d), com a anomalia de maior impacto observada em janeiro nas regiões do Niño 3.4 (Figura 8b) e Niño 3 (Figura 8c). Já em eventos moderados de El Niño (linha vermelha tracejada), as ATSM no Oceano AEO alternam-se entre negativas (em janeiro, fevereiro, março, julho e outubro) e positivas (em janeiro, maio, junho, agosto, setembro e dezembro), com a anomalia negativa de maior amplitude observada em julho na região do Niño 3.4 (Figura 8b), e as anomalias positivas de maior amplitude observadas em dezembro nas regiões do Niño 4 (Figura 8a) e Niño 3.4 (Figura 8b) e em janeiro na região do Niño 3.4 (Figura 8b).

Para os eventos fortes de La Niña (linha azul sólida) observam-se ATSM positivas no Oceano AEO, com as ATSM de maior impacto em agosto na região do Niño 3.4 (Figura 8b) e em abril e junho na região do Niño 3 (Figura 8c). Já durante eventos moderados de La Niña (linha azul tracejada), as ATSM no Oceano AEO alternam-se entre negativas e mais pronunciadas (em fevereiro, maio e abril) e positivas e mais pronunciadas (em maio, junho e julho), com a anomalia negativa de maior amplitude observada em abril na região do Niño 3 (Figura 8c), e as anomalias positivas de maior amplitude observadas em maio e julho nas regiões do Niño 3.4 (Figura 8b) e Niño 4 (Figura 8a), respectivamente.

Figura 8 - Série temporal das anomalias trimestrais de TSM no AEO ($\text{lag} = 0$) durante eventos de El Niño fortes e moderados (linhas vermelhas sólidas e tracejadas, respectivamente) e de La Niña fortes e moderados (linhas azuis sólidas e tracejadas, respectivamente) ocorridos nas regiões do: a) Niño 4; b) Niño 3.4; c) Niño 3; d) Niño 1+2.



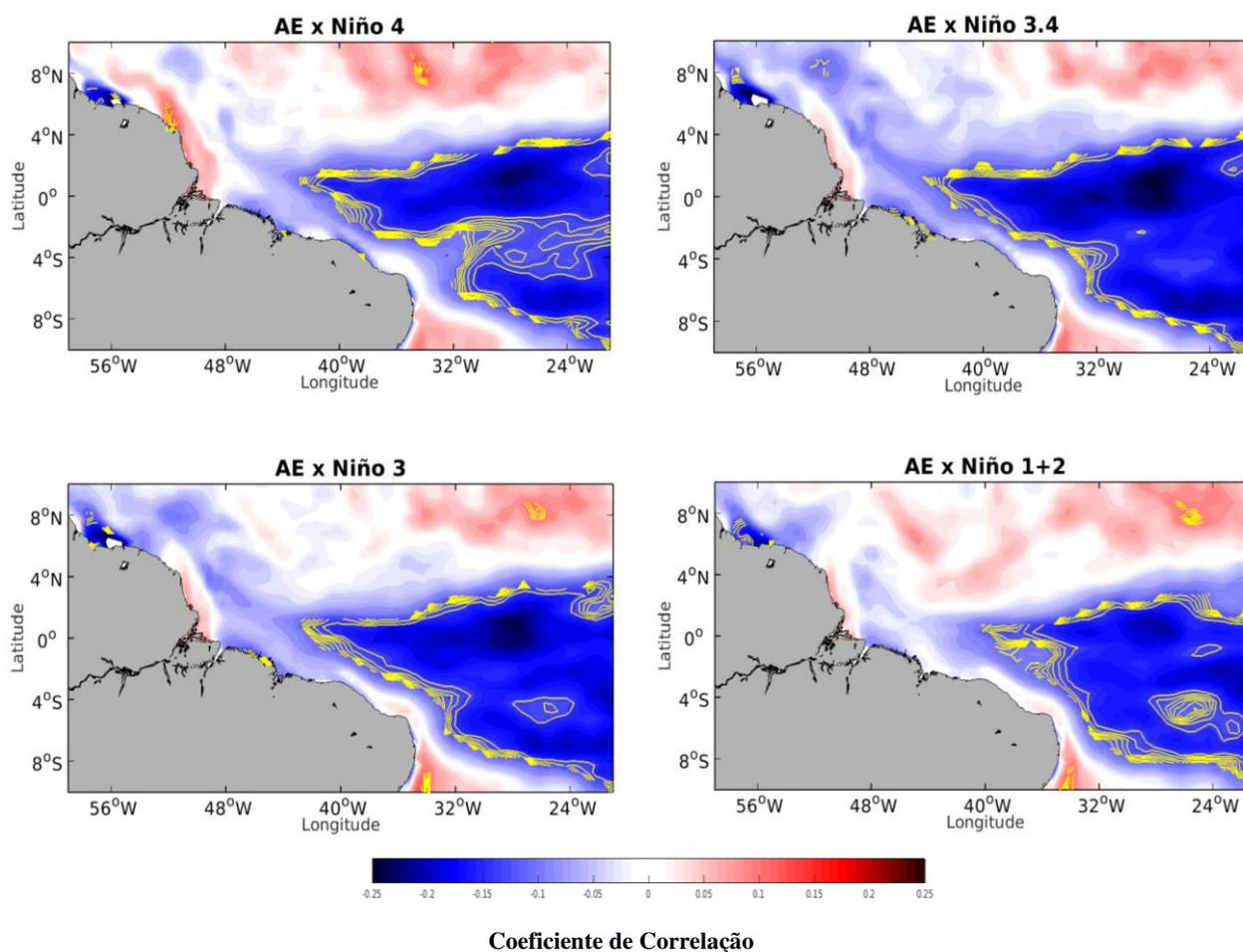
Entre as regiões do Oceano PE, a do Niño 3 foi a que apresentou maior influência sobre as ATSM do AEO, seguida das regiões 3.4 e 1+2.

RODRIGUES *et al.* (2011) relataram que eventos de ENOS fortes e longos (fracos e curtos) estão associados a anomalias frias (quentes) no AE em DJF, MAM e JJA. ANDREOLI *et al.* (2016) relataram que durante um El Niño canônico (equivalente a região do Niño 3) há um resfriamento no AT em MAM, corroborando com os resultados deste trabalho para o evento forte de El Niño em MAM, que mostra a ATSM negativa de maior amplitude em maio no AE, em resposta a um evento de El Niño ocorrendo na região do Niño 3 (Figura 8c).

A fim de quantificar numericamente e espacialmente a influência do Oceano PE no Oceano AEO, foi calculada a correlação linear entre o ION (para as regiões do Niño 4, 3.4, 3 e 1+2, separadamente) e as ATSM no domínio do Oceano AEO espacialmente para o $\text{lag} = 0$ (Figura 9).

O Oceano AEO apresentou correlações negativas ($r = -0,25$) com todas as regiões do Niño do Pacífico, especialmente sobre a faixa equatorial e a região do ATS, embora correlações positivas ($r = +0,1$) também tenham sido obtidas para uma pequena área do ATN e próximo à costa da região Nordeste e Norte do Brasil (Figura 9). A fraca correlação significativa encontrada entre as ATSM do PE e AT no presente estudo, digo fraca com base na classificação proposta por SASAKI (2014), corroboram com os resultados encontrados por ENFIELD e MAYER (1997) e RODRIGUES *et al.*(2011) que também encontraram uma fraca correlação entre a região do Niño 3 e as ATSM do AT. LATIF e BARNETT (1995), entretanto, apontaram correlações negativas significativas, enquanto ZEBIAK (1993) não encontrou nenhuma correlação entre a região do Niño 3 e o ATS.

Figura 9 - Coeficientes de correlação (lag = 0) entre as ATSM no Oceano Atlântico Equatorial Ocidental e as regiões do (Niño 4, 3.4, 3 ou 1+2), separadamente. As linhas em amarelo circundam os valores estatisticamente significativos ao nível de significância de 5 % ($p \leq 0,05$).

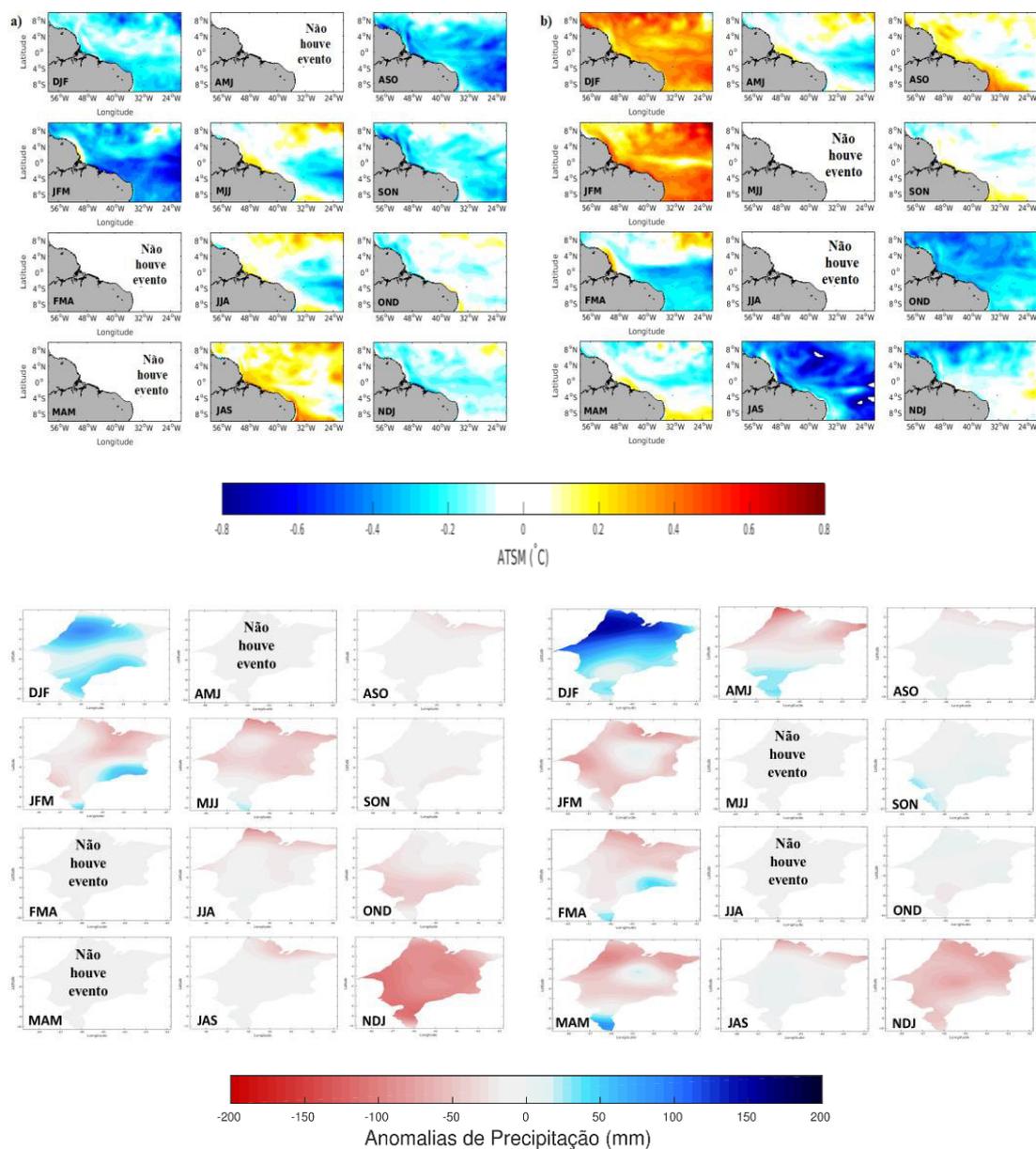


4.3. RELAÇÕES ENTRE O ENOS E A PRECIPITAÇÃO NO MARANHÃO

A fim de analisar os impactos das ATSM no Oceano AEO sobre as chuvas no estado do Maranhão, foram construídos compostos de precipitação para as diferentes fases e intensidades do ENOS, especificamente para os eventos ocorridos nas regiões do Niño 3.4 e Niño 3, como a seguir.

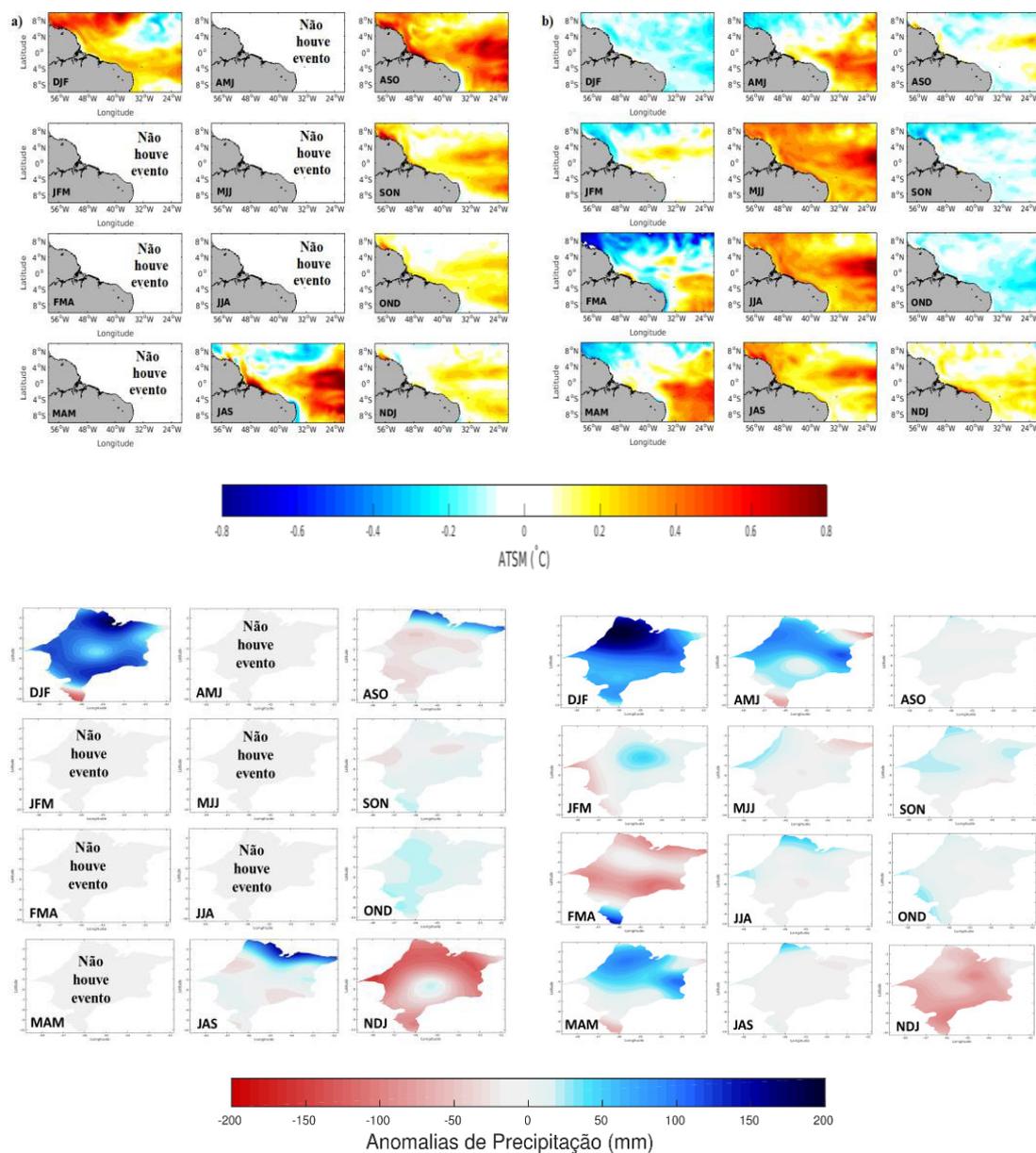
As maiores anomalias de TSM no AEO, encontradas nos compostos climáticos associados a eventos de **El Niño fortes** estabelecidos na região do **Niño 3.4**, estiveram associadas a anomalias negativas de precipitação no estado do Maranhão, mais intensamente em janeiro, maio e novembro, com o pico em maio e novembro (Figura 10a). Já sob influência de eventos de **El Niño moderados**, as anomalias negativas de precipitação foram mais pronunciadas entre JFMA e novembro, com a máxima amplitude em janeiro, março e novembro (Figura 10b).

Figura 10 - Compostos de anomalias da TSM no Atlântico Equatorial Ocidental (lag = 0) (mapa superior) e seus respectivos compostos de anomalias de precipitação no Maranhão (mapa inferior) em eventos: **a)** fortes e **b)** moderados de El Niño na região do Niño 3.4.



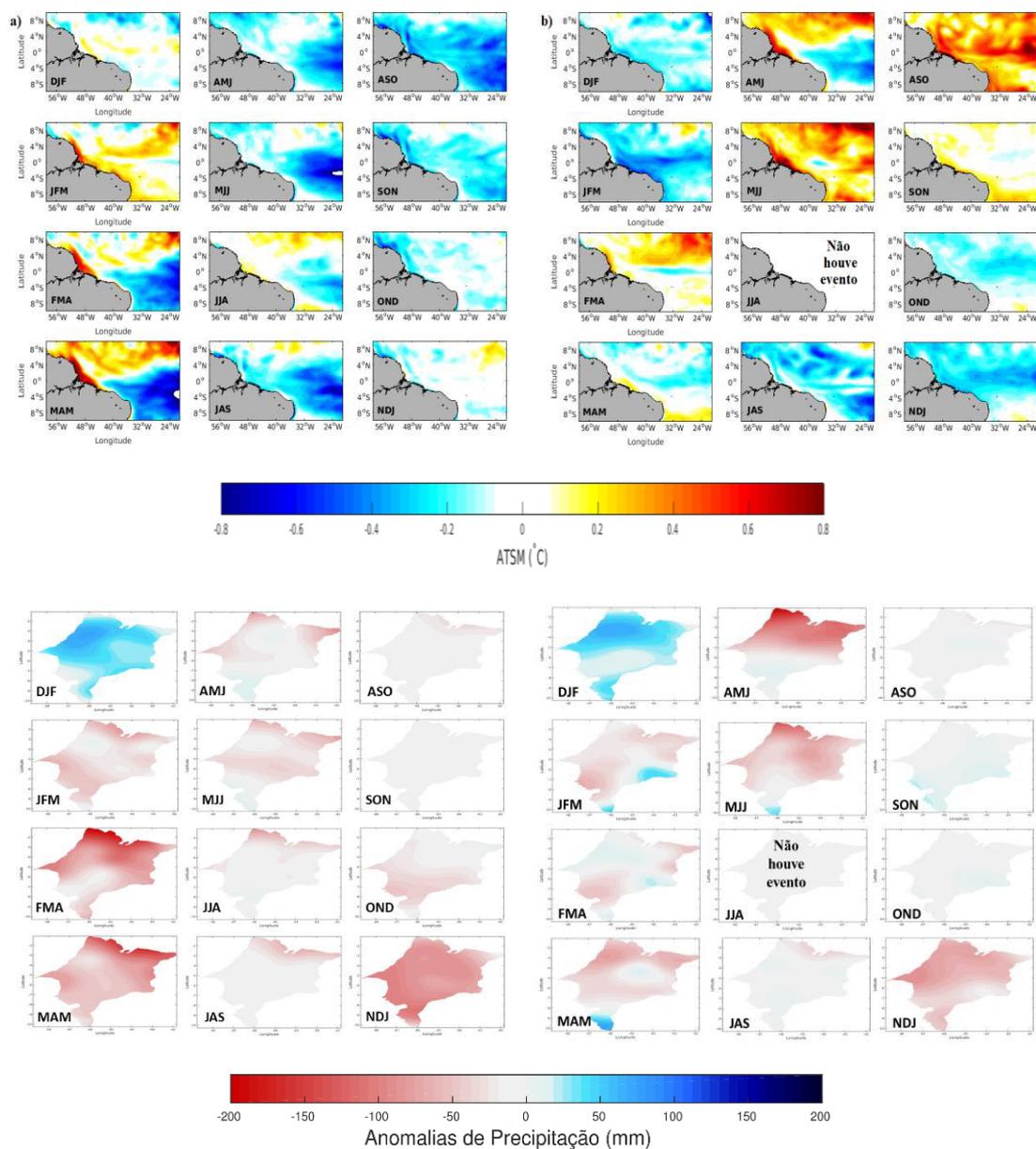
As ATSM no AEO sob influência de eventos de **La Niña fortes** na região do **Niño 3.4**, por sua vez, estiveram associadas ora a anomalias positivas ora a anomalias negativas de precipitação no Maranhão, sendo as primeiras mais intensas em praticamente todo o estado em dezembro, e ao norte do estado em julho e agosto (Figura 11a). Já sob influência de eventos de **La Niña moderada**, as anomalias positivas de precipitação foram mais pronunciadas em dezembro, março e abril, com o pico em dezembro e abril (Figura 11b).

Figura 11 - Compostos de anomalias da TSM no Atlântico Equatorial Ocidental (lag = 0) (mapa superior) e seus respectivos compostos de anomalias de precipitação no Maranhão (mapa inferior) em eventos: **a)** fortes e **b)** moderados de La Niña na região do Niño 3.4.



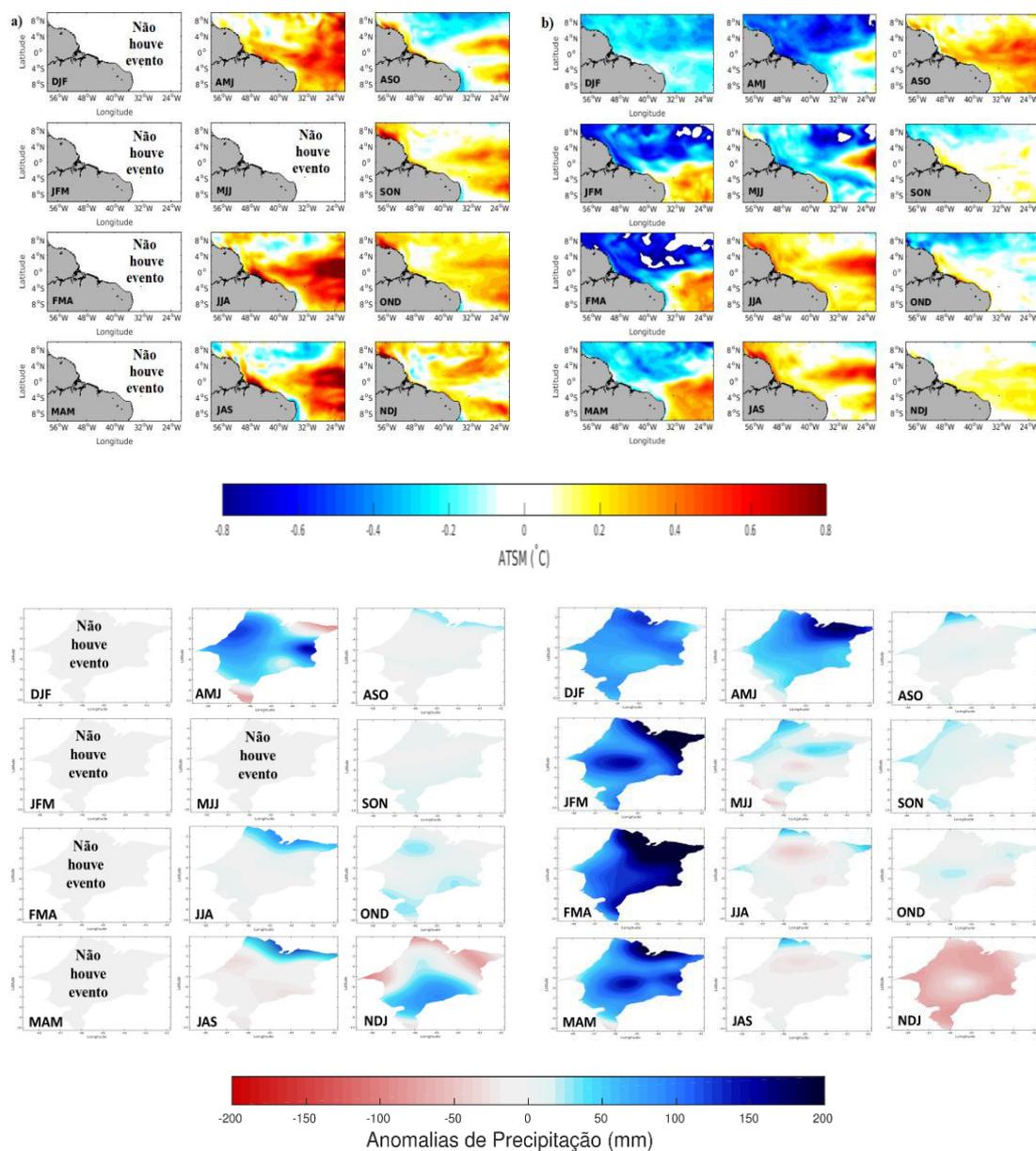
As ATSM no AEO sob influência de eventos de **El Niño fortes** na região do **Niño 3** estiveram associadas a anomalias negativas de precipitação no Maranhão, com duração de praticamente todo ano, mas mais intensamente em JFM e novembro, com o pico em fevereiro, março e novembro (Figura 12a). Já sob influência de eventos de **El Niño moderados**, as anomalias negativas de precipitação foram mais pronunciadas entre março a maio e novembro, com a anomalia mais intensa em abril (Figura 12b).

Figura 12 - Compostos de anomalias da TSM no Atlântico Equatorial Ocidental (lag = 0) (mapa superior) e seus respectivos compostos de anomalias de precipitação no Maranhão (mapa inferior) em eventos: **a)** fortes e **b)** moderados de El Niño na região do Niño 3.



As ATSM no AEO sob influência de eventos de **La Niña fortes** na região do **Niño 3** estiveram relacionadas a anomalias positivas de precipitação no estado, sendo mais pronunciadas em AMJJA, outubro e novembro com a anomalia mais intensa em abril (Figura 13a). Já sob influência de eventos de **La Niña moderados**, as anomalias positivas de precipitação foram mais pronunciadas entre JFMAMJ e dezembro, com as mais intensas ocorrendo de janeiro a abril (JFMA) (Figura 13b).

Figura 13 - Compostos de anomalias da temperatura de superfície do mar no Atlântico Equatorial Ocidental (lag = 0) (mapa superior) e seus respectivos compostos de precipitação no Maranhão (mapa inferior) em eventos **a)** fortes e **b)** moderados de La Niña na região do Niño 3.



De forma geral, os impactos de eventos de ENOS sobre a precipitação no Maranhão são maiores nas regiões Norte e Central do estado, e menores na região Sul. É observado que as ATSM no AEO durante eventos de El Niño (La Niña), principalmente para a região do Niño 3, causam anomalias negativas (positivas) de precipitação no estado, com o pico em março e novembro (dezembro, março e abril), respectivamente. Geralmente, novembro é o mês que apresenta anomalias negativas de precipitação para ambas as fases do ENOS. Esses resultados são consistentes com os encontrados por NASCIMENTO *et al.* (2017) que mostraram que a região Norte do estado do Maranhão foi a que apresentou

extremos de chuvas (seca) relacionada com eventos de La Niña (El Niño) e os extremos de secas ocorreram no sul do Estado. Além de corroborar também com os trabalhos de SOUZA *et al.* (2000), GRIMM e TEDESCHI (2009), GONZALEZ *et al.* (2013) e TEDESCHI *et al.* (2016) que mostraram que os impactos mais consistentes de eventos extremos do El Niño (La Niña) sobre a precipitação no NEB ocorrem em março (abril), ocasionando redução de chuva (aumento de chuva) durante a estação chuvosa (MAM), sendo esse evento responsável por condições de seca (abundância de chuvas) nessa região.

Nota-se que as ATSM no AEO em anos de eventos quentes e frios do ENOS na região do Niño 3 são aquelas que mais causam impactos sobre a precipitação do estado, corroborando com os estudos de GRIMM e TEDESCHI (2009), que relataram que a região do Niño 3 é a melhor correlacionada com as anomalias de precipitação da América do Sul.

TEDESCHI *et al.* (2016) relatam que, apesar da influência do evento de ENOS na precipitação, as ATSM no AT também afetam a precipitação do NEB no mesmo período. Esses autores encontraram a atuação de DA positivo no AE durante um evento de El Niño canônico (equivalente a região do Niño 3) em MAM onde isto favoreceu anomalias negativas de precipitação sobre o NEB, corroborando com os resultados encontrados neste estudo (Figuras 12a e 12b).

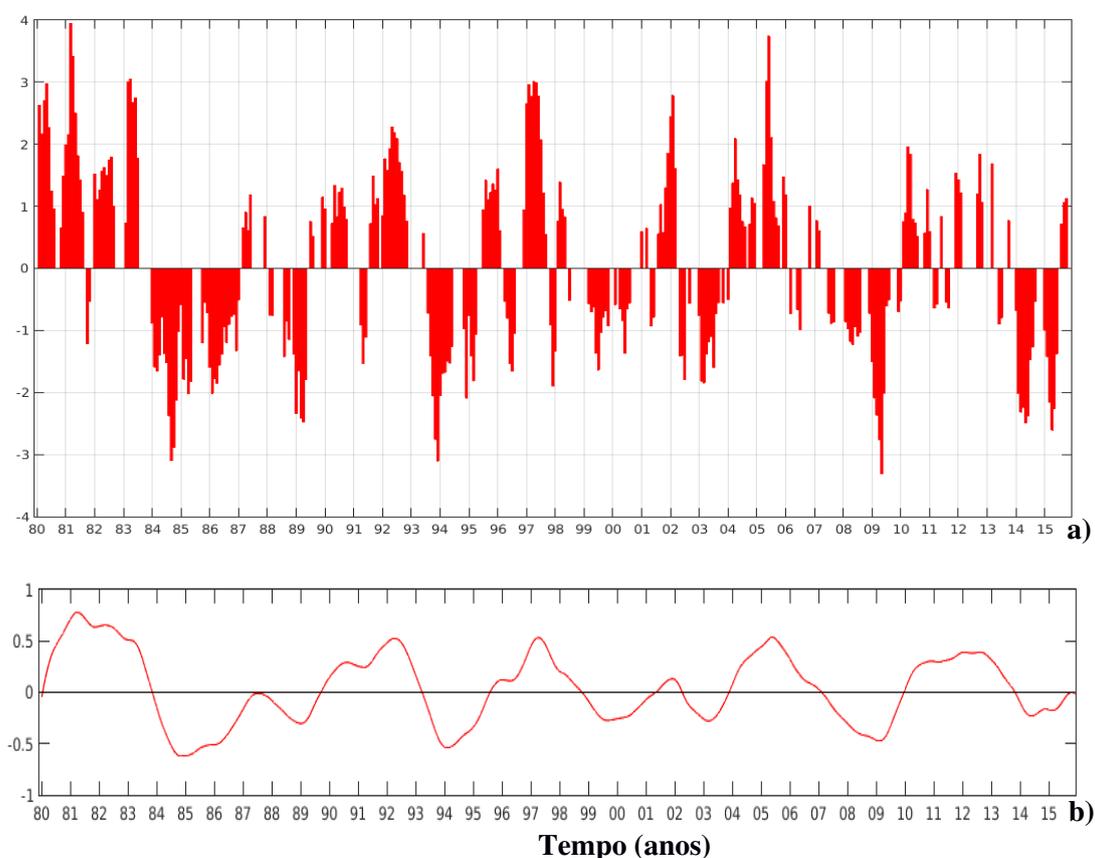
O déficit (aumento) de precipitação sobre o NEB durante a estação chuvosa (MAM) tem sido relacionado com a fase positiva (negativa) do ENOS. Sobre essas condições, a circulação de Walker é modificada, tal que seu ramo ascendente (subsidente) localiza-se sobre a região do Pacífico equatorial central e leste, onde a convecção (subsidência) é intensificada, e seu ramo descendente (ascendente) localiza-se sobre o Atlântico Tropical adjacente e sobre o NEB. O ramo descendente (ascendente) ocasiona anomalias negativas (positivas) de precipitação (HASTENRATH e HELLER, 1977; KOUSKY *et al.* 1984; KOUSKY e ROPELEWSKI, 1989; PEZZI E CAVALCANTI, 2001)

4.4. CLASSIFICAÇÃO DO DIPOLO DO ATLÂNTICO QUANTO À FASE

A figura 14a mostra a variação do sinal do IDA para o período de 36 anos (1980 a 2015). Na figura 14b mostra o sinal do IDA na frequência do evento ENOS (3 a 7 anos). Os resultados mostram que a TSM na região do ATN é predominantemente mais alta em relação a TSM do ATS, apresentando maior amplitude (Figura 14a).

Percebe-se que o IDA tem influência sobre o ION, uma vez que a série filtrada foi capaz de captar a presença de uma onda de k (número de onda) próximo a 7 (Figura 14b), o que condiz com o número de eventos ENOS esperados para o período analisado neste estudo (de 36 anos), isto é, levando em consideração a simples média (de 3 a 7 anos) de 1 evento a cada 5 anos ($36/5 = 7,2$ ondas).

Figura 14 – Série Temporal do IDA (anomalia de temperatura) calculado para o período de 1980 a 2015: **a)** Dipolo do Atlântico e **b)** Dados filtrados na escala do ENOS (3 a 7 anos). A linha centrada em 0 (zero) delimita a fase positiva e negativa do dipolo, onde valores positivos representam a fase positiva (TSM mais quente no ATN) e valores negativos a fase negativa (TSM mais quente no ATS).



Em termos de número de eventos, observa-se que ocorreram dezessete (17) eventos de DA positivo e dezoito (18) eventos de DA negativo, cujos anos são mostrados na Tabela 5. A fase positiva do IDA observada nos anos de 1982, 1983, 1987, 1992, 1997, 1998, 2002, 2004, 2010 e 2012 (2001, 2007 e 2013) ocorreu concomitantemente a um evento de El Niño (La Niña). A fase negativa do IDA também ocorreu simultaneamente com anos de eventos de ENOS, isto é, em 1984, 1985, 1988, 1989, 1995, 1996, 1999, 2000, 2003, 2008 e 2011 (La Niña) e em 1986, 1991, 1994, 2006, 2006, 2009, 2014 e

2015 (El Niño) (comparar as Tabelas 3 e 5). A atuação simultânea de um evento de ENOS com o DA reforça a hipótese de que as ATSM no AEO são influenciadas por teleconexões Pacífico-Atlântico Equatorial. Para as outras atuações do DA que não ocorrem simultaneamente com eventos de ENOS, sugere-se que a ocorrência do DA é influenciada pela variabilidade local do AT.

Tabela 5 – Classificação dos anos nas fases positivas e negativas do Índice do Dipolo do Atlântico (IDA) para o período de 1980 a 2015. Os anos em vermelho (azul) representam os anos em que o DA ocorreu concomitantemente com anos de El Niño (La Niña).

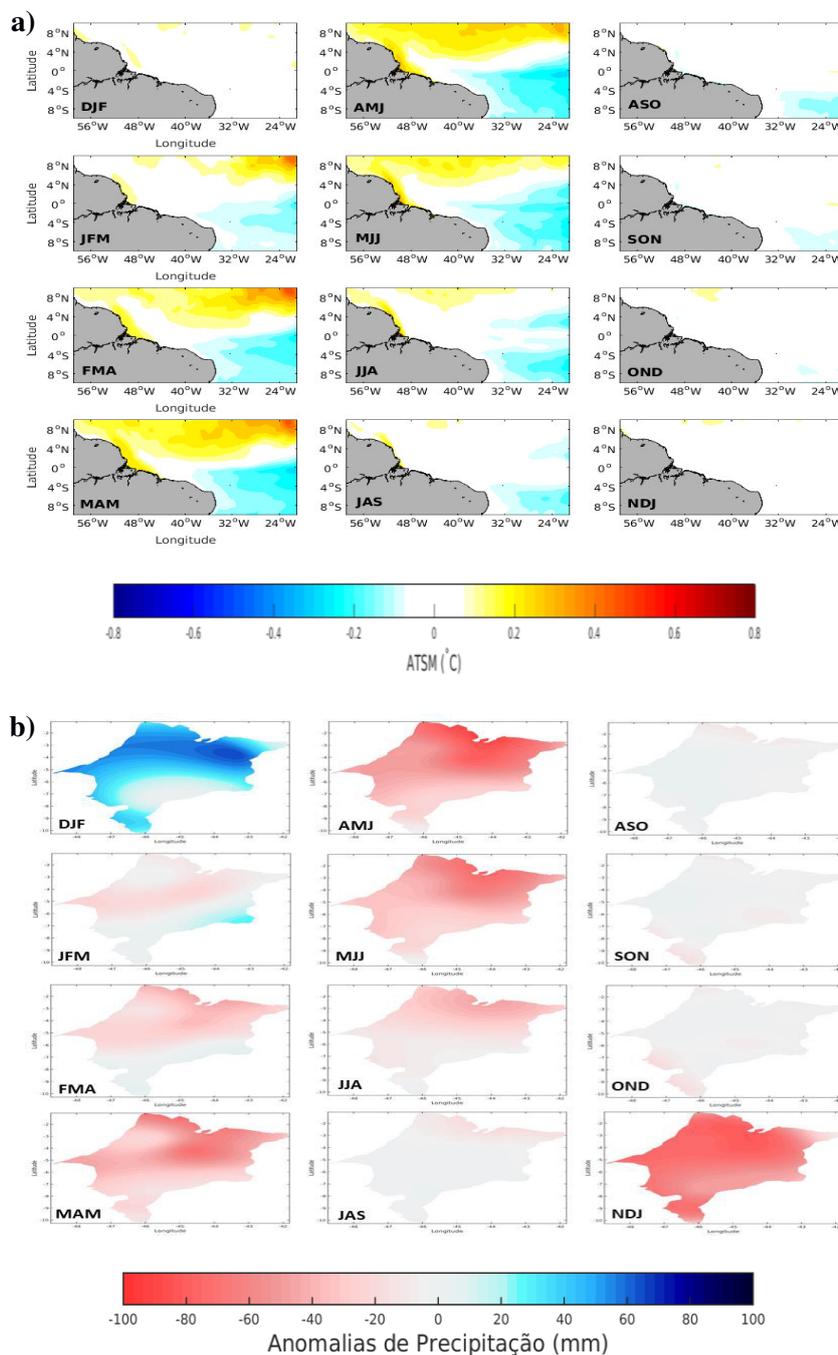
Anos com DA positivo	Anos com DA negativo
1980, 1981, 1982, 1983, 1987, 1990, 1992, 1997, 1998, 2001, 2002, 2004, 2005, 2007, 2010, 2012, 2013	1984, 1985, 1986, 1988, 1989, 1991, 1994, 1995, 1996, 1999, 2000, 2003, 2006, 2008, 2009, 2011, 2014, 2015

4.5. RELAÇÕES ENTRE O DIPOLO DO ATLÂNTICO E A PRECIPITAÇÃO NO MARANHÃO

Com o intuito de mostrar a influência do DA sobre a precipitação do estado do Maranhão, foram construídos compostos de precipitação para as diferentes fases do DA. Em geral, os resultados mostram a atuação do DA entre fevereiro a maio (FMAM) (Figura 15a e 16a), corroborando com os estudos de ANDREOLI (2002) e RODRIGUES *et al.* (2011) que mostraram a ocorrência do DA também entre fevereiro e maio (FMAM), com a máxima ocorrência em março e em março-abril-maio, respectivamente.

Em relação aos compostos de precipitação no Maranhão para anos de **DA positivo**, i.e., quando anomalias positivas (negativas) encontram-se no ATN (ATS), foi observado um déficit de precipitação durante o período chuvoso (MAM) (Figura 15b). Nos meses seguintes as anomalias negativas de precipitação enfraquecem e tornam-se intensas novamente em novembro. Os mínimos de precipitação no Maranhão (anomalias de -100 mm) para a fase positiva do DA ocorreram no trimestre de março-abril-maio e em novembro (Figura 15b) e concentram-se principalmente nas Regiões Norte e Central do Maranhão

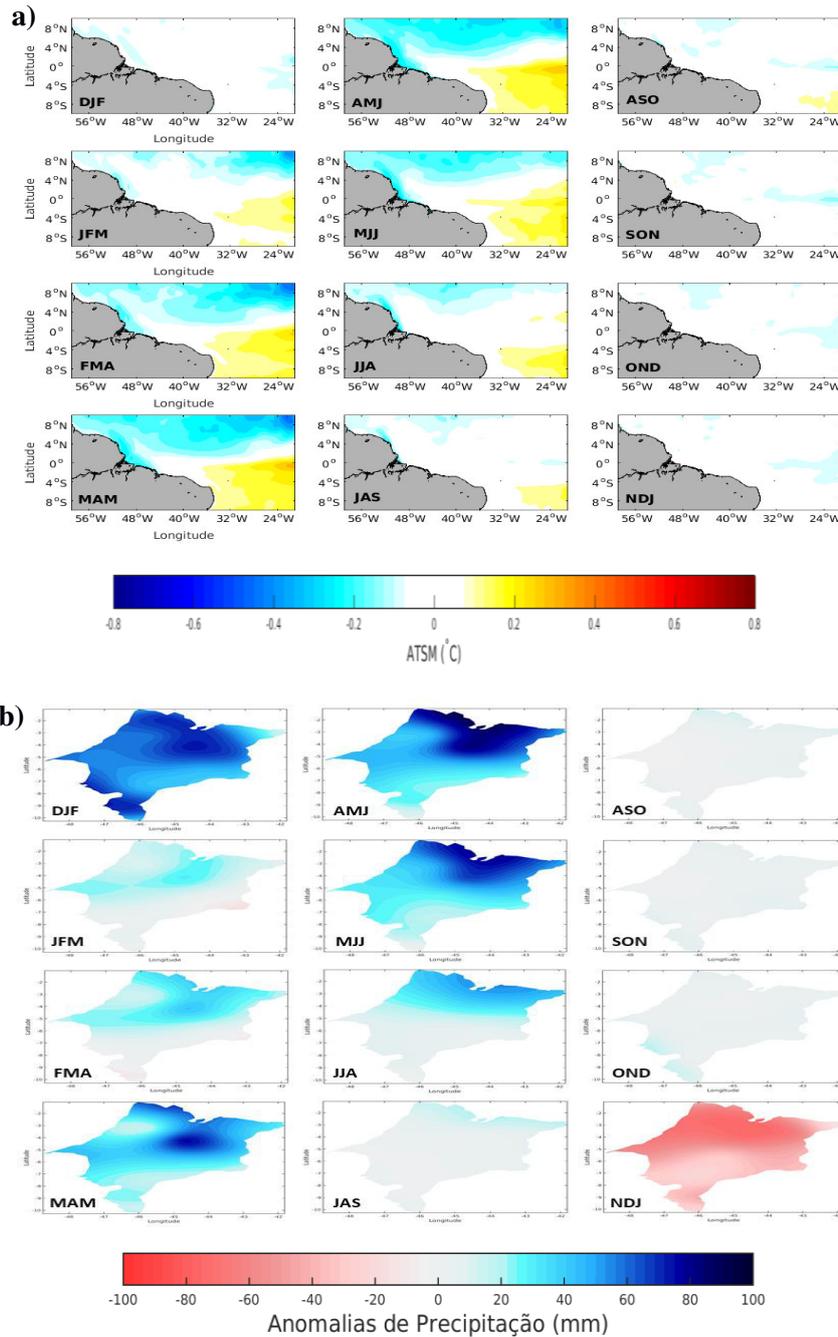
Figura 15 - Compostos de anomalias da TSM no Atlântico Equatorial Ocidental (lag = 0) para a fase positiva do DA (a), e seus respectivos compostos de anomalias de precipitação no Maranhão (b).



Para anos de **DA negativo**, i.e., quando anomalias positivas (negativas) de TSM encontram-se no ATS (ATN), foram constatadas anomalias positivas de precipitação com maior magnitude de chuva ocorrendo de março a abril (MAM) e em dezembro (Figura 16b). Nos meses seguintes, quando no AT já não há uma configuração de dipolo, ainda se observam as anomalias positivas de precipitação que persistem até julho, decaindo em

intensidade. Em novembro observam-se anomalias negativas de precipitação pluviométrica no estado. Os máximos de precipitação no Maranhão (anomalias de +100 mm) para a fase negativa do DA ocorreram no trimestre de março-abril-maio e em dezembro (Figura 16b).

Figura 16 - Compostos de anomalias da TSM no Atlântico Equatorial Ocidental (lag = 0) para a fase negativa do DA (a), e seus respectivos compostos de anomalias de precipitação no Maranhão (b).

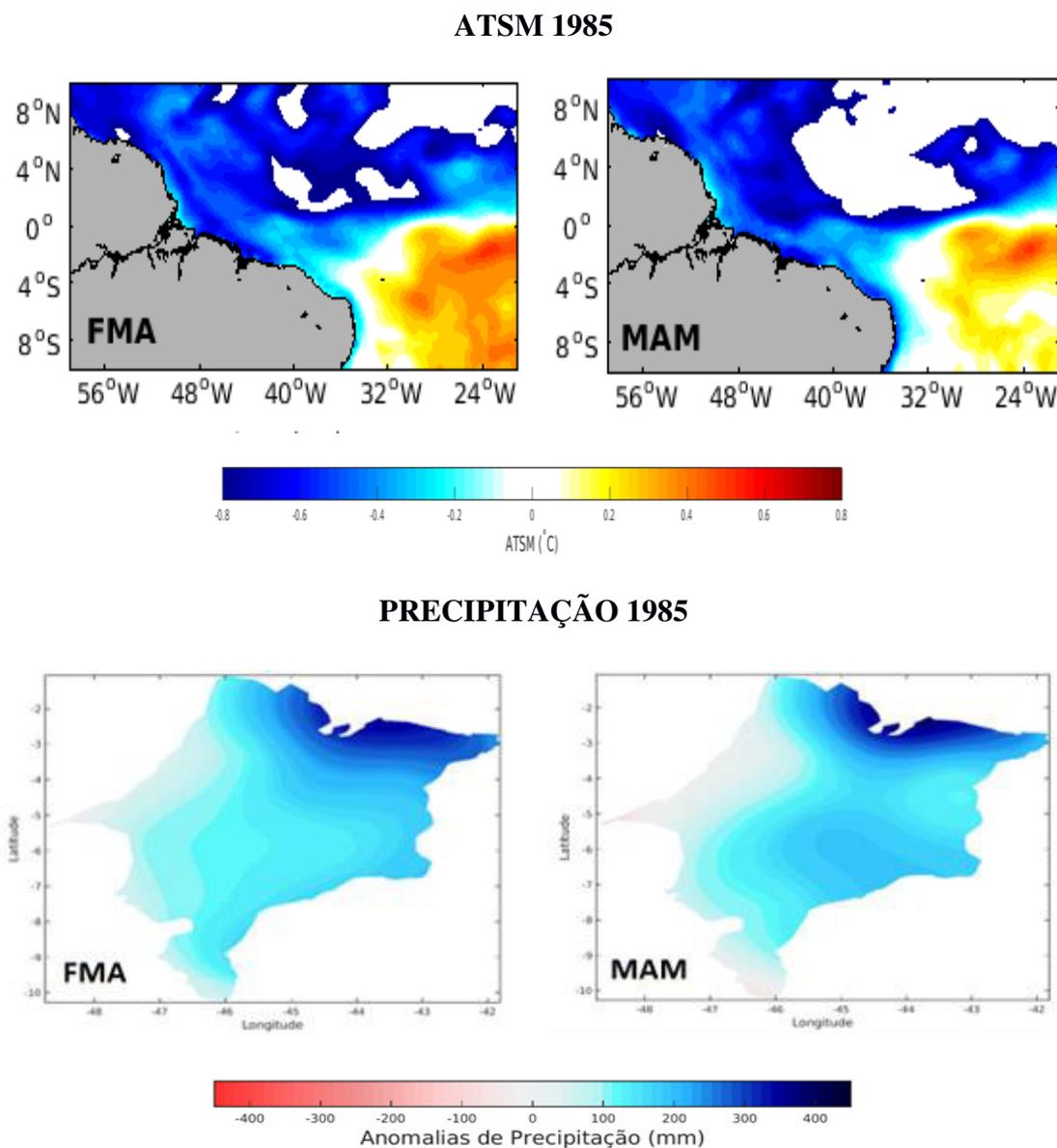


Em síntese, o estabelecimento da fase positiva (negativa) do DA sobre o Oceano AT configura a presença de anomalias negativas (positivas) de precipitação sobre o estado do Maranhão no trimestre de MAM e com maiores impactos sobre as regiões norte e central do estado. Esse resultado corrobora com os de SOUZA *et al.* (1998), RODRIGUES *et al.* (2011), ALVES *et al.* (2013), ANDREOLI *et al.* (2016), SALGUEIRO *et al.* (2016) e KAYANO *et al.* (2018), que mostraram que a presença de um DA positivo (negativo) está associada à precipitação abaixo do normal (acima do normal) sobre o NEB em MAM.

SOUZA *et al.* (2000) relatam abundância de chuvas sobre a Amazônia, a qual estende-se sobre o setor ocidental do estado do Maranhão, durante os meses de março e abril quando se tem a ocorrência simultânea da fase negativa do DA e da fase negativa do ENOS (no caso, La Niña). KAYANO *et al.* (2018) mostraram que as maiores anomalias positivas de precipitação sobre o NEB relacionadas à fase negativa do DA foram precedidas por uma La Niña. GIANNINI *et al.* (2004) reforçam que essa inter-relação é mais frequente para eventos de La Niña do que de El Niño. Consistente com o que foi encontrado por esses autores, a fase negativa do DA que se estabeleceu no ano de 1985 em FMAM (Figura 17) registrou um alto índice positivo de precipitação no Norte do estado do Maranhão (anomalias de +400 mm) e ocorreu simultaneamente a um ano que predominou evento de La Niña.

Os efeitos da fase positiva do ENOS (i.e., El Niño) sobre os episódios de seca no NEB são reforçados quando este ocorre simultaneamente com a fase positiva do DA, demonstrado na seca extrema no ano de 2012, ano que o NEB apresentou anomalias negativas de precipitação (BURITI e BARBOSA, 2018).

Figura 17 – Anomalias de TSM no Atlântico Equatorial Ocidental (mapa superior) e anomalias de precipitação (mapa inferior) no Maranhão durante o dipolo negativo em FMA e MAM do ano de 1985.



Por fim, entende-se que a relação entre o DA e a variabilidade do clima no NEB nas escalas sazonal e interanual se dá através da dinâmica de interação oceano-atmosfera no AT. A presença do DA no AT influencia sensivelmente na posição e intensidade da ZCIT que, por sua vez, influencia a precipitação no NEB. Na fase positiva (negativa) do DA, quando ATSM positivas configuram-se no ATN (ATS) e negativas no ATS (ATN), a ZCIT está posicionada mais ao norte (sul) da sua posição climatológica, com movimento ascendente (descendente) no ATN e descendente (ascendente) no ATS, conseqüentemente, inibindo (intensificando) a convecção no ATS e assim, o NEB

configura-se com anomalias negativas (positivas) de precipitação (HASTENRATH e HELLER, 1977; WEARE, 1977; COVEY e HASTENRATH, 1978; MOURA e SHUKLA, 1981; SERVAIN, 1991; NOBRE e SHUKLA, 1996; SOUZA *et al.* 2000).

4.6. MODOS PRINCIPAIS DE VARIABILIDADE DA TEMPERATURA DE SUPERFÍCIE DO MAR NO ATLÂNTICO EQUATORIAL OCIDENTAL

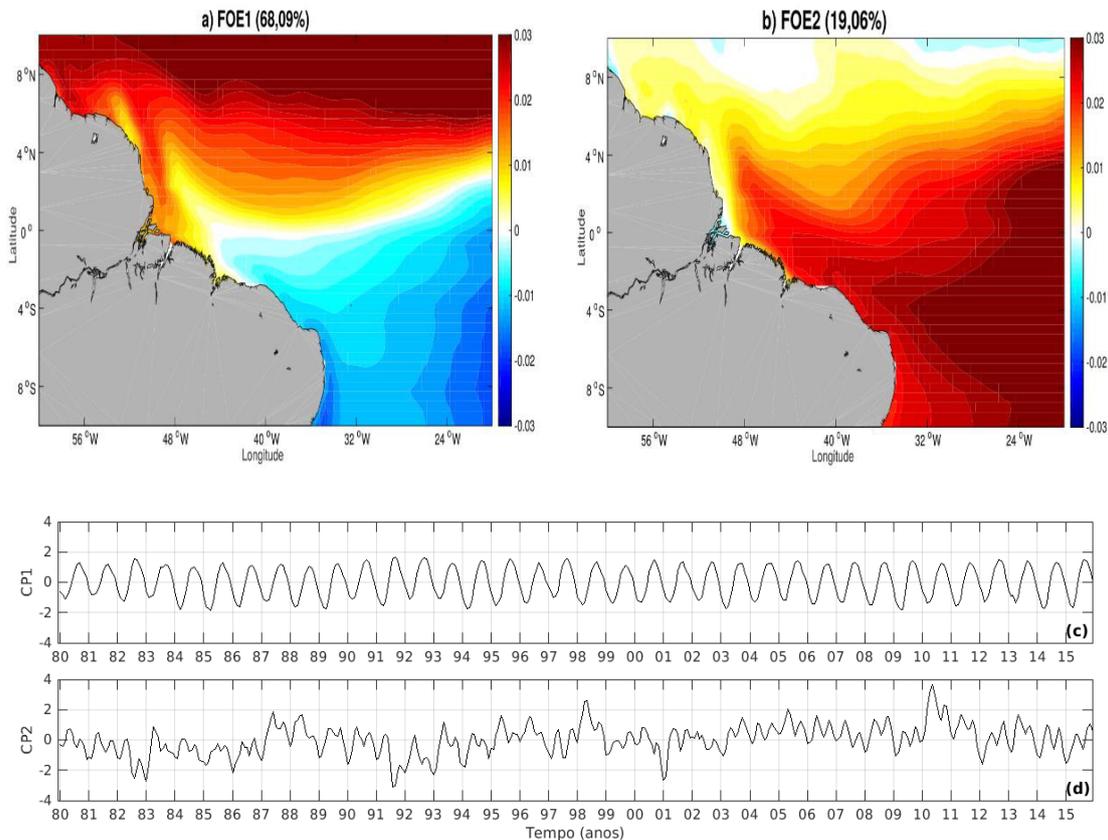
A análise de FOE foi aplicada sobre as médias mensais de TSM (dados brutos) oriundas da reanálise SODA permitindo identificar os modos principais de variabilidade espaciais e temporais do Oceano AEO para o período de 36 anos (1980 a 2015). O método de FOEs foi utilizado neste estudo a fim de separar o sinal espaço-temporal dessa variável oceânica superficial em uma soma de modos ortogonais (não dependentes), maximizando a variância explicada por cada modo. A análise dos padrões espaciais ou autovetores e dos coeficientes de expansão (Figura 18 e 19) foi feita de forma a identificar possíveis agentes físicos moduladores da variação espaço-temporal da TSM no Oceano AEO.

4.6.1. Modos Principais da Temperatura da Superfície do Mar

A análise de FOEs mostrou que os dois primeiros modos explicaram 87,15% da variância total (Figura 18a e 18b). A FOE₁ (autovalor de 68,09%) apresentou uma estrutura de dipolo meridional. Os polos estão separados por uma linha de inclinação quase sudoeste-nordeste próxima ao equador, região de convergência dos ventos alísios. A máxima variância é vista em uma faixa zonal no extremo norte do domínio de estudo (Figura 18a). A FOE₂ (autovalor de 19,06%), por sua vez, mostra um padrão espacial de mesmo sinal em quase todo o domínio, com a máxima variância da TSM na região leste no setor sul do AT (Figura 18b).

A componente principal (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 associada à migração meridional da TSM fora de fase entre o setor norte e sul do AT (Figura 18c). A CP₂ compõe uma síntese de pelo menos dois harmônicos, um de alta frequência (intrasazonal) indicando a influência local do AE, no caso, o Niño do Atlântico e outro com período de 8 a 12 anos (frequência decenal), onde é possível observar 3 ondas de maior período entre os anos de 1983 a 1991, de 1992 a 2000 e de 2001 a 2011 (Figura 18d). Maiores amplitudes positivas são observadas em 1998 e 2010, e maiores amplitudes negativas em 1982 e 1991 (Figura 18d).

Figura 18 - Autovetores e coeficientes de expansão dos dois primeiros modos principais de variabilidade da TSM no Atlântico Equatorial Ocidental aplicado aos dados brutos (médias mensais) para o período de 1980 a 2015: a) FOE₁; b) FOE₂; c) CP₁ e d) CP₂. Intervalo de contorno é de 0,002. Valores máximos e mínimos de 0,03 e -0,03, respectivamente.



De forma geral, as análises aplicadas aos dados brutos de TSM mostram que a região de maior variância na FOE₁ encontra-se no setor norte do AT e apresenta uma estrutura de dipolo meridional. O padrão de dipolo meridional observado é consistente com os trabalhos de ENFIELD *et al.* (1999), SERVAIN (1999) e de GOÉS *et al.* (2003).

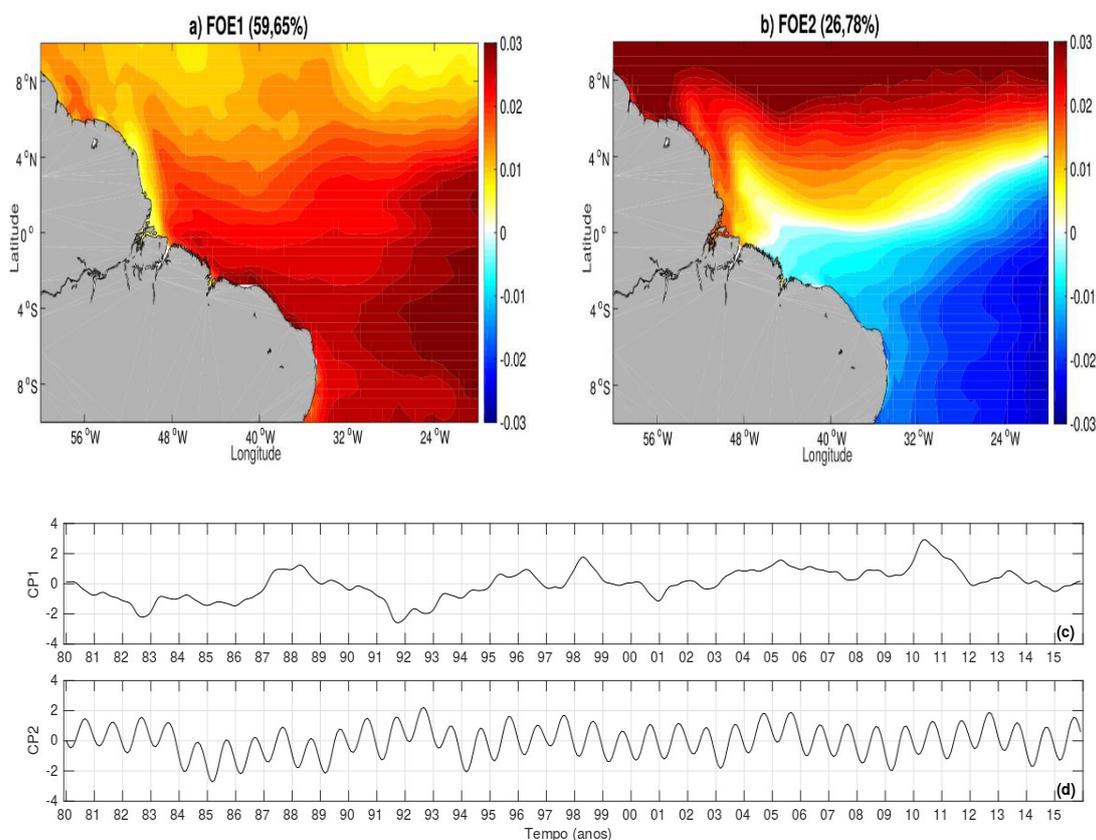
Esse resultado é consistente com o trabalho de ANDREOLI (2002) que encontrou no primeiro modo correlações negativas no ATS, e contrasta com os resultados encontrados por ENFIELD e MAYER (1997) e SASAKI (2014) que encontraram máxima variância no setor sul do AT. Em SASAKI (2014) houve a mesma magnitude (valores de 0,03) encontrada aqui para a FOE₁, embora em áreas distintas. Em relação a FOE₂ mostrou máxima variância no setor sul do AT com um padrão quase zonal, contrastando com ENFIELD e MAYER (1997) que encontraram máxima variância no setor norte do AT para o segundo modo.

Posteriormente, a análise de FOEs foi aplicada sobre os dados filtrados de TSM com um filtro de banda passa-baixa de janela anual (12 meses) (Figura 19) com o intuito

de examinar alguma variância na TSM ocultada pela sazonalidade. A maior parte da variância encontrada nos dados filtrados de TSM foi explicada também pelos dois primeiros modos principais, os quais totalizaram 86,43% da variância total (Figura 19a e 19b). A FOE₁ do dado filtrado (autovalor de 59,65%) mostrou um padrão espacial definido pela máxima variância de TSM na região leste no setor sul do AT e mantendo o mesmo sinal em todo o domínio (Figura 19a). A FOE₂ do dado filtrado (autovalor de 26,78%) mostra a estrutura de dipolo meridional, onde a máxima variância é estabelecida no extremo norte do domínio (Figura 19b).

A CP₁ do dado filtrado (Figura 19c) mostra uma variabilidade decenal entre os anos de 1982 a 1991 e outra multidecadal começando após 1991 e possivelmente indo além de 2015. A CP₂ do dado filtrado (Figura 19d) mostra mais uma vez uma síntese de pelo menos duas ondas atuantes, uma de variabilidade sazonal associada à migração meridional da TSM decorrentes da variação local entre verão e inverno, com uma oscilação bem próxima a uma onda sinusoidal, com uma crista e uma cava a cada ano, e outra de mais longo período, com variação a cada 4-5 anos que pode refletir a resposta a uma forçante local, no caso, o Niño do Atlântico.

Figura 19 - Autovetores e coeficientes de expansão dos dois primeiros modos principais de variabilidade da TSM no Atlântico Equatorial Ocidental com filtro anual para o período de 1980 a 2015: a) FOE1; b) FOE2; c) CP1 e d) CP2. Intervalo de contorno é de 0,002. Valores máximos e mínimos de 0,03 e -0,03, respectivamente.



Nas análises de FOEs aplicada aos dados filtrados ocorre uma inversão no padrão dos modos principais encontrados. Enquanto o primeiro modo mostra um padrão espacial com mesmo sinal em todo o domínio e máxima variância a leste no setor sul do AT, o segundo modo apresenta o padrão de dipolo meridional. Este resultado é consistente com o de ANDREOLI (2002), que encontrou no primeiro modo dos dados filtrados um padrão espacial de mesmo sinal em quase todo domínio e no segundo modo, um padrão de dipolo meridional bem definido e mais intenso do que para a série não filtrada, similar ao encontrado neste estudo.

SERVAIN *et al.* (1999) encontraram no primeiro modo principal processos dinâmicos relacionados com o modo zonal equatorial e com o dipolo meridional. ENFIELD e MAYER (1997) relatam que esse deslocamento meridional (norte-sul) está associado à sazonalidade da TSM no AT e a movimentação da ZCIT. GOÉS *et al.* (2003) identificaram o modo equatorial como o principal padrão de variabilidade e ainda observaram que este modo está associado com o resfriamento ou aquecimento

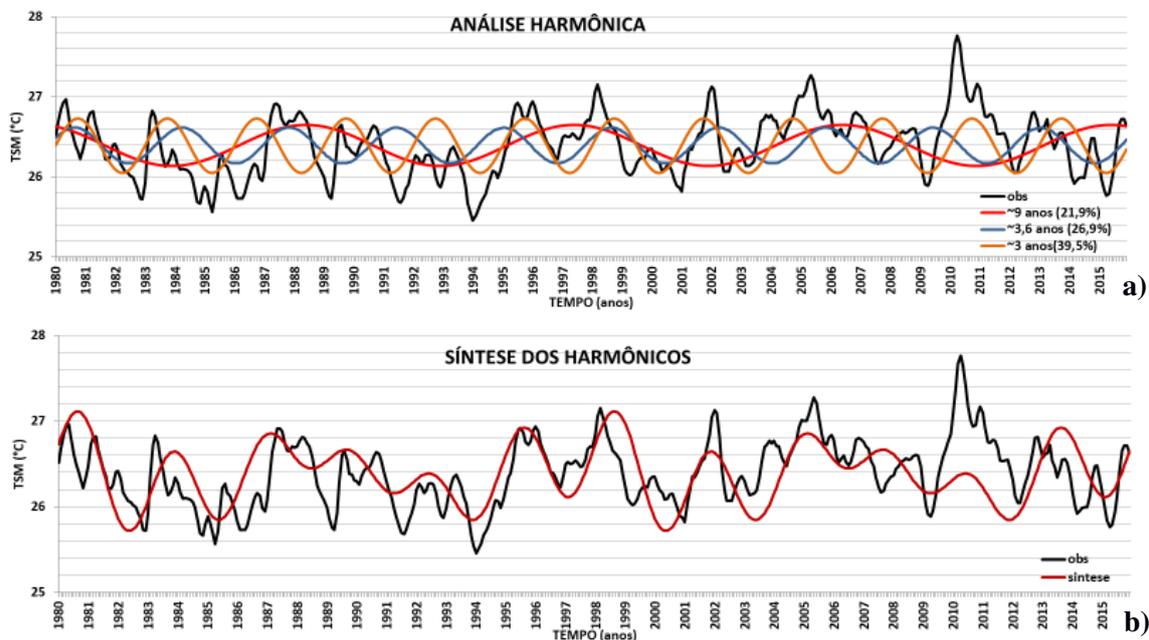
generalizado de toda a bacia. LIU *et al.* (2004) sugeriram que a maior parte da variabilidade da TSM no AT (i.e., > 50%) é explicada pela variância nas escalas de tempo interanual e decenal, relacionadas a teleconexões Pacífico-Atlântico (no caso, o ENOS) e a outra metade é gerada localmente por mecanismos de acoplamento oceano-atmosfera do AT.

4.6.2. Padrões Espectrais da Temperatura da Superfície do Mar

A análise Harmônica e a TO foram aplicadas às séries temporais dos dados brutos de TSM (i.e., médias mensais) extraídas das regiões do ATN e ATS para o período de 1980 a 2015, com o intuito de determinar as amplitudes e fases dos componentes oscilatórios atuantes na variabilidade climática e espectral da TSM no AT.

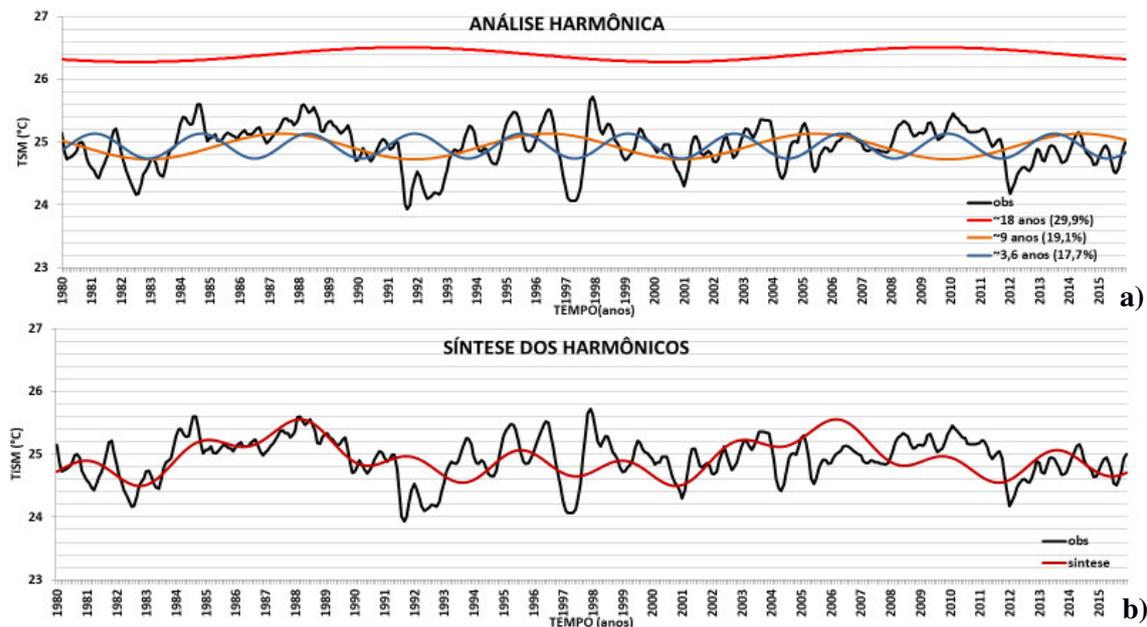
Os dados de TSM foram submetidos à análise harmônica por séries de Fourier de senos e cossenos a fim de representar funções infinitas e periódicas complexas dos processos físicos, cuja descrição é encontrada na seção 3.3.3.1. Os resultados da análise harmônica para a região do ATN mostraram a predominância na faixa de frequências de aproximadamente 3, 3,6 e 9 anos com contribuição à variância de 39,5%, 26,9% e 21,9%, respectivamente (Figura 20a). Assim, o modelo senoidal ou síntese dos harmônicos para o ATN explicou 88,3% de sua variância espectral total, restando 11,7% para a variação dos resíduos. O ajuste quase que perfeito da onda senoidal é observado para os anos de 1980, 1981, 1996, 1998, 2001, 2004-2005 e 2015 (Figura 20b).

Figura 20 - Análise harmônica na região do ATN para o período de 1980 a 2015: a) Série temporal bruta (médias mensais) de TSM (linha preta) e os três principais harmônicos (linhas coloridas) nas frequências de 3 anos (39,5%), 3,6 anos (26,9%) e 9 anos (21,9%) e b) Síntese dos três principais harmônicos (linha vermelha).



Os resultados para o ATS, por sua vez, mostraram uma predominância de oscilações nas frequências de aproximadamente 3,6, 9 e 18 anos com contribuição à variância de 17,7%, 19,1% e 29,9%, respectivamente (Figura 21a). Assim, o modelo senoidal ou síntese dos harmônicos para a região do ATS explicou 66,7% da variância espectral total, restando 33,3% para a variação dos resíduos. Um ajuste quase que perfeito da onda senoidal é observado especialmente entre os anos de 1986 a 1991 (Figura 21b). A periodicidade de 18 anos encontrada é devido ao tamanho da série de TSM, que é de 36 anos de dados. Aparentemente a onda de maior período (i.e., 18 anos) não apresentou um bom ajuste à série de dados (Figura 21a), o que é contestado quando incluída na síntese dos harmônicos (Figura 21b).

Figura 21 - Análise harmônica na região do ATS para o período de 1980 a 2015: a) Série temporal bruta (médias mensais) de TSM (linha preta) e os três principais harmônicos (linhas coloridas) nas frequências de 3,6 anos (17,7%), 9 anos (19,1%) e 18 anos (29,9%) e b) Síntese dos três principais harmônicos encontrados (linha vermelha).



MENEZES (1995) encontrou para as séries de ATSM do Oceano AT uma predominância das frequências de oscilações na faixa de 19, 10 e 6 anos com contribuição à variância de 16,84%, 28,15% e 10,21%, respectivamente. SOPPA *et al.* (2011) encontraram na faixa de 1,6 e 3,7 anos para as séries de ATSM no AT Sudoeste.

Para fins de direcionamento e comparação com as análises espectrais, são mostrados os resultados da aplicação das ondeletas na TSM dos Oceanos ATN e ATS durante o período de 1980 a 2015. Para uma melhor compreensão, a análise de TO será baseada na classificação proposta por CERQUEIRA (2010), conforme tabela 6.

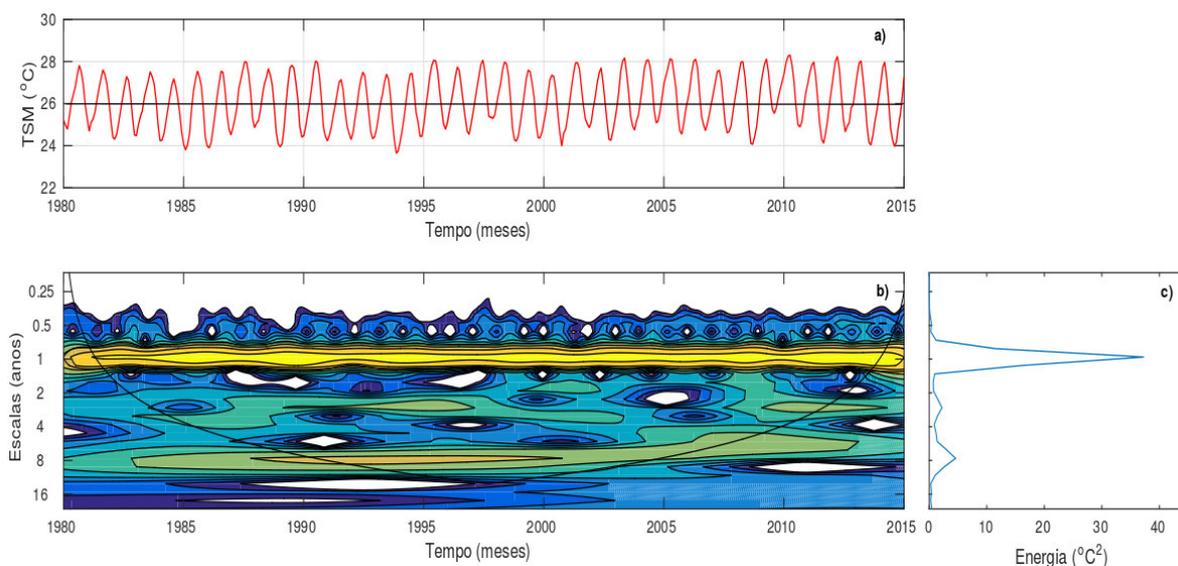
Tabela 6 - Classificação das escalas de tempo usadas nos escalogramas de energia de ondeletas. Fonte: CERQUEIRA (2010).

Escala	Nome	Valor (em meses)
<0,25	Intrasazonal	Entre 1 e 2 meses
0,25	Sazonal	3 meses
0,5	Semi-anual	6 meses

1	Anual	12 meses
2	Bianual	24 meses
4	4 anos	48 meses
> 8 anos	Decadal	Entre 96 meses e 192 meses

Nas Figuras 22a e 23a, são mostradas as séries temporais mensais de TSM para ambas as regiões do AT, as quais apresentaram uma amplitude da ordem de 22°C a 30°C para o ATN e de 20°C a 28°C para o ATS, respectivamente. A análise da TO aplicada à região do ATN (Figura 22b-c) mostrou um sinal de máxima energia do espectro de potência na escala anual, como também pode ser visto no espectro de energia global (Figura 22c), com as maiores amplitudes espectrais (em tom amarelado) concentradas nos anos de 1987, 1990, 1995, 1997-1998, 2001, 2003-2006, 2009-2010 e 2012 (Figura 22a). Um sinal secundário é encontrado na janela de 8 a 16 anos, com o pico energético ocorrendo entre 1990 a 2000 (22b), e também uma quantidade de energia é observada na escala de 2 a 4 anos (1992-1996), porém em uma menor proporção (Figura 22b).

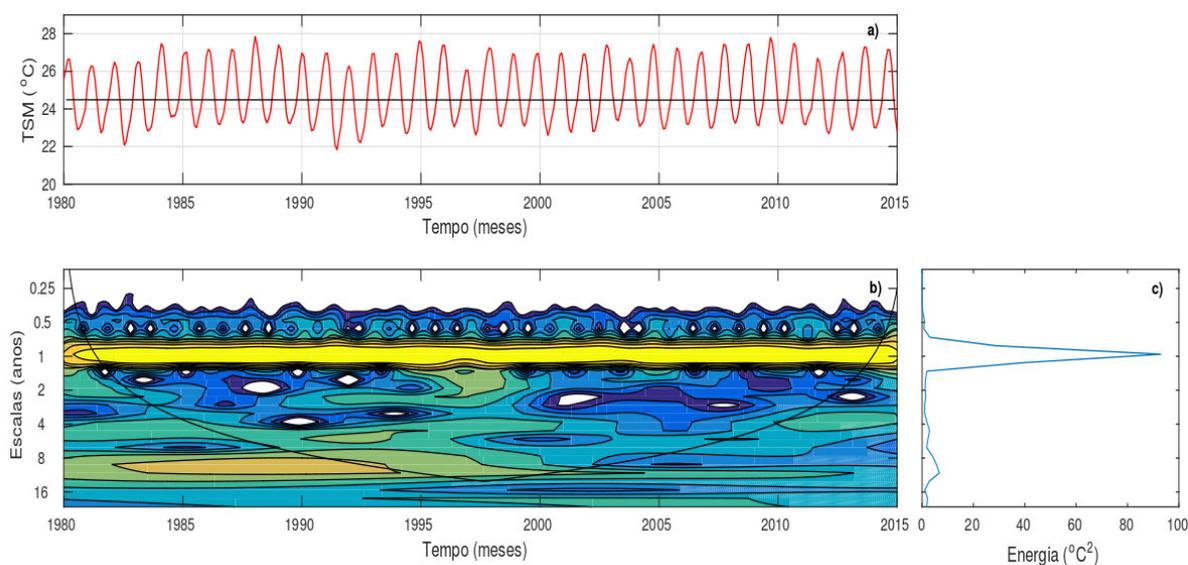
Figura 22 - Análise de ondeletas na região do ATN para o período de 1980 a 2015: a) Série temporal dos dados brutos de TSM (em °C); b) Espectro de potência de ondeletas e c) Espectro de energia global.



Em relação a análise de TO para a região do ATS, também é observado um sinal de máxima energia do espectro de potência na escala anual (Figura 23c), com as maiores

amplitudes espectrais nos anos de 1988, 1995 e 2009 (Figura 23a). Um sinal secundário é encontrado na escala de 8 a 16 anos, com o pico energético entre 1983 a 1992, ocorrendo fora do cone de influência, provavelmente devido ao tamanho da série ser curta para avaliar sinais nesta escala de variabilidade temporal (Figura 23b). A energia espectral associada às outras escalas mostrou-se fraca.

Figura 23 - Análise de ondeletas na região do ATS para o período de 1980 a 2015: a) Série temporal dos dados brutos de TSM (em °C); b) Espectro de potência de ondeletas e c) Espectro de energia global.



Em suma, os resultados obtidos neste estudo mostram que a região do ATS tem a maior variabilidade anual da TSM comparada à região do ATN, como evidenciado no espectro global de energia (Figura 22c). Também é constatado que a TSM do ATN é mais quente e permanece aquecida por mais tempo em comparação com a TSM do ATS (Figura 22a e 23a). O escalograma gerado nesse estudo é bastante semelhante ao obtido por CERQUEIRA (2010).

Corroborando com os resultados encontrados aqui, CERQUEIRA (2010) também encontrou o espectro de energia global mais pronunciada e constante na escala anual no ATN e ATS, encontrando também uma oscilação decenal no ATN.

O sinal anual encontrado neste estudo está relacionado às variações dos solstícios e equinócios (CERQUEIRA, 2010) e à variação sazonal da termoclina conforme encontrado por MERLE *et al.* (1980) para explicar o forte sinal anual no AE Leste que se propaga para oeste. O sinal decenal, por sua vez, deve-se à variação decenal do Dipolo do Atlântico (CARTON *et al.* 1996; ANDREOLI *et al.* 2004).

Corroborando com os resultados encontrados aqui para a região do ATN, MÉLICE e SERVAIN (2003) encontraram um sinal decenal de 9,6 anos para o ATN e 14 anos para o ATS e com ANDREOLI e KAYANO (2004) que encontraram um forte espectro de energia global na escala decenal, com o pico de 9,8 anos para o ATN e de 12,7 para o ATS, e também encontraram um pico secundário (não significativo) de 4,9 anos para o ATN e de 5,4 anos para o ATS. SILVA *et al.* (2019), encontraram um pico de energia para o ATN de 4-8 anos relacionado à influência do evento ENOS.

5. CONCLUSÕES

O presente trabalho visou o entendimento dos impactos causados pelas diferentes fases e intensidades dos eventos ENOS ocorridos nas quatro regiões do Niño no Pacífico Equatorial Central e Leste sobre a variabilidade sazonal e interanual da TSM no AEO e desta sobre o regime de precipitação no estado do Maranhão, considerando-se o período de 1980 a 2015.

Os resultados encontrados neste estudo mostraram que durante os 36 anos analisados ocorreu um número maior de eventos ENOS moderados do que fortes, e entre os eventos classificados tanto como fortes e moderados predominaram os de La Niña, sendo o Niño 3.4 a região com o maior número de eventos.

Com relação à atuação de teleconexões Pacífico Equatorial-Atlântico Equatorial, foi observado que em geral houve uma diminuição (um aumento) na TSM no AEO em anos de El Niño (La Niña), respectivamente, cuja relação foi confirmada pela correlação negativa obtidas entre a TSM do AEO e das regiões dos Niños, a qual mostrou-se mais intensa e significativa sobre o setor do ATS e região equatorial. As ATSM mais pronunciadas no AEO estiveram relacionadas a eventos fortes de El Niño (em JFM e ASO) e moderados de La Niña (em MJJAS).

As análises aplicadas neste estudo mostraram que a região do ATN (ATS) se correlaciona positivamente (negativamente) com todas as regiões do Niño, respectivamente, sendo as regiões do Niño 4 e Niño 3.4 as que apresentaram maior influência sobre a variabilidade sazonal (trimestral) do Oceano AT. A análise de correlação cruzada mostrou que as ATSM no Oceano PE influenciam significativamente as ATSM no Oceano AT com uma defasagem de 5 meses ($lag = +5$) e que a fraca correlação encontrada no $lag = 0$, principalmente no que se refere ao ATS, é consistente com outros estudos sobre o impacto do ENOS no AT.

No que se refere ao impacto das ATSMs no Oceano AEO, associadas a eventos de ENOS nas regiões do Niño 3 e 3.4, sobre a precipitação no Maranhão, os resultados aqui encontrados mostraram que as regiões norte e central do estado foram as mais influenciadas. As anomalias positivas (negativas) de precipitação nessas regiões, especialmente nos meses de JFMA e dezembro (FMAM e novembro), estiveram associadas às ATSM do AEO decorrentes de eventos de La Niña (El Niño), respectivamente.

Este estudo mostrou também que a fase positiva (negativa) do DA esteve mais predominante em anos de eventos de El Niño (La Niña), respectivamente. A configuração da fase positiva (negativa) do DA, ocorrendo especialmente entre fevereiro a maio (FMAM), ocasionou um déficit (aumento) na precipitação durante a estação chuvosa (MAM) no estado do Maranhão.

A análise da variabilidade espaço-temporal da TSM no AEO mostrou que a maior parte da variância deste campo oceânico em superfície é explicada por seus dois modos principais, cuja periodicidade e padrão espacial se configura no Modo Zonal Equatorial ou Niño do Atlântico e no DA.

Com base na análise harmônica da TSM no AT, o presente estudo mostrou que a onda de caráter senoidal encontrada para o ATN explicou uma maior quantidade da variância total inerente à variabilidade climática da TSM comparado à região do ATS, indicando uma menor dispersão dos dados no setor sul do AT. A análise de transformada em ondeletas também aplicada a série temporal de TSM mostrou um pico energético de período anual no espectro global de potência para ambos os setores do AT, o qual se manteve ativo durante todo o período analisado.

Com a realização deste trabalho pode-se concluir que o ENOS influencia significativamente a variabilidade da TSM do Oceano AEO e AT (ATN e ATS). Os modos de variabilidade climática global, como o Niño do Atlântico e o Dipolo do Atlântico, também exercem forte influência sobre a variabilidade local da TSM nessas regiões. O evento ENOS e o DA foram determinantes para a qualidade da estação chuvosa no Maranhão, e em alguns casos, a ocorrência simultânea desses dois modos reforçou o efeito sobre a precipitação no estado.

Por fim, o presente estudo é pioneiro em investigar a influência das diferentes fases e intensidades do ENOS ocorrido nas distintas regiões do Niño sobre a variabilidade da TSM do AEO, ATN e ATS, analisando a atuação de teleconexões Pacífico Equatorial-Atlântico Equatorial e Tropical, e de suas interações com a variabilidade climática local, sobre a precipitação no estado do Maranhão.

6. TRABALHOS FUTUROS

- i. Analisar a influência de outros modos de variabilidade climática como a Oscilação Decadal do Pacífico (ODP) e a Oscilação Multidecadal do Atlântico (OMA) na variabilidade da TSM dos Oceanos AEO, ATN e ATS.
- ii. Determinar os modos dominantes de variabilidade da precipitação no estado do Maranhão por meio da análise de Funções Ortogonais Empíricas.
- iii. Avaliar o comportamento da TSM do AEO em resposta as diferentes fases e intensidades do ENOS, para cada região do Niño, com base em simulações numéricas realizadas com modelos climáticos acoplados (global e regional).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ACEITUNO, P. On the functioning of the Southern Oscillation in the South America Sector Part I: Surface Climate. **Monthly Weather Review**, v. 116, p. 505-524, 1988.

ALCÂNTARA, E. H. **Sensoriamento remoto da temperatura e dos fluxos de calor na superfície da água do reservatório de Itumbiara (GO)**. Tese de doutorado. São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2010.

ANDREOLI, R. V. **Variabilidade e previsibilidade da Temperatura da Superfície do Mar no Atlântico Tropical**. Tese de Doutorado. São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 224p, 2002.

ANDREOLI, R. V.; KAYANO, M. T.; GUEDES, R. L.; OYAMA, M. D.; ALVES, M. A. S. A influência da temperatura da superfície do mar dos oceanos Pacífico e Atlântico na variabilidade de precipitação em Fortaleza. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 19, n. 3, p. 337-344, 2004.

ANDREOLI, R. V.; KAYANO, M. T. Multi-scale variability of the sea surface temperature in the Tropical Atlantic. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 109, n. C5, 2004.

ANDREOLI, R.V.; OLIVEIRA, S.S.; KAYANO, M.T.; VIEGAS, J.; SOUZA, R.A.F.; CANDIDO, L.A. The influence of different El Niño types on the South American rainfall. **International Journal of Climatology**, v. 37, p. 1374- 1390, 2016.

ARAGÃO, J. O. R. O Que é El Niño? (Conferência). **In: Seminário Sobre a Influência do El Niño na Agricultura e nos Recursos Hídricos do Semi-Árido**. Campina Grande. 1998.

ASSIS, F. N.; ARRUDA, H. V. de; PEREIRA, A. R. Aplicações de estatística à Climatologia: Teoria e prática. **Pelotas: Ed. Universitária**, 161 f, 1996.

BITTENCOURT, L. P. **Resposta da circulação no oceano Atlântico Tropical oeste ao Modo Meridional do Atlântico**. Dissertação (Mestrado em Ciências Marinhas Tropicais) - Instituto de Ciências do Mar, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza-CE, 81 f, 2016.

BJÖRNSSON, H.; VENEGAS, S. A. A manual for EOF and SVD analyses of climatic data. **CCGCR Report**, v. 97, n. 1, p. 112-134, 1997.

BOLZAN, M. J. A. Transformada em ondeleta: Uma necessidade. **Revista Brasileira de Ensino de Física**, v. 28, n. 4, p. 563-567, 2006.

BOX, G. E.; JENKINS, G. M.; REINSEL, G. C.; LJUNG, G. M. Time series analysis: forecasting and control. **John Wiley & Sons**. 2008.

BRANDT, P.; FUNK, A.; HORMANN, V.; DENGLER, M.; GREATBATCH, R. J.; TOOLE, J. M. Interannual atmospheric variability forced by the deep equatorial Atlantic Ocean. **Nature**, v. 473, n. 7348, p. 497, 2011.

BURITI, C. O.; BARBOSA, H. A. Um Século de Secas: Por que as Políticas Hídricas não Transformaram o Semiárido Brasileiro. **Editora Chiado (Portugal)**, 434 p, 2018.

CANE, M.A. Tropical Pacific ENSO modes: ENSO as a mode of coupled system. In: Trenberth, K.E. **ed. Climate System Modelling**. Cambridge: University Press, p.583-614, 1992.

CARPENEDO, C. B. **Bloqueios atmosféricos associados à variabilidade extrema do gelo marinho antártico e impactos na América do Sul**. Tese (Doutorado em Meteorologia) – IAG/USP. São Paulo, 2017.

CARTON, J. A.; GIESE, B.S. A Reanalysis of Ocean Climate Using Simple Ocean Data Assimilation (SODA), **Mon. Weather Rev.**, 136, 2999-3017, 2008.

CARTON, J. A.; HUANG. B. Warm events in the tropical Atlantic. **J. Phys. Oceanogr.**, 24, 888–903, 1994.

CARTON, J.A.; CAO, X.; GIESE, B.S.; SILVA, A.M. Decadal and interannual SST variability in the Tropical Atlantic Ocean. **J Phys Oceanogr**, v.26, p.1165-1175, 1996.

CERQUEIRA, H. D. V. **Modulação da temperatura da superfície do mar do Pacífico e Atlântico Tropical na precipitação no estado da Paraíba**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal de Campina Grande. Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, Campina Grande – Paraíba. 112 f, 2010.

CHANG, C. P.; ZHANG, Y; LI, T. Interannual and interdecadal variations of the East Asian summer monsoon and tropical Pacific SSTs. Part I: Roles of the subtropical ridge. **Journal of Climate**, v. 13, n. 24, p. 4310-4325, 2000.

CHANG, P.; FANG, Y.; SARAVANAN, R.; JI, L.; SEIDEL, H. The cause of the fragile relationship between the Pacific El Niño and the Atlantic Niño. **Nature**, v. 443, n. 7109, p. 324, 2006.

CHANG, P.; FANG, Y.; SARAVANAN, R.; JI, L.; SEIDEL, H. The cause of the fragile relationship between the Pacific El Niño and the Atlantic Niño. **Nature**, vol 443, 2006.

CHATFIELD, C. The analysis of time series: an introduction. **Chapman and Hall/CRC**, 286 p, 1984.

CHIANG, J. C. H; FRIEDMAN, A. R. Extratropical cooling, interhemispheric thermal gradients, and tropical climate change. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 40, p. 383-412, 2012.

COVEY, D. L.; HASTENRATH, S. The Pacific El Nino phenomenon and the Atlantic circulation. **Mon. Wea. Rev.**, 106, 1280–1287, 1978.

CURTIS, S.; HASTENRATH. S. Forcing of anomalous sea surface temperature evolution in the tropical Atlantic during Pacific warm events. **J. Geophys. Res.**, 100, 15 835–15 847, 1995.

ENFIELD, D. B.; MAYER, D. A. Tropical Atlantic sea surface temperature variability and its relation to El Niño– Southern Oscillation. **J. Geophys. Res.**, 102, 929–945, 1997.

ENFIELD, D. B.; MESTAS-NUÑEZ, A. M.; MAYER, D. A.; CID-SERRANO, L. How ubiquitous is the dipole relationship in tropical Atlantic sea surface temperatures?. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 104, n. C4, p. 7841-7848, 1999.

FONTANA, D. C.; BERLATO, M. A. Influência do El Niño Oscilação Sul sobre a Precipitação do Estado do Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v.5, n.1, p.127-132, 1997.

FU, G.B.; YU, X.; YU, X.; OUYANG, R.; ZHANG, Y.; WANG, P.; LIU, W.; MIN, L. Temporal variation of extreme rainfall events in China, 1961–2009. **Journal of Hydrology**, 487, 48–59, 2013.

GIANNINI, A.; CHIANG, J. C.; CANE, M. A.; KUSHNIR, Y.; SEAGER, R. The ENSO teleconnection to the Tropical Atlantic Ocean: Contributions of the remote and local SSTs to rainfall variability in the Tropical Americas. **Journal of Climate**, v. 14, n. 24, p. 4530-4544, 2001.

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.

GIANNINI, A.; Y. KUSHNIR.; CANE, M. A. Interannual variability of Caribbean rainfall, ENSO, and the Atlantic Ocean. **J. Climate**, 13, 297–311, 2000.

GÓES, M.; CAMPOS, C. N.; TASCHETTO, A. S.; WAINER, I. Relação entre o modo equatorial e a tendência de aquecimento da Bacia Atlântica Tropical. **Atlântica**, v. 25, p. 21-25, 2003.

GONZALEZ, R. A.; ANDREOLI, R. V.; CANDIDO, L. A.; KAYANO, M. T; SOUZA, R. A. F. 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, p. 469-480, 2013.

GRIMM, A. M. Interannual climate variability in South America: impacts on seasonal precipitation, extreme events, and possible effects of climate change. **Stochastic Environmental Research and Risk Assessment**, v. 25, n. 4, p. 537-554, 2011.

GRIMM, A. M.; AMBRIZZI, T. Teleconnections into South America from the Tropics and Extratropics on Interannual and Intraseasonal Timescales. In: Françoise Vimeux; Florence Sylvestre; MyriamKhodri. (Org.). Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions. **Netherlands: Springer Netherlands**, v. 14, p. 159-191, 2009.

GRIMM, A. M.; TEDESCHI, R. G. ENSO and extreme rainfall events in South America. **Journal of Climate**, v. 22, n. 7, p. 1589-1609, 2009.

HASTENRATH, S.; CASTRO, L. C.; ACEITUNO, P. The Southern Oscillation in the tropical Atlantic sector. **Contrib. Atmos. Phys.**, 60, 447-463, 1987.

HASTENRATH, S.; HELLER, L. Dynamics of climatic hazards in Northeast Brazil. **Quartely Journal Royal Meteorological Society.**, 103(435), 77-92, January, 1977.

HIRST, A. C.; HASTENRATH, S. Atmosphere–ocean mechanisms of climate anomalies in the Angola–tropical Atlantic sector. **J. Phys. Oceanogr.**, 13, 1146–1157, 1983.

HUANG, B.; SCHOPF, P. S.; SHUKLA, J. Intrinsic ocean–atmosphere variability of the tropical Atlantic Ocean. **J. Climate**, 17, 2058–2077, 2004.

KAISER, H. F. The varimax criterion for analytic rotation in factor analysis. **Psychometrika**, v. 23, n. 3, p. 187-200, 1958.

KANE, R. P. Prediction of droughts in Northeast Brazil: Role of ENSO and use of periodicities. **International Journal of Climatology**, v.17, p.655-665, 1997.

KANE, R.P. El Niño and La Niña events and rainfall in NE and South Brazil. **Rev. Bras. Geofísica**, v.10, p.49-59, 1992.

KAYANO, M. T.; ANDREOLI, R. V.; GARCIA, S. R.; DE SOUZA, R. A. F. How the two nodes of the tropical Atlantic sea surface temperature dipole relate the climate of the surrounding regions during austral autumn. **International Journal of Climatology**, v. 38, n. 10, p. 3927-3941, 2018.

KAYANO, M. T.; CAPISTRANO, V. B.; ANDREOLI, R. V.; DE SOUZA, R. A. A further analysis of the tropical Atlantic SST modes and their relations to north-eastern Brazil rainfall during different phases of Atlantic Multidecadal Oscillation. **International Journal of Climatology**, v. 36, n. 12, p. 4006-4018, 2016.

KAYANO, M. T.; RAO, V. B.; MOURA, A. D. Tropical circulations and the associated rainfall anomalies during two contrasting years. **Journal of Climatology**, v. 8, n. 5, p. 477-488, 1988.

KEENLYSIDE, N. S.; LATIF, M. Understanding equatorial Atlantic interannual variability. **Journal of climate**, v. 20, n. 1, p. 131-142, 2007.

KIDSON, J. W. Tropical eigenvector analysis and the Southern Oscillation. **Mon. Wea. Rev.**, 103, 187–196, 1975.

KLEIN, S. A.; SODEN, B. J.; LAU, N. C. Remote sea surface variations during ENSO: Evidence for a tropical atmospheric bridge. **J. Climate**, 12, 917–932, 1999.

KOUSKY, V. E.; KAYANO, M. T.; CAVALCANTI, I. F.A. A review of the Southern Oscillation: oceanic-atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies. **Tellus**, v. 36A, p.490-504, 1984.

KOUSKY, V. E.; ROPELEWSKI, C. F. Extremes in the Southern oscillation and their relationship to precipitation anomalies with emphasis on the south American region, **Rev. Bras. Meteorol.**, v.4, n.2, p.351-363, 1989.

LATIF, M.; BARNETT, T. P. Interactions of the tropical oceans. **J. Climate**, 8, 952–964, 1995.

LATIF, M.; GRÖTZNER, A. The equatorial Atlantic oscillation and its response to ENSO. **Climate Dyn.**, 16, 213–218, 2000.

LIU, Z.; ZHANG, Q.; WU, L. Remote impact on tropical Atlantic climate variability: Statistical assessment and dynamic assessment. **Journal of Climate**, v. 17, n. 7, p. 1529–1549, 2004.

LÜBBECKE, J. F.; MCPHADEN, M. J. A comparative stability analysis of Atlantic and Pacific Niño modes, **J. Climate**, 26, 5965–5980, 2013.

LÜBBECKE, J. F.; RODRÍGUEZ-FONSECA, B.; RICHTER, I.; MARTÍN-REY, M.; LOSADA, T.; POLO, I.; KEENLYSIDE, N. S. Equatorial Atlantic variability—Modes, mechanisms, and global teleconnections. **Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change**, v. 9, n. 4, p. e527, 2018.

MARENGO, J. A.; TOMASELLA, J.; ALVES, L. M.; SOARES, W. R.; RODRIGUEZ, D. A. The drought of 2010 in the context of historical droughts in the Amazon region. **Geophysical Research Letters** 38, L12703. DOI:10.1029/2011GL047436. 2011.

MELICE, J. L.; SERVAIN, J. The tropical Atlantic meridional SST gradient index and its relationships with the SOI, NAO and Southern Ocean. **Climate Dynamics**, v. 20, n. 5, p. 447–464, 2003.

MENEZES, R. H. N. **Relação entre a precipitação no Nordeste do Brasil e as anomalias de temperatura da superfície do mar dos oceanos atlântico e pacífico tropicais.** (Dissertação de Mestrado em Meteorologia), Universidade Federal da Paraíba - Campina Grande – Paraíba – Brasil, 120 f, 1995.

MERLE, J.; FIEUX, M.; HISARD, P. Annual signal and interannual anomalies of sea surface temperature in the eastern equatorial Atlantic Ocean. **Deep-Sea Res.**, 26, 77–101. 1980.

MO, K. C.; HIGGINS, R. W. The Pacific–South American modes and tropical convection during the Southern Hemisphere winter. **Monthly Weather Review**, v. 126, n. 6, p. 1581–1596, 1998.

MO, K. C.; NOGUÉS-PAEGLE, J. The Pacific–South American modes and their downstream effects. **International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 21, n. 10, p. 1211–1229, 2001.

MORETTIN, P. A. Ondas e ondeletas: da análise de Fourier à análise de ondeletas. São Paulo: **editora da Universidade de São Paulo**. 1999.

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**, 38, 2653–2675. 1981.

NASCIMENTO, F. C. A.; BRAGA, C. C.; ARAUJO, F. R. C. D. Análise Estatística dos Eventos Secos e Chuvosos de Precipitação do Estado do Maranhão. **Rev. bras. meteorol.**, São Paulo, v. 32, n. 3, p. 375–386, 2017.

NNAMCHI, H. C.; Li, J.; KUCHARSKI, F.; KANG, I. S.; KEENLYSIDE, N. S.; CHANG, P.; FARNETI, R. An equatorial–extratropical dipole structure of the Atlantic Niño. **Journal of Climate**, v. 29, n. 20, p. 7295-7311, 2016.

NOBRE, P.; SHUKLA, J. Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the Tropical Atlantic and South America. **Journal of Climate**, v. 9, n.10, p. 2464–2479, 1996.

NÓBREGA, R. S.; SANTIAGO, G. A. C. F. Tendência de temperatura na superfície do mar nos oceanos Atlântico e Pacífico e a variabilidade de precipitação em Pernambuco. **Mercator (Fortaleza. Online)**, v. 13, p. 107-118, 2014.

NOGUÉS-PAEGLE, J. et al. Progress in Pan American CLIVAR research: understanding the South American monsoon. **Meteorologica**, v. 27, n. 12, p. 1-30, 2002.

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. El Niño and La Niña. **J. Atmos. Sci.**, 42, 2652 – 2662, 1985.

PHILANDER, S. G. H. Unusual conditions in the tropical Atlantic Ocean in 1984. **Nature**, 322, 236–238, 1986.

PRESS, W. H.; TEUKOLSKY, S. A.; VETTERLING, W.; FLANNERY, B. P. Numerical recipes in C. **Press Syndicate of the University of Cambridge, New York**, v. 24, p. 78, 1992

RODRIGUES, L. O.; SOUZA, W.M.; COSTA, V. S. O.; PEREIRA, M. L. T. Influência dos eventos de El Niño e La Niña no regime de precipitação do Agreste de Pernambuco. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 10, p. 1995-2009, 2017.

RODRIGUES, R. R.; HAARSMA, R. J.; CAMPOS, E. J. D.; AMBRIZZI, T. The Impacts of Inter El Niño Variability on the Tropical Atlantic and Northeast Brazil Climate. **Journal of Climate**, v. 24, p. 3402-3422, 2011.

SALGUEIRO, J. H. P. D. B.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; PINTO, E. J. D. A.; SILVA, B. B. D.; SOUZA, W. M. D.; OLIVEIRA, L. M. M. D. Influence of oceanic-atmospheric interactions on extreme events of daily rainfall in the Sub-basin 39 located in Northeastern Brazil. **RBRH**, v. 21, n. 4, p. 685-693, 2016.

SARAVANAN, R.; CHANG, P. Interaction between tropical Atlantic variability and El Niño–Southern Oscillation. **J. Climate**, 13, 2177–2194, 2000.

SASAKI, D. K. **Mudanças dos Modos de Variabilidade do Atlântico Tropical no Século XX**. Dissertação (Mestrado em Oceanografia Física) - Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2014.

SERVAIN, J. Simple climatic indices for the Tropical Atlantic Ocean and some applications. **Journal of Geophysical Research**, v. 96, p. 15.137-15.146, 1991.

SERVAIN, J.; PICAUT, J.; MERLE, J. Evidence of remote forcing in the equatorial Atlantic Ocean. **J. Phys. Oceanogr.**, 12, 457–463, 1982.

SERVAIN, J., WAINER, I., MCCREARY Jr, J. P., Dessier, A. 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.

SILVA, C. B.; SILVA, M. E. S.; KRUSCHE, N.; AMBRIZZI, T.; FERREIRA, N. J; DA SILVA DIAS, P. L. The analysis of global surface temperature wavelets from 1884 to 2014. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 136, n. 3-4, p. 1435-1451, 2019.

SILVA, L. F. **Precipitação do norte e nordeste brasileiro e padrões de temperatura da superfície e pressão ao nível do mar: relações com as fases do El Niño/Oscilação Sul e Oscilação Decadal do Pacífico**. Dissertação (mestrado) – São José dos Campos: INPE, 95p, 2006.

SMITH, R.; GENT, P. Reference manual for the parallel ocean program (pop), ocean component of the community climate system model (ccsm2.0 and 3.0). **Los Alamos National Laboratory Technical Report**, v. 3, p. 02–2484, 2002.

SOARES, H. C. **Variabilidade climática interanual local e remota do Atlântico Sul sobre os grandes ecossistemas marinhos brasileiros**. Tese de Doutorado, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São Paulo, 122 f, 2014.

SONG, X.; SONG, S.; SUN, W.; MU, X.; WANG, S.; LI, J.; LI, Y. Recent changes in extreme precipitation and drought over the Songhua River Basin, China, during 1960–2013. **Elsevier Atmospheric Research**, v. 157, p. 137–152, 2015.

SOPPA, M. A; SOUZA, R. B de; PEZZI, L. P. Variabilidade das anomalias de temperatura da superfície do mar no oceano Atlântico Sudoeste e sua relação com o fenômeno El Niño-Oscilação Sul. **Rev. bras. meteorol.**, São Paulo, v. 26, n. 3, p. 375-391, 2011.

SOUZA, E. B.; KAYANO, M. T.; TOTA, J.; PEZZI, L.; FISCH, G.; NOBRE, C. On the influences of the El Niño, La Niña and Atlantic Dipole Paterni on the Amazonian Rainfall during 1960-1998. **Acta Amazonica**, v. 30, n. 2, p. 305-318, 2000.

SOUZA, E. B.; ALVES, J. M. B.; NOBRE, P. Anomalias de precipitação nos setores norte e leste do Nordeste Brasileiro em associação aos eventos do Padrão de Dipolo sobre o Atlântico tropical. **Revista Brasileira de Meteorologia (Impresso)**, Brasil, v. 13, n.2, p. 45-56, 1998.

TEDESCHI, R. G.; GRIMM, A. M.; CAVALCANTI, I. F. A. Influence of Central and East ENSO on extreme events of precipitation in South America during austral spring and summer. **International Journal of Climatology**, v. 35, n. 8, p. 2045-2064, 2015.

TEDESCHI, R. G.; GRIMM, A. M.; CAVALCANTI, I. F. A. Influence of Central and East ENSO on precipitation and its extreme events in South America during austral autumn and winter. **International Journal of Climatology**, v. 36, n. 15, p. 4797-4814, 2016.

TIMMERMANN, A. et al. El Niño–Southern Oscillation complexity. **Nature**, v. 559, n. 7715, p. 535, 2018.

TOMAZIELLO, A. C. N. **Variabilidade da Zona de Convergência Intertropical do Atlântico durante as estações seca e chuvosa da América do Sul tropical**. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 192 f, 2014.

TORRENCE, C; COMPO, G. P. A practical guide to wavelet analysis. **Bulletin of the American Meteorological society**, v. 79, n. 1, p. 61-78, 1998.

UVO, C. B.; REPELLI, C. A.; ZEBIAK, S. E.; KUSHNIR, Y. The relationships between Tropical Pacific and Atlantic SST and northeast Brazil monthly precipitation. **Journal of Climate**, v. 11, p. 551-562, 1998.

VITORINO, M. I; DIAS, P. L. DA SILVA.; FERREIRA, N. J. Observational study of the seasonality of the submonthly and intraseasonal signal over the tropics. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 93, n. 1-2, p. 17-35, 2006.

WAGNER, R. G.; A. M. DA SILVA. Surface conditions associated with anomalous rainfall in the Guinea coastal region. **Int. J. Climatol.**, 14, 179–199, 1994.

WANG, C. Atmospheric circulation cells associated with the El Niño–Southern Oscillation. **Journal of Climate**, v. 15, n. 4, p. 399-419, 2002.

WEARE, B. C. Empirical orthogonal analysis of Atlantic Ocean surface temperatures. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 103, n. 437, p. 467-478, 1977.

WOODRUFF, S. D.; SLUTZ, R. J.; JENNE, R. L.; STEURER, P. M. A comprehensive ocean-atmosphere data set, **Bull. Am. Meteorol. Soc**, 68, 1239-1250, 1987.

ZEBIAK, S. E. Air–sea interaction in the equatorial Atlantic region. **Journal of Climate**, v. 6, n. 8, p. 1567-1586, 1993.

ZHOU, J; LAU, K. M. Principal modes of interannual and decadal variability of summer rainfall over South America. **International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 21, n. 13, p. 1623-1644, 2001.