UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM

METEOROLOGIA

TESE DE DOUTORADO

Mércio Bruno Dantas Aranha

Análise da Influência da Salinidade da Superfície do Mar na Precipitação das Regiões Nordeste e Amazônia Oriental do Brasil

Campina Grande, março de 2025

UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

MÉRCIO BRUNO DANTAS ARANHA

ANÁLISE DA INFLUÊNCIA DA SALINIDADE DA SUPERFÍCIE DO MAR NA PRECIPITAÇÃO DAS REGIÕES NORDESTE E AMAZÔNIA ORIENTAL DO BRASIL

Campina Grande, março de 2025

MÉRCIO BRUNO DANTAS ARANHA

ANÁLISE DA INFLUÊNCIA DA SALINIDADE DA SUPERFÍCIE DO MAR NA PRECIPITAÇÃO DAS REGIÕES NORDESTE E AMAZÔNIA ORIENTAL DO BRASIL

Tese de doutorado apresentada ao colegiado do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas da Universidade Federal de Campina Grande - UFCG, como requisito final à obtenção do título de Doutor em Meteorologia.

Área de concentração: Meteorologia de Meso e Grande Escala

Orientador: Prof. Dr. José Ivaldo Barbosa de Brito

Campina Grande, março de 2025

A662a Aranha, Mércio Bruno Dantas.

Análise da influência da salinidade da superfície do mar na precipitação das Regiões Nordeste e Amazônia Oriental do Brasil / Mércio Bruno Dantas Aranha. – Campina Grande, 2025.

105 f. : il. color.

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, 2025.

"Orientação: Prof. Dr. José Ivaldo Barbosa de Brito".

Referências.

1. Salinidade da Superfície do Mar (SSM). 2. Oceano Atlântico Tropical. 3. Precipitação - Região Nordeste (Brasil). 4. Precipitação - Amazônia Oriental do Brasil. 5. Monitoramento das Chuvas – Influência da Salinidade da Superfície do Mar. 6. Padrões Climáticos. I. Brito, José Ivaldo Barbosa de. II. Título.

CDU 551.577:551.464(81)(043.2)

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECÁRIA MEIRE EMANUELA DA SILVA MELO CRB-15/568

MÉRCIO BRUNO DANTAS ARANHA

ANÁLISE DA INFLUÊNCIA DA SALINIDADE DA SUPERFÍCIE DO MAR NA PRECIPITAÇÃO DAS REGIÕES NORDESTE E AMAZÔNIA ORIENTAL DO BRASIL

TESE APROVADA EM 07/03/2025

BANCA EXAMINADORA

Documento assinado digitalmente
gov.br
JOSE IVALDO BARBOSA DE BRITO
Data: 12/03/2025 22:22:17-0300
Verifique em https://validar.iti.gov.br

Prof. Dr. JOSÉ IVALDO BARBOSA DE BRITO
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande

Documento assinado digitalmente
gov.br
CELIA CAMPOS BRAGA
Data: 10/03/2025 10:27:58-0300
Verifique em https://validar.iti.gov.br

Profa. Dra. CÉLIA CAMPOS BRAGA
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande

Documento assinado digitalmente
gov.br
JOSEFINA MORAES ARRAUT
Data: 03/04/2025 06:23:50-0300
Verifique em https://validar.iti.gov.br

Profa. Dra. JOSEFINA MORAES ARRAUT
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande

Documento assinado digitalmente
gov.br
GEBER BARBOSA DE ALBUQUERQUE MOURA
Data: 11/03/2025 14:58:49-0300
Verifique em https://validar.iti.gov.br

Prof. Dr. GEBER BARBOSA DE ALBUQUERQUE MOURA
Departamento de Agronomia
Universidade Federal Rural de Pernambuco

Documento assinado digitalmente
gov.br
RANYERE SILVA NOBREGA
Data: 12/03/2025 11:12:59-0300
Verifique em https://validar.iti.gov.br

Prof. Dr. RANYÉRE SILVA NÓBREGA
Unidade Acadêmica de Geografia Universidade
Federal de Campina Grande

AGRADECIMENTOS

Agradeço especialmente aos meus pais, Maria de Fátima Aranha Dantas e Moacir Dantas Viana por todo apoio e incentivo e pela importante contribuição na minha formação pessoal.

Ao meu orientador, professor Dr. José Ivaldo Barbosa de Brito por compartilhar seu conhecimento, pela dedicação, apoio e paciência.

Aos professores Dra. Célia Campos Braga, Dra. Josefina Moraes Arraut, Dr. Geber Barbosa de Albuquerque Moura, Dr. Ranyére Silva Nóbrega, Dr. Enio Pereira de Souza e Dr. Enilson Palmeira Cavalcanti, por terem aceitado o convite para participar da banca examinadora da tese, tanto na qualificação como na fase final, e por compartilharem seus conhecimentos, essencial para o aprimoramento deste trabalho.

A todos os professores da Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas (UACA), por terem tido papel fundamental na minha formação.

A Arilene de Almeida Lucena e a todos os funcionários pela sua dedicação e empenho, necessários para o funcionamento desta Unidade Acadêmica.

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão da bolsa de estudos.

Aos meus colegas e amigos da Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas (UACA) que tive a honra de estudar e conviver ao longo da tese.

Enfim, agradeço a todos que de alguma forma contribuíram, direta ou indiretamente, para minha formação acadêmica.

“Suba o primeiro degrau com fé. Não é necessário que você veja toda a escada. Apenas dê o primeiro passo.”

Martin Luther king

RESUMO

A Salinidade da Superfície do Mar (SSM) é uma variável que tem sido estudada por diversos autores como um indicador significativo da precipitação terrestre em diversas partes do Planeta. Modulada principalmente pela evaporação (causa aumento da SSM) e precipitação (causa diminuição da SSM), a SSM se mostra como uma importante variável que causa influência na variabilidade das chuvas em diversas partes dos Continentes, superando, em muitas vezes, os tradicionais índices de Temperatura da Superfície do Mar (TSM). Neste estudo a SSM do Oceano Atlântico Tropical é analisada como uma variável que apresenta grande influência sobre a precipitação em grande parte da Região Nordeste (NEB) e Amazônia Oriental do Brasil. Os índices de correlação estatisticamente significativos entre a SSM e precipitação são encontrados, principalmente, entre seis e três meses de antecedência. Em áreas ao sul da NEB e Amazônia Oriental do Brasil a contribuição da SSM do Oceano Atlântico Tropical na precipitação começa a influenciar significativamente durante o inverno austral (cerca de seis meses de antecedência), e em regiões mais ao norte da NEB e Amazônia Oriental do Brasil esta contribuição ocorre, especialmente, durante a primavera austral (cerca de três meses de antecedência). Os índices significativos para o nível de confiança de $\alpha = 0,01$ entre a correlação da SSM do Oceano Atlântico Tropical e a precipitação na NEB e Amazônia Oriental do Brasil ocorrem principalmente em áreas do Atlântico Equatorial e Atlântico Sul. Foram identificadas quatro estações chuvosas distintas na área de estudo: de novembro a março (NDJFM), dezembro a abril (DJFMA), janeiro a maio (JFMAM) e março a julho (MAMJJ), onde foi feita um estudo individual que cada estação chuvosa sofre com a variabilidade da SSM no Oceano Atlântico Tropical. Neste estudo foram utilizados dados da Salinidade da Superfície do Mar obtidos do Met Office Hadley Centre. Este conjunto de dados mensais está disponível de janeiro de 1900 até o presente em uma grade de resolução de 1° x 1°. Os dados de precipitação foram obtidos do *Climate Prediction Center/ National Oceanic and Atmospheric Administration - CPC/NOAA).* Estes dados são diários e estão disponíveis no período de 01/01/1979 até o presente em uma grade de resolução 0,25° X 0,25°. O período de estudo deste trabalho é de 30 anos (janeiro de 1991 a dezembro de 2020).

Palavras-chave: Salinidade, Amazônia Oriental do Brasil, Atlântico Tropical, Variabilidade.

ABSTRACT

Sea Surface Salinity (SSS) is a variable that has been studied by several authors as a significant indicator of terrestrial precipitation in different parts of the planet. Modulated mainly by evaporation (causing an increase in SSM) and precipitation (causing a decrease in SSM), SSM is an important variable that influences rainfall variability in different parts of the continents, often surpassing traditional Sea Surface Temperature (SST) indices. In this study, SSM of the Tropical Atlantic Ocean is analyzed as a variable that has a great influence on precipitation in a large part of the Northeast Region (NEB) and Eastern Amazon of Brazil. Statistically significant correlation indices between SSM and precipitation are found mainly between six and three months in advance. In areas south of the NEB and Eastern Amazon of Brazil, the contribution of the SSM of the Tropical Atlantic Ocean to precipitation begins to influence significantly during the austral winter (about six months in advance), and in regions further north of the NEB and Eastern Amazon of Brazil this contribution occurs especially during the austral spring (about three months in advance). Significant indices for the confidence level of α 0.01 between the correlation of the SSM of the Tropical Atlantic Ocean and precipitation in the NEB and Eastern Amazon of Brazil occur mainly in areas of the Equatorial Atlantic and South Atlantic. Four distinct rainy seasons were identified in the study area: from November to March (NDJFM), December to April (DJFMA), January to May (JFMAM) and March to July (MAMJJ), where an individual study was made that each rainy season suffers from the variability of the SSM in the Tropical Atlantic Ocean. This study used Sea Surface Salinity data obtained from the Met Office Hadley Centre. This monthly dataset is available from January 1900 to the present on a 1° x 1° resolution grid. Precipitation data were obtained from the Climate Prediction Center/National Oceanic and Atmospheric Administration (CPC/NOAA). These data are daily and are available from 01/01/1979 to the present on a 0.25° X 0.25° resolution grid. The study period of this work is 30 years (January 1991 to December 2020).

Keywords: Salinity, Eastern Amazon of Brazil, Tropical Atlantic, Variability.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Área geográfica de estudo da influênccia da Anomalia da Salinidade da Superfície do Mar no Atlântico Tropical sobre a precipitação na Região Nordeste e Amazônia Oriental do Brasil. A área geográfica de estudo apresenta quatro estações chuvosas distintas, divididas da seguinte forma: estação chuvosa entre novembro e março (A1); dezembro e abril (A2); janeiro e maio (A3) e março a julho (A4). 41

Figura 2. Área de estudo da variabilidade da Temperatura da Superfície do Mar no Oceano Pacífico Equatorial (Índice Niño 3.4: 05°N - 05°S; 170°W - 120°W).....42

Figura 3. Área de estudo da variabilidade da Salinidade da Superfície do Mar no Oceano Atlântico Tropical (30°N - 30°S; 60°W - 20°E).....43

Figura 4. Correlação estatisticamente significativa entre a TSM do Oceano Pacífico Equatorial e a SSM do Atlântico Tropical para o inverno e inverno (a) e inverno e primavera (b). A significância estatística está representada na barra de cores da seguinte forma: -0,36 < r < -0,30, significância estatística de 90% (verde claro); -0,46 < r < -0,36, significância estatística de 95% (verde médio); r < -0,46, significância estatística de 99% (verde escuro); 0,30 < r < 0,36, significância estatística de 90% (amarelo); 0,361 < r < 0,46, significância estatística de 95% (vermelho); e r > 0,46, significância estatística de 99% (vermelho escuro e marrom). 48

Figura 5. Correlação estatisticamente significativa entre a TSM do Oceano Pacífico Equatorial e a SSM do Atlântico Tropical para a primavera e primavera (a) e primavera e verão (b). A significância estatística está representada na barra de cores da seguinte forma: -0,36 < r < -0,30, significância estatística de 90% (verde claro); -0,46 < r < -0,36, significância estatística de 95% (verde médio); r < -0,46, significância estatística de 99% (verde escuro); 0,30 < r < 0,36, significância estatística de 90% (amarelo); 0,361 < r < 0,46, significância estatística de 95% (vermelho); e r > 0,46, significância estatística de 99% (vermelho escuro e marrom). 49

Figura 6. Correlação estatisticamente significativa entre a TSM do Oceano Pacífico Equatorial e a SSM do Atlântico Tropical para o verão e verão (a) e verão e outono

(b). A significância estatística está representada na barra de cores da seguinte forma: -0,36 < r < -0,30, significância estatística de 90% (verde claro); -0,46 < r < -0,36, significância estatística de 95% (verde médio); r < -0,46, significância estatística de 99% (verde escuro); 0,30 < r < 0,36, significância estatística de 90% (amarelo); 0,361 < r < 0,46, significância estatística de 95% (vermelho); e r > 0,46, significância estatística de 99% (vermelho escuro e marrom).....50

Figura 7. Variabilidade da Anomalia da Temperatura da Superfície do Mar no Oceano Pacífico Equatorial (Área do Niño 3.4) durante o verão austral - eixo vertical à esquerda (linha contínua); e Anomalia da Salinidade da Superfície do Mar no Oceano Atlântico Equatorial durante o outono austral - eixo vertical à direita (linha tracejada).....51

Figura 8. Correlação estatisticamente significativa entre a TSM do Oceano Pacífico Equatorial e a SSM do Atlântico Tropical para o outono e outono (a) e outono e inverno (b). A significância estatística está representada na barra de cores da seguinte forma: -0,36 < r < -0,30, significância estatística de 90% (verde claro); -0,46 < r < -0,36, significância estatística de 95% (verde médio); r < -0,46, significância estatística de 99% (verde escuro); 0,30 < r < 0,36, significância estatística de 90% (amarelo); 0,361 < r < 0,46, significância estatística de 95% (vermelho); e r > 0,46, significância estatística de 99% (vermelho escuro e marrom). 52

Figura 9. Anomalia de grande escala da Circulação de Walker (dezembro/janeiro/fevereiro) durante eventos de El Niño (Figura 8a) e durante eventos de La Niña (Figura 8b). Fonte: NOAA Climate.gov. 53

Figura 10. Correlação linear entre a Salinidade da Superfície do Mar (SSM) na primavera austral e a precipitação na Região Nordeste e Amazônia Oriental do Brasil na área que apresenta a estação chuvosa entre novembro e março (a), dezembro e abril (b), janeiro e maio (c) e março ajulho (d). O período de análise se estende entre 1991 e 2020. 55

Figura 11. Anomalia Mensal da Salinidade da Superfície do Mar (g/Kg) no Oceano Atlântico Equatorial (35°W;05°E; 05°N;05°S) entre 1991 e 2020. 56

Figura 12. Correlação Estatisticamente Significativa entre a ASSM de Inverno no Atlântico Equatorial e a Precipitação de Novembro a Março (a) e entre a ASSM de Primavera no Atlântico Equatorial e a Precipitação de Novembro a Março (b). A significância estatística está representada na barra de cores da seguinte forma: -0,36 < r < -0,30, significância estatística de 90% (azul claro); -0,46 < r < -0,36, significância estatística de 95% (azul médio); r < -0,46, significância estatística de 99% (azul escuro); 0,30 < r < 0,36, significância estatística de 90% (amarelo); 0,361 < r < 0,46, significância estatística de 95% (laranja); e r > 0,46, significância estatística de 99% (vermelho). 57

Figura 13. Anomalia da Salinidade da Superfície do Mar no Oceano Atlântico Equatorial durante o Inverno Austral (linha tracejada) e Anomalia de Precipitação (linha contínua) para a região específica que apresenta a estação chuvosa entre novembro e março (Área A1), para o período entre 1991 e 2020..... 58

Figura 14. Correlação Estatisticamente Significativa entre a ASSM de Inverno no Atlântico Sul e a Precipitação de Novembro a Março (a) e entre a ASSM de Primavera no Atlântico Sul e a Precipitação de Novembro a Março (b). A significância estatística está representada na barra de cores da seguinte forma: -0,36 < r < -0,30, significância estatística de 90% (azul claro); -0,46 < r < -0,36, significância estatística de 95% (azul médio); r < -0,46, significância estatística de 99% (azul escuro); 0,30 < r < 0,36, significância estatística de 90% (amarelo); 0,361 < r < 0,46, significância estatística de 95% (laranja); e r > 0,46, significância estatística de 99% (vermelho)..... 59

Figura 15. Correlação Estatisticamente Significativa entre a ASSM de Inverno no Atlântico Norte e a Precipitação de Novembro a Março (a) e entre a ASSM de Primavera no Atlântico Norte e a Precipitação de Novembro a Março (b). A significância estatística está representada na barra de cores da seguinte forma: -0,36 < r < -0,30, significância estatística de 90% (azul claro); -0,46 < r < -0,36, significância estatística de 95% (azul médio); r < -0,46, significância estatística de 99% (azul escuro); 0,30 < r < 0,36, significância estatística de 90% (amarelo); 0,361 < r < 0,46, significância estatística de 95% (laranja); e r > 0,46, significância estatística de 99% (vermelho)..... 60

Figura 16. Correlação Estatisticamente Significativa entre a SSM de Inverno no Atlântico Equatorial e a Precipitação de Dezembro a Abril (a) e entre a SSM de Primavera no Atlântico Equatorial e a Precipitação de Dezembro a Abril (b). A significância estatística está representada na barra de cores da seguinte forma: -0,36 < r < -0,30, significância estatística de 90% (azul claro); -0,46 < r < -0,36, significância estatística de 95% (azul médio); r < -0,46, significância estatística de 99% (azul escuro); 0,30 < r < 0,36, significância estatística de 90% (amarelo); 0,361 < r < 0,46, significância estatística de 95% (laranja); e r > 0,46, significância estatística de 99% (vermelho).....61

Figura 17. Anomalia da Salinidade da Superfície do Mar no Oceano Atlântico Equatorial durante o Inverno Austral (linha tracejada) e Anomalia de Precipitação (linha contínua) para a região específica que apresenta a estação chuvosa entre dezembro e abril (Área A2), para o período entre 1991 e 2020. 62

Figura 18. Correlação Estatisticamente Significativa entre a ASSM de Inverno no Atlântico Sul e a Precipitação de Dezembro a Abril (a) e entre a ASSM de Primavera no Atlântico Sul e a Precipitação de Dezembro a Abril (b). A significância estatística está representada na barra de cores da seguinte forma: -0,36 < r < -0,30, significância estatística de 90% (azul claro); -0,46 < r < -0,36, significância estatística de 95% (azul médio); r < -0,46, significância estatística de 99% (azul escuro); 0,30 < r < 0,36, significância estatística de 90% (amarelo); 0,361 < r < 0,46, significância estatística de 95% (laranja); e r > 0,46, significância estatística de 99% (vermelho).....63

Figura 19. Correlação Estatisticamente Significativa entre a ASSM de Inverno no Atlântico Norte e a Precipitação de Dezembro a Abril (a) e entre a ASSM de Primavera no Atlântico Norte e a Precipitação de Dezembro a Abril (b). A significância estatística está representada na barra de cores da seguinte forma: -0,36 < r < -0,30, significância estatística de 90% (azul claro); -0,46 < r < -0,36, significância estatística de 95% (azul médio); r < -0,46, significância estatística de 99% (azul escuro); 0,30 < r < 0,36, significância estatística de 90% (amarelo); 0,361 < r < 0,46, significância estatística de 95% (laranja); e r > 0,46, significância estatística de 99% (vermelho).....64

Figura 20. Correlação Estatisticamente Significativa entre a ASSM de Inverno no Atlântico Equatorial e a Precipitação de Janeiro a Maio (a) e entre a ASSM de Primavera no Atlântico Equatorial e a Precipitação de Janeiro a Maio (b). A significância estatística está representada na barra de cores da seguinte forma: -0,36 < r < -0,30, significância estatística de 90% (azul claro); -0,46 < r < -0,36, significância estatística de 95% (azul médio); r < -0,46, significância estatística de 99% (azul escuro); 0,30 < r < 0,36, significância estatística de 90% (amarelo); 0,361 < r < 0,46, significância estatística de 95% (laranja); e r > 0,46, significância estatística de 99% (vermelho).....65

Figura 21. Anomalia da Salinidade da Superfície do Mar no Oceano Atlântico Equatorial durante a Primavera Austral (linha tracejada) e Anomalia de Precipitação (linha contínua) para a região específica que apresenta a estação chuvosa entre janeiro e maio (Área A3), para o período entre 1991 e 2020. 66

Figura 22. Correlação Estatisticamente Significativa entre a ASSM de Inverno no Atlântico Sul e a Precipitação de Janeiro a Maio (a) e entre a ASSM de Primavera no Atlântico Sul e a Precipitação de Janeiro a Maio (b). A significância estatística está representada na barra de cores da seguinte forma: -0,36 < r < -0,30, significância estatística de 90% (azul claro); -0,46 < r < -0,36, significância estatística de 95% (azul médio); r < -0,46, significância estatística de 99% (azul escuro); 0,30 < r < 0,36, significância estatística de 90% (amarelo); 0,361 < r < 0,46, significância estatística de 95% (laranja); e r > 0,46, significância estatística de 99% (vermelho). 67

Figura 23. Correlação Estatisticamente Significativa entre a ASSM de Inverno no Atlântico Norte e a Precipitação de Janeiro a Maio (a) e entre a ASSM de Primavera no Atlântico Norte e a Precipitação de Janeiro a Maio (b). A significância estatística está representada na barra de cores da seguinte forma: -0,36 < r < -0,30, significância estatística de 90% (azul claro); -0,46 < r < -0,36, significância estatística de 95% (azul médio); r < -0,46, significância estatística de 99% (azul escuro); 0,30 < r < 0,36, significância estatística de 90% (amarelo); 0,361 < r < 0,46, significância estatística de 95% (laranja); e r > 0,46, significância estatística de 99% (vermelho).....68

Figura 24. Correlação Estatisticamente Significativa entre a ASSM de Primavera no Atlântico Equatorial e a Precipitação de Março a Julho (a) e entre a ASSM de Verão no Atlântico Equatorial e a Precipitação de Março a Julho (b). A significância estatística está representada na barra de cores da seguinte forma: -0,36 < r < -0,30, significância estatística de 90% (azul claro); -0,46 < r < -0,36, significância estatística de 95% (azul médio); r < -0,46, significância estatística de 99% (azul escuro); 0,30 < r < 0,36, significância estatística de 90% (amarelo); 0,361 < r < 0,46, significância estatística de 95% (laranja); e r > 0,46, significância estatística de 99% (vermelho). 69

Figura 25. Anomalia da Salinidade da Superfície do Mar no Oceano Atlântico Equatorial durante a Primavera Austral (linha tracejada) e Anomalia de Precipitação (linha contínua) para a região específica que apresenta a estação chuvosa entre março e julho (Área A4), para o período entre 1991 e 2020. 70

Figura 26. Correlação Estatisticamente Significativa entre a ASSM de Primavera no Atlântico Sul e a Precipitação de Março a Julho (a) e entre a ASSM de Verão no Atlântico Sul e a Precipitação de Março a Julho (b). A significância estatística está representada na barra de cores da seguinte forma: -0,36 < r < -0,30, significância estatística de 90% (azul claro); -0,46 < r < -0,36, significância estatística de 95% (azul médio); r < -0,46, significância estatística de 99% (azul escuro); 0,30 < r < 0,36, significância estatística de 90% (amarelo); 0,361 < r < 0,46, significância estatística de 95% (laranja); e r > 0,46, significância estatística de 99% (vermelho). 71

Figura 27. Correlação Estatisticamente Significativa entre a ASSM de Primavera no Atlântico Norte e a Precipitação de Março a Julho (a) e entre a ASSM de Verão no Atlântico Norte e a Precipitação de Março a Julho (b). A significância estatística está representada na barra de cores da seguinte forma: -0,36 < r < -0,30, significância estatística de 90% (azul claro); -0,46 < r < -0,36, significância estatística de 95% (azul médio); r < -0,46, significância estatística de 99% (azul escuro); 0,30 < r < 0,36, significância estatística de 90% (amarelo); 0,361 < r < 0,46, significância estatística de 95% (laranja); e r > 0,46, significância estatística de 99% (vermelho). 72

Figura 28. Anomalia da Salinidade da Superfície do Mar no Oceano Atlântico Tropical durante a primavera (setembro – outubro – novembro) de 1994. 74

Figura 29. Campos da Divergência Horizontal de Umidade e Vento em 1000 hPa para: a) janeiro de 1995; b) fevereiro de 1995; c) março de 1995; d) abril de 1995; e e) maio de 1995. 75

Figura 30. Anomalia da SSM no Oceano Atlântico Tropical durante a primavera (setembro – outubro – novembro) de 1995. 76

Figura 31. Campos da Divergência Horizontal de Umidade e Vento em 1000 hPa para: a) janeiro de 1996; b) fevereiro de 1996; c) março de 1996; d) abril de 1996; e e) maio de 1996. 77

Figura 32. Anomalia da SSM no Oceano Atlântico Tropical durante a primavera (setembro – outubro – novembro) de 2014. 78

Figura 33. Campos da Divergência Horizontal de Umidade e Vento em 1000 hPa para: a) janeiro de 2015; b) fevereiro de 2015; c) março de 2015; d) abril de 2015; e e) maio de 2015. 79

Figura 34. Anomalia da SSM no Oceano Atlântico Tropical durante a primavera (setembro – outubro – novembro) de 2015. 80

Figura 35. Campos da Divergência Horizontal de Umidade e Vento em 1000 hPa para: a) janeiro de 2016; b) fevereiro de 2016 c) março de 2016; d) abril de 2016; e e) maio de 2016. 81

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Valores de t de Student e valores limites para os coeficientes de correlação estatisticamente significativos, para os p-valores de 0,01, 0,05 e 0,1 e grau de liberdade de 28. 47

Tabela 2. Médias Mensais e Anomalias Mensais e Trimestrais da Salinidade da Superfície do Mar (SSM) no Oceano Atlântico Equatorial (35°W - 05°E; 05°N - 05°S) entre 1991 e 2020. Valores destacados na cor azul representam desvios negativos da SSM do Atlântico Equatorial e valores na cor vermelha representam desvios positivos. 97

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AMO	Oscilação Multidecadal do Atlântico
ASAS	Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul
ASSM	Anomalia da Salinidade da Superfície do Mar
ATLE	Atlântico Equatorial
ATLN	Atlântico Norte
ATLS	Atlântico Sul
ATSM	Anomalia da Temperatura da Superfície do Mar
°C	Graus Célsius
CPC	*Climate Prediction Center*
DHU	Divergência Horizontal de Umidade
DJFMA	Dezembro, Janeiro, Fevereiro, Março e Abril
ENOS	El Niño Oscilação Sul
g/kg	Grama por Quilograma
GrADS	*Grid Analysis and Display System*
hPa	Hectopascal
JFMAM	Janeiro, Fevereiro, Março, Abril e Maio
MAMJJ	Março, Abril, Maio, Junho e Julho
mm	Milímetros
NAO	Oscilação do Atlântico Norte
NDJFM	Novembro, Dezembro, Janeiro, Fevereiro e Março
NOAA	*National Oceanic and Atmospheric Administration*
ODP	Oscilação Decadal do Pacífico
SSM	Salinidade da Superfície do Mar
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO 22

1.1 Justificativa 24

1.2 Objetivos 24

1.2.1 Geral 24

1.2.2 Específicos 24

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA 25

2.1 As Teleconexões Climáticas e seus efeitos no Clima Global 25

2.2 A Salinidade da Superfície do Mar como preditor de chuvas 28

2.3 A Influência do El Niño Oscilação Sul no Padrão Climático da América do Sul 29

2.4 O Anticiclone do Atlântico Sul e sua Influência no Clima da América Do Sul 30

2.5 A Influência da Zona de Convergência Intertropical e Dipolo do Atlântico Sobre as Chuvas na Região Nordeste do Brasil 32

2.6 Niños No Oceano Atlântico 35

2.7 Influência da Anomalia de Temperatura da Superfície do Mar no Atlântico Tropical no Clima do Norte e Nordeste do Brasil 37

3 MATERIAIS E MÉTODOS 40

3.1 Área Geográfica e Período de Estudo 40

3.2 Dados e Metodologia 43

3.2.1 Dados da Salinidade da Superfície do Mar (SSM) 43

3.2.2 Dados da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) 44

3.2.3 Dados da Precipitação 44

3.2.4 Softwares Utilizados (Surfer 11 e GrADS) 44

3.2.5 Análise da relação entre as variáveis 45

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES 48

4.1 Correlação entre a Temperatura da Superfície do Mar no Oceano Pacífico Equatorial (Área do Niño 3.4) e a Salinidade da Superfície do Mar no Oceano Atlântico Tropical 48

4.2 Áreas do Oceano Atlântico Tropical que apresentam correlação entre a Salinidade da Superfície do Mar e a precipitação sobre a Região Nordeste e Amazônia Oriental do Brasil 54

4.3 Anomalia da Salinidade da Superfície do Mar no Oceano Atlântico Equatorial entre 1991 e 2020 55

4.4 Correlação entre a Salinidade da Superfície do Mar durante o inverno e primavera austral no Oceano Atlântico Equatorial, Atlântico Sul e Atlântico Norte e a precipitação de novembro a março (NDJFM) na Região Nordeste e Amazônia Oriental do Brasil 56

4.5 Correlação entre a Salinidade da Superfície do Mar durante o inverno e primavera austral no Oceano Atlântico Equatorial, Atlântico Sul e Atlântico Norte e a precipitação de dezembro a abril (DJFMA) na Região Nordeste e Amazônia Oriental do Brasil 61

4.6 Correlação entre a Salinidade da Superfície do Mar durante o inverno e primavera austral no Oceano Atlântico Equatorial, Atlântico Sul e Atlântico Norte e a precipitação de janeiro a maio (JFMAM) na Região Nordeste e Amazônia Oriental do Brasil 64

4.7 Correlação entre a Salinidade da Superfície do Mar durante a primavera e verão austral no Oceano Atlântico Equatorial, Atlântico Sul e Atlântico Norte e a precipitação de março a julho (MAMJJ) na Região Nordeste e Amazônia Oriental do Brasil 68

4.8 Estudo de caso das fases negativa e positiva da Salinidade da Superfície do Mar no Oceano Atlântico Equatorial durante a primavera austral e a precipitação da estação chuvosa seguinte entre janeiro e maio (JFMAM): Uma Análise da Divergência Horizontal de Umidade e Vento em 1000 hPa 72

4.8.1 Fase negativa da Salinidade da Superfície do Mar durante a primavera (1994 e 1995) sobre o Oceano Atlântico Equatorial 73

4.8.2 Análise da Anomalia da Salinidade da Superfície do Mar no Oceano Atlântico Equatorial durante a primavera de 1994 e a Divergência Horizontal de Umidade e Vento em 1000 hPa durante a estação chuvosa de janeiro a maio de 1995 73

4.8.3 Análise da Anomalia da Salinidade da Superfície do Mar no Oceano Atlântico Equatorial durante a primavera de 1995 e a Divergência Horizontal de Umidade e Vento em 1000 hPa durante a estação chuvosa de janeiro a maio de 1996 75

4.8.4 Análise da Anomalia da Salinidade da Superfície do Mar no Oceano Atlântico Equatorial durante a primavera de 2014 e a Divergência Horizontal de Umidade e Vento em 1000 hPa durante a estação chuvosa de janeiro a maio de 2015 77

4.8.5 Análise da Anomalia da Salinidade da Superfície do Mar no Oceano Atlântico Equatorial durante a primavera de 2015 e a Divergência Horizontal de Umidade e Vento em 1000 hPa durante a estação chuvosa de janeiro a maio de 2016 79

5 CONCLUSÕES 82

5.1 Sugestões para trabalhos futuros 84

6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 85

APÊNDICE 97

1. INTRODUÇÃO

A Região Nordeste do Brasil (NEB) apresenta grande variação na precipitação entre as estações chuvosas. Variações anômalas no Oceano Atlântico conseguem explicar parte dessa variabilidade nas chuvas nestas regiões do Brasil, como tem sido bastante estudado (Gorenstein et al., 2023; Hastenrath e Lamb, 1977; Moura e Shukla, 1981; Moura et al., 2020; Pereira et al., 2020). No entanto, outros fatores de grande escala, como teleconexões (Oscilação do Atlântico Norte - NAO, Oscilação Multidecadal do Atlântico - AMO e Oscilação Decadal do Pacífico - ODP), variações no El Niño Oscilação Sul (ENOS) e a Salinidade da Superfície do Mar (SSM) podem influenciar na variabilidade climática de diversas regiões do planeta, contribuindo para flutuações nos índices de precipitação, temperatura e outras variáveis meteorológicas, isso porque, mudanças no comportamento de uma variável em determinada área, pode alterar outras variáveis mesmo estando a centenas ou milhares de quilômetros de distância, resultando numa influência na circulação local ou geral e também como uma conexão entre continentes e oceanos.

Esta pesquisa é uma das primeiras na literatura a fazer uma investigação da relação entre a Salinidade da Superfície do Mar nos índices de precipitação em áreas do Brasil, com foco específico para a Região Nordeste do Brasil (NEB) e Amazônia Oriental. Estudos anteriores têm indicado a SSM como uma variável eficiente para previsão da qualidade de estações chuvosas em diversas partes do Globo (Arcodia et al.,2025; Li et al., 2016; Rathore et al., 2021; Zeng et al., 2019). Pontua-se que, grande parte dos processos físicos relacionados à variabilidade da SSM nos índices de precipitação sobre os continentes estão associados ao transporte de umidade através de uma teleconexão entre oceanos e continentes, como foi estudado por Li et. al., (2022).

A SSM é influenciada principalmente pela evaporação e precipitação. À medida que a umidade oceânica evapora, ela torna o oceano local mais salino, processo inverso é observado quando ocorre aumento da precipitação em grandes áreas oceânicas, como por exemplo, em grande parte da região equatorial do Globo onde está situada a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). No entanto, outros fatores são capazes de influenciar nos índices da SSM, como demonstrado por Bingham et al. (2023), em que a variabilidade do alto teor da SSM em parte do Oceano Índico Sul é influenciada, principalmente, por mudanças no campo do vento e por variações da força do giro da Alta Subtropical do Oceano Índico (situada

próximo à costa oeste da Austrália). Semelhante ao encontrado por Wang et al. (2020), em que variações da SSM em áreas do Oceano Índico Meridional, são influenciadas, basicamente, por grandes ondulações sazonais da profundidade da Camada de Mistura. Além disso, também foi identificado que a dinâmica oceânica desempenha um papel fundamental. Essencialmente, a atividade de redemoinhos de mesoescala é um fator relevante que regula a variabilidade da SSM em áreas específicas do Oceano Índico Meridional.

É importante destacar que alterações nos índices do ENOS no Oceano Pacífico Equatorial também podem explicar variações nas condições anômalas de outras variáveis no Oceano Atlântico, inclusive na SSM, como será mostrado nesta pesquisa. Um dos fatores que poderiam explicar esta situação, é que por se tratar do maior oceano da Terra, variação de temperatura do Oceano Pacífico Equatorial pode modificar a circulação geral da atmosfera, e como consequência influenciar no comportamento de outras variáveis meteorológicas em outras partes do Planeta. O estudo pioneiro da flutuação da TSM do Pacífico Equatorial e sua relação com a chuva no Nordeste (Ceará) é o de Walker (1928). A partir daí, houve uma vasta quantidade de pesquisas que buscaram entender de maneira mais focada, como que variações no ENOS são capazes de provocar influência nas condições da circulação atmosférica global e, com isso, causarem modificações nos índices pluviométricos em diversas regiões do Globo (Bjerknes 1969; Cai et al., 2020; Pacheco et al., 2022; Ranaweera e Kamae, 2024; Wang et al., 2022).

Por tanto, é válido considerar que tanto alterações nos índices de SSM e TSM no oceano Atlântico e o ENOS no Pacífico são capazes de explicar variações nos valores de precipitação sobre a estação chuvosa em áreas das regiões Nordeste e Norte do Brasil. Estas variáveis, principalmente a SSM, podem servir como preditores entre uma estação do ano atual e uma estação futura, melhorando a previsibilidade para estas áreas do Brasil. Logo, o principal objetivo desta pesquisa é verificar a relação entre anomalias da Salinidade da Superfície do Mar (SSM) no oceano Atlântico Tropical na variabilidade da precipitação da NEB e Amazônia Oriental do Brasil, e até que ponto existe uma dependência entre a SSM do Atlântico Tropical e a TSM do Pacífico Equatorial Central. São poucos estudos, até o presente momento, que abordaram a correlação entre SSM e precipitação no Brasil. Esta análise se faz necessária, pois aumenta o número de variáveis de estudo, que apresenta de alguma forma, um indicativo na contribuição da variabilidade da chuva nestas regiões do Brasil.

1.1. Justificativa

É oportuno ressaltar que vários trabalhos já mostraram o comportamento de variáveis meteorológicas no Oceano Atlântico associadas às chuvas nas Regiões Nordeste e Norte do Brasil. Entretanto, quase todos os trabalhos focaram nas condições da TSM e sua correlação com índices de precipitação em áreas das Regiões Norte e principalmente NEB. O propósito deste estudo é fazer uma análise mais ampla do Oceano Atlântico, abordando uma variável oceânica pouco estudada para estas regiões do Brasil, a Salinidade da Superfície do Mar (SSM), com a finalidade de identificar outras variáveis que melhor se correlacionem com desvios de precipitação em áreas da Amazônia Oriental do Brasil e NEB. Vale destacar, que muitos estudos já tem mostrado a influência significativa da SSM para a precipitação em outras regiões do Planeta. No entanto, são poucos os estudos, até o presente momento, que abordaram a correlação da SSM com a precipitação no Brasil. Esta análise se faz necessária, pois aumenta o número de variáveis de estudo que apresentam um indicativo na contribuição da análise da variabilidade da chuva da Amazônia Oriental e NEB.

1.2. Objetivos

1.2.1 Geral

Este estudo tem como principal objetivo verificar uma possível influência da Anomalia da Salinidade da Superfície do Mar (ASSM) no oceano Atlântico Tropical nas anomalias de precipitação na Região Nordeste e Amazônia Oriental do Brasil.

1.2.2 Específicos

- Avaliar os índices de correlação entre as variabilidades interanuais sanzonais da anomalia da SSM no oceano Atlântico com desvios de precipitação na NEB e Amazônia Oriental, de forma instantânea e também em meses e estações seguintes, fato esse, que pode ser de fundamental importância na variabilidade presente e futura da anomalia de precipitação;
- Verificar possíveis influências das anomalias de TSM no Pacífico Equatorial (El Niño/La Niña) na SSM do Atlântico Tropical.
- Diagnosticar como variações anômalas da SSM no Atlântico Tropical contribuem para os desvios de precipitação em áreas situadas mais ao norte do Brasil.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 As Teleconexões Climáticas e seus efeitos no Clima Global

Ao descrever sobre teleconexões é oportuno salientar que um dos pioneiros a estudar este assunto foi Gilbert Thomas Walker, que publicou um artigo no Monthly Weather Review, em maio de 1928, denominado World Weather, neste artigo, Walker (1928) descreve que as fomes que devastaram países semitropicais e tropicais levou a pensar em termos de estações em vez de dias, e logo ficou claro que as variações sazonais em grande parte da Terra estão relacionadas a uma extensão surpreendente. Walker (1928) citou que o primeiro artigo sobre este assunto surgiu em 1878, quando Hoffmeyer apontou a associação entre a pressão no Atlântico Norte e o clima na Europa; que foi seguido por Blanford na Índia e por um grupo de meteorologistas continentais, incluindo Teisserenc de Bort, Hann, Meinardus e Pettersson. O caráter de longo alcance do assunto foi visualizado pela primeira vez por Hildebrandsson, que em 1897 publicou os dados de pressão de 10 anos de 68 estações espalhadas pelo mundo, e direcionou a atenção para certas relações entre elas, conforme indicado por curvas plotadas. Walker (1928) ainda cita que em 1902, os Lockyers confirmaram sua descoberta da "gangorra" de pressão na Argentina e na Índia ou Austrália. Por fim, Walker (1928a) mencionou que a principal conclusão alcançada, nos seus escritos, é que há três grandes oscilações, que são:

(a) A oscilação de pressão do Atlântico Norte entre os Açores ou Viena de um lado e a Islândia ou Groenlândia do outro;

(b) A oscilação do Pacífico Norte entre o cinturão de alta pressão e a depressão de inverno perto das Ilhas Aleutas;

(c) A oscilação Sul principalmente entre o Pacífico Sul e as áreas terrestres ao redor do Oceano Índico.

Neste contexto, é oportuno mencionar que em outro artigo Walker (1928b), que descreve a relação da precipitação no Ceará, durante o período chuvoso, com a Oscilação Sul, ou seja, Walker (1928b), também foi um dos pioneiros nos estudos sobre a influência das teleconexões sobre a precipitação no Nordeste.

Outro artigo muito interessante que aborda aspectos de teleconexões foi Bjerknes (1966), que descreveu que o enfraquecimento ou até mesmo a eliminação temporária dos ventos equatoriais de leste sobre o Pacífico oriental e central no final de 1957 e início de 1958 provocaram uma breve cessação da ressurgência equatorial que, por sua vez, causou a ocorrência de temperaturas da superfície da água acima do normal no Pacífico tropical, da costa americana para o oeste até a linha de data. Essa introdução repentina de uma grande fonte anômala de calor para a atmosfera intensificou sua circulação termodinâmica, especialmente no hemisfério de inverno (norte). A intensidade recorde dos ventos de oeste resultou no Pacífico Norte oriental. A profundidade anômala da Baixa no Golfo do Alasca teve o efeito a favor do vento de enfraquecer a Baixa da Islândia e preparar o cenário para um inverno frio no norte da Europa.

Estes trabalhos pioneiros levou Bjerknes (1969), a demostrar que a resposta dos altos índices dos ventos de oeste do nordeste do Pacífico e as grandes anomalias positivas de TSM no Pacífico equatorial, observada no inverno de 1957-58, foram repetidas durante os principais máximos de TSM equatorial nos invernos de 1963-64 e 1965-66. A anomalia de temperatura positiva de 1963 começou cedo o suficiente para exercer o efeito análogo na atmosfera no sul do Oceano Índico durante o inverno. Os máximos de TSM no Pacífico equatorial oriental e central ocorrem como resultado do enfraquecimento anômalo dos ventos alísios do Hemisfério Sul com enfraquecimento inerente da ressurgência equatorial. Finalmente, Bjerknes (1969) concluía que essas anomalias da TSM, no Pacífico equatorial estão intimamente ligadas à “Oscilação Sul” de Sir Gilbert Walker.

Na realidade, existem uma grande gama de artigos, trabalhos científico, dissertações e teses acadêmicas, que estuda teleconexões. Portanto, é oportuno descrever alguns destes trabalhos realizados nos anos 2000.

Segundo Cavalcanti e Ambrizzi (2009), as teleconexões climáticas referem-se a um padrão recorrente e persistente de anomalias de uma determinada variável, que podem persistir por várias semanas ou meses e, algumas vezes, podem se tornar dominantes por vários anos consecutivos. Elas explicam, também, como anomalias de uma determinada região são associadas às anomalias em regiões remotas. Brito (1984), mostrou a influência da circulação geral de inverno do Hemisfério Norte e da Oscilação Sul no verão do Hemisfério Sul sobre a variabiliadade interanual do clima da NEB. Foi constatado que a precipitação da NEB apresenta dependência da circulação geral de inverno no Hemisfério Norte e da Oscilação Sul.

Um padrão de teleconexão bastante estudado no Hemisfério Norte é o Pacífico América do Norte (PNA). Este padrão foi identificado por Wallace e Gutzler (1981), por meio da análise da altura geopotencial em 500 hPa e também da pressão em superfície. Além do PNA, também foram identificados outros quatro padrões de teleconexão para o Hemisfério Norte, que são: Pacífico Oeste (PO), Eurásia (EU), Atlântico Oeste (AO) e Atlântico Leste (AL). O PNA compreende as mudanças na pressão entre a Baixa das Ilhas Aleutas (próximo ao Alasca) e a Alta nas Montanhas Rochosas, caracteriza-se como um trem de onda saindo do Pacífico Equatorial, seguindo em direção ao norte e na sequência faz a curva para leste rumo ao Equador até o setor leste dos Estados Unidos. Esse padrão tem influência na precipitação e temperatura, com um efeito mais acentuado no inverno da América do Norte. De acordo com Palecki e Leathers (1993), alguns índices de teleconexão como o NAO e o PNA conseguem explicar até 72% da variabilidade da temperatura no Hemisfério Norte.

Outro padrão de teleconexão de grande interesse para análises de estudo do clima é a ODP (Oscilação Decadal do Pacífico). A ODP é caracterizada pela oscilação decenal entre áreas equatoriais e extratropicais de anomalias de TSM em toda a bacia do Pacífico, podendo influenciar em diferentes áreas do globo os padrões climáticos (Mantua e Hare, 2002).

Grimm e Reason (2011) mostraram a existência de um padrão de teleconexão entre a monção da América do Sul e as chuvas de verão sobre a África Autral em escalas interanuais quando ocorrem eventos de El Niño (La Niña) de Benguela que é identificado pala anomalia positiva (negativa) da TSM no Atlântico Sul próximo à região da Namíbia e Angola. Foi mostrado que essa teleconexão dá-se pela anomalia de chuva na América do Sul durante determinadas estações de monções, gerando trens de ondas de Rossby através do oceano Atlântico e, dessa forma, afetando a circulação e as chuvas na África Austral. Grimm e Reason (2015) identificaram que essa teleconexão entre a América do Sul e a África Austral, estudada anteriormente, é considerada forte e com principal predominância para as estações de verão e inverno. Já a defasagem da variabilidade intrasazonal das chuvas, era de 4 a 5 dias das chuvas da África Austral em relação à América do Sul. Os mecanismos que ajudam a explicar essa teleconexão entre os continentes, segundo os autores, são através de trens de ondas extratropicais de Rossby e também por uma modulação da célula de Walker local, a depender da estação do ano.

2.2 A Salinidade da Superfície do Mar como preditor de chuvas

A precipitação sobre os continentes é uma variável de extrema importância, pois ela regula o ciclo hidrológico permitindo a vida dos seres humanos e de todos os seres vivos de modo geral. Dessa forma, a Salinidade da Superfície do Mar (SSM) tem sido estudada como um preditor de chuvas sobre os continentes (Arcodia et al., 2025; Chen et al., 2019; Li et al., 2022; Rathore et al., 2020; Zeng et al., 2019). As regiões oceânicas de maior teor de SSM estão situadas principalmente nos subtrópicos, onde a evaporação excede a precipitação, ou seja, a superfície do oceano apresenta uma perda de água doce líquida maior do que recebe das chuvas (Schmitt, 1995; Lagerloef et al., 2010 e Schanze, et al., 2010).

Chen et al. (2019) investigaram a relação entre a anomalia de SSM de primavera no Noroeste do Pacífico Asiático (NPA) e as chuvas de verão da Região de Monções do Leste Asiático (RMLA) usando conjunto de dados de observação e reanálise. Foi mostrado que a variabilidade interanual da SSM de primavera do NPA está altamente correlacionada com as chuvas de verão da RMLA. Identificou-se que a anomalia da circulação anticiclônica (ciclônica) sobre o NPA pode levar um aumento (diminuição) da evaporação e o transporte de vapor de água do oceano para o continente na primavera, claramente relacionado pelo alto (baixo) índice de SSM. Situação semelhante ao encontrado anteriormente por Li et al. (2016), em que a anomalia de SSM da primavera sobre o Atlântico Norte subtropical funciona como um preditor fisicamente significativo para a precipitação do Sahel durante a estação das monções de verão. Um dos principais processos físicos explicados no estudo é a Divergência do Fluxo de Umidade (DFU). Durante a primavera, a alta salinidade de partes do Oceano Atlântico Norte é acompanhada por forte DFU, por consequência, a convergência ocorre em outras áreas, principalmente sobre o Sahel, onde há um aumento na precipitação no verão.

Liu et al., (2018) analisaram preditores de Salinidade da Superfície do Mar de outono com a precipitação de inverno no sudoeste dos Estados Unidos. Foram usados métodos simples para mostrar as teleconexões entre a TSM e SSM de outono e precipitação de inverno no sudoeste dos Estados Unidos. Usaram correlações pixel a pixel entre as séries temporais de precipitação de outono da SSM e TSM e chuva de inverno, com o objetivo de identificar e definir potenciais preditores. Em seguida, foi usada regressão linear multivariada com regulação, para selecionar de forma objetiva os melhores modelos utilizando preditores de TSM e SSM. Através desse estudo, se constatou que o modelo de SSM, supera o modelo de

TSM com índices de r = 0,61 e r = 0,54, respectivamente. Outro ponto interessante mencionado pelos autores é que os modelos de SSM e TSM podem explicar com mais habilidade a variação na precipitação de inverno do sudoeste dos Estados Unidos do que os índices climáticos tradicionais baseados em TSM (Niño 1 + 2, Niño 3, Niño 3.4, Niño 4, ODP e AMO), que explicam apenas 3-6% da variação.

A correlação estatisticamente significativa entre SSM e precipitação em regiões continentais e os processos físicos associados, também foi estudada por Li et al. (2022); Rathore et al. (2020). Constatou-se, que em regiões oceânicas de alto índice de SSM ocorre aumento da Divergência do Fluxo de Umidade, resultando em convergência de umidade em regiões mais afastadas, provocando aumento da precipitação nestas áreas. Gimeno et al. (2020) também demonstraram a importância do transporte de umidade oceânica para o regime da precipitação em áreas continentais. Sendo assim, reforça-se a ideia de um estudo mais amplo sobre a SSM para áreas mais ao norte e nordeste do Brasil, pois são muitos os trabalhos (principalmente para estudos no Hemisfério Norte) que demonstraram relação fortemente significativa entre SSM e precipitação em regiões remotas através do transporte de umidade oceano-continente.

2.3 A Influência do El Niño Oscilação Sul no Padrão Climático da América do Sul

Na seção 2.1 foi descrito que Walker (1928a) relatou uma possível gangorra barométrica entre a Argentina e a Índia ou Austrália, enquanto, Walker (1928b) expôs sobre uma dependência das chuvas no Ceará da Oscilação Sul. Neste contexto, Bjerknes (1969) descreveu que as anomalias TSM observadas no Pacífico Equatorial Central leste estão intimamente ligadas à “Oscilação Sul” de Sir Gilbert Walker, ou seja, os estudos da relação dos padrões climáticos da América do Sul associado ao ENOS são relativamente antigos.

Por outro lado, Kayano e Andreoli (2006) examinaram os padrões de anomalia de precipitação na América do Sul para condições extremas de El Niño / Oscilação do Sul (ENOS) estratificados de acordo com as fases da oscilação decadal alta, baixa e normal (HODP, LODP e NODP) do Pacífico inter-decadal (ODP). Neste mesmo estudo, pode-se verificar que as diferenças na força das teleconexões ENOS para as chuvas da América do Sul podem estar relacionadas à ODP. Foi observado que as teleconexões ENOS para as chuvas na América do Sul são consideravelmente fortes (fracas) quando ENOS e ODP estão nas mesmas

fases (opostas). A fase positiva da ODP (HODP) simultânea ao fenômeno La Niña para o período março/abril, mostra um padrão com anomalias significativas de precipitação negativa no sudeste da América do Sul, Equador e norte do Peru e anomalias positivas sobre a região central e nordeste do América do Sul (que inclui a NEB e parte da região Norte do Brasil). Outro padrão com anomalias significativas de precipitação na NEB para o período de março/abril foi identificado na fase neutra da ODP (NODP) simultânea ao fenômeno El Niño, porém, para esta configuração a precipitação se mostrou com anomalia negativa.

Araújo et al., (2013) fizeram um estudo da influência do evento ENOS e Atlântico Equatorial na precipitação sobre as regiões norte e nordeste da América do Sul para o período de 1900 a 2007, usando análise de composições. Foi constatado que eventos de El Niño (La Niña) no Pacífico juntamente com um Modo Equatorial no Atlântico (MEA) frio (quente) formam um gradiente interbacias entre o Pacífico e Atlântico. A análise central do gradiente interbacias se dá para duas fases específicas do ENOS: a fase inicial e a fase de decaimento. Dessa forma, nota-se que, além da contribuição independente do ENOS e do Atlântico na influência da precipitação das áreas norte e nordeste da América do Sul, existe também uma relação conjunta, geralmente de sinais opostos entre as duas bacias (Atlântico Equatorial e Pacífico) que pode resultar em condições mais úmidas ou mais secas para boa parte do continente sul americano a depender da fase e intensidade do ENOS que estiver atuando.

Pereira et al., (2020) investigaram sobre a influência das variações das temperaturas da superfície do mar do Pacífico e do Atlântico (TSM) na seca e na dinâmica do carbono da Caatinga durante eventos extremos do ENOS. Os cinco anos estudados (1877, 1914, 1932, 1982 e 1993) por Pereira et al., (2020) foram considerados de seca extrema na NEB, com forte migração da população para Estados de outras regiões do Brasil. O padrão em comum encontrado nesses anos foi a fase positiva do ENOS ocorrendo de forma simultânea com uma condição desfavorável do Oceano Atlântico, com a bacia do Atlântico Sul fria para todos os casos, e ainda com a bacia do Atlântico Norte aquecida, como nos anos de 1877 e 1932. Essa condição poderia potencializar o valor do dipolo positivo, tornando as condições de chuva ainda mais desfavoráveis na NEB.

2.4 O Anticiclone do Atlântico Sul e sua influência no Clima da América do Sul

Joshua e Barry, (2018) em um estudo que examina as características do vento de superfície do Brasil com base na localização do centro de alta pressão máxima do Anticiclone

do Atlântico Sul (AAS), utilizaram o teste de Mann-Kendall (Mann 1945; Kendall 1975) para mostrar como a localização do AAS se correlaciona com a velocidade do vento, PNM e temperatura do ar em todo o Brasil. Quando o centro da AAS está localizado em latitudes mais baixas, o PNM aumenta para o norte enquanto a temperatura diminui para o oeste, o que permite que a velocidade do vento aumente no norte e nordeste do Brasil durante o verão austral. Este padrão de superfície se desenvolve quando a ZCIT é deslocada para o norte, permitindo que PNMs mais elevados e condições de superfície mais frias sejam transportadas da Bacia do Atlântico Sul (SAB).

Nos oceanos do Hemisfério Sul estão localizados três anticiclones subtropicais (Miyasaka e Nakamura, 2010): o Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (também chamado de ASAS), o do Pacífico Sul e o Indiano (também denominado de Mascarene High, Cherchi et al., 2018). No caso específico da América do Sul, as flutuações de intensidade e posicionamento do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) podem influenciar diretamente na intensidade e direção do vento em superfície, especialmente na NEB. Estas variações na ASAS são capazes de modular a atuação de diferentes sistemas meteorológicos que atuam na região.

Levando em consideração a oscilação sazonal da ASAS, no inverno a ASAS é mais expandida zonalmente, de maneira que o seu setor mais a oeste se localiza sobre a região sudeste do Brasil, dessa forma, a atividade convectiva se encontra diminuída, dificultando a precipitação na região (Reboita et al., 2010 ; Silva e Reboita, 2014 ; Correa et al., 2018). No entanto, no verão a ASAS se encontra menos expandida e situada mais distante da costa brasileira. Logo, no verão a precipitação na região sudeste do Brasil se torna mais favorável, uma vez que a circulação da ASAS favorece o transporte de umidade para o continente proveniente do oceano Atlântico (Vianello e Maia, 1986 ; Reboita et al., 2010 , 2015 , 2017).

Carpenedo e Ambrizzi (2020) fizeram uma análise para investigar o comportamento da precipitação pluvial e os ventos sobre o Brasil associados a ASAS em diferentes fases do SAM (Modo Anular Sul), entre o verão de 1980 e a primavera de 2015. De acordo com Thompson e Wallace, 2000; Reboita et al., 2009 e Fogt e Marshall, 2020, o Modo Anular Sul (Southern Annular Mode - SAM) ou Oscilação Antártica (Antartic Oscillation - AAO) é o modo principal da variabilidade climática do hemisfério Sul (HS) da circulação extratropical. É uma oscilação caracterizada por perturbações de altura geopotencial no sentido zonal e simétrica (apresenta o formato de anel, por isso é denominada “anular”) e apresenta sinais opostos entre latitudes por volta de 45°S e a Antártida. No estudo, foi observado que durante a

fase negativa do SAM para o verão do HS, a Pressão ao Nível Médio do Mar (PNMM) apresenta anomalias negativas no Atlântico Sul e também no Pacífico Sudeste, com isso, o ramo sul da ASAS apresenta um enfraquecimento, que se estende para a região sul da América do Sul. Também foram observadas áreas com anomalias de baixa pressão na parte central do continente e se estendendo até ao oeste do oceano Atlântico Sul (resultando no enfraquecimento de parte do ramo oeste da ASAS). Como resultado, a precipitação apresenta valores acima da média no leste da região Centro-Oeste, norte do Sudeste e maior parte do Nordeste do Brasil durante o verão do HS.

2.5 A Influência da Zona de Convergência Intertropical e Dipolo do Atlântico sobre as Chuvas na Região Nordeste do Brasil

Devido a sua importância no clima global, principalmente nos trópicos e subtrópicos, a ZCIT é um dos sistemas meteorológicos mais estudados. O conhecimento de sua atuação no sistema climático mundial remota ao século XVII, sendo o ramo ascendente da célula de Hadley. Um dos estudos pioneiros relacionando as precipitações no Nordeste com a ZCIT foi desenvolvido por Serra (1945), seguido por Ferraz (1950), Serra (1955), Nimer (1964), Strang (1972). Entretanto, a partir da segunda metade da década de 1970 ocorreram os primeiros estudos relacionando o deslocamento latitudinal da ZCIT com o campo de anomalia da TSM sobre o Atlântico Tropical. A propósito, Hastenrath e Heller (1977) e Moura e Shukla (1981) estudaram a configuração do dipolo do Atlântico e sua relação com a precipitação na NEB e observaram que, quando as anomalias da TSM no Atlântico Tropical Norte são inferiores às do Atlântico Tropical Sul configura-se um aumento dos movimentos ascendentes sobre a NEB, favorecendo a atividade convectiva e aumentando os índices de precipitação. O contrário, quando as anomalias da TSM no Atlântico Tropical Sul são inferiores às do Atlântico Tropical Norte há movimentos descendentes sobre a NEB inibindo a atividade convectiva, causando redução nos índices pluviométricos na região. Já Chung (1982) e Hastenrath (1984) sugeriram que o aumento da TSM no oceano Atlântico Sul e o enfraquecimento dos alísios de sudeste possibilitam o deslocamento mais para o sul da ZCIT.

Estoque e Douglas (1978) identificaram que a estrutura vertical da ZCIT varia conforme a região do cinturão equatorial em que ela se encontra. Observando a marcha anual da ZCIT, identifica-se que esta apresenta um deslocamento norte-sul com uma oscilação de

aproximadamente um ano, ou seja, posicionada mais ao norte (aproximadamente 8°N), durante o verão boreal, e mais ao sul (aproximadamente 1°N) durante o verão austral (Citeau et al., 1988). Já em relação ao sentido longitudinal da ZCIT Atlântica, é claramente mais intensa na parte mais central do Atlântico, do que próximo da costa da América do Sul no período que se estende de meados de julho até meados de dezembro (Kousky, 1988). Por outro lado, Melo et al. (2009) mostram que é no hemisfério de verão que a convecção é mais intensa: em janeiro e fevereiro nas proximidades da costa do Brasil, e entre julho e setembro situando-se mais próxima da costa da África. No período que se estende de março a junho, a convecção se situa de uma costa a outra do Oceano Atlântico Tropical, embora a concentração dos máximos ocorra próximo às duas costas. Nos meses de outubro a dezembro, os máximos encontram-se na parte central do Atlântico Tropical. Isso mostra que a ZCIT sofre alternância ao longo de sua variabilidade anual, com características médias específicas para cada área de atuação, seja no sentido norte e sul ou leste e oeste.

A variabilidade das condições da TSM sobre o Oceano Atlântico Tropical desempenha um papel importante na variação sazonal da ZCIT Atlântica, uma vez que a ZCIT tem seu deslocamento acompanhando águas superficiais mais aquecidas, esta condição já foi confirmada por diversos autores que mostraram a variabilidade da ZCIT junto à marcha anual do Sol. Nobre e Shukla, (1996) identificaram que o posicionamento da ZCIT se encontraria no sentido do gradiente inter-hemisférico meridional das anomalias da TSM do Atlântico, e também sobre anomalias da TSM positivas na condição de dipolo do Atlântico identificado por Moura e Shukla, (1981).

A Zona de Convergência Intertropical passa a maior parte do ano localizada no Hemisfério Norte, porém, entre fevereiro e maio a ZCIT pode se localizar em latitudes ao sul da linha do equador e atingir o centro e norte da NEB e parte do Norte do Brasil aumentando as condições de chuvas nestas regiões. Vale ressaltar que, devido a sua grande variabilidade latitudinal ao longo do ano, que ocorre de forma sazonal, esta condição favorável do aumento de chuvas na NEB não é observada em todos os anos. No oceano Atlântico Tropical, a ZCIT pode deslocar-se até 5ºS em alguns anos, fazendo com que a ZCIT atinja sua posição mais austral (Melo et al., 2009), essa condição favorece ao aumento da precipitação sobre o norte da NEB, resultando em anos chuvosos ou muito chuvosos. Waliser e Gautier, (1993) identificaram que as diferenças nas amplitudes e fases da ZCIT em diferentes longitudes dependem das diferentes condições atmosféricas e forçantes de superfície, e que sua variabilidade nos continentes americano e africano seguem a marcha anual do sol.

Uma das variáveis mais utilizadas para identificar o posicionamento da ZCIT é a região da confluência dos ventos alísios de sudeste e nordeste. Zagar et al., (2011) mostraram que as regiões que apresentam os maiores valores de precipitação nas regiões continentais e oceânicas do globo coincidem com a área de máxima convergência do vento, e que essa área muda de acordo com a época do ano, localizada em latitudes mais para o sul em janeiro e latitudes mais ao norte no mês de julho. Richter et al. (2014) encontraram resultados mostrando que as anomalias do vento zonal em superfície na região equatorial, que são um dos principais motores de eventos de aquecimento e resfriamento da TSM, geralmente começam a diminuir em junho, apesar das anomalias da TSM e do gradiente de pressão ao nível do mar apresentarem seu pico durante este mês.

Uvo (1989) analisando a marcha anual da ZCIT no período de 1971 a 1987, concluiu que a permanência mais ao norte ou ao sul em relação a sua posição climatológica é o fator mais importante para determinar a qualidade da estação chuvosa do norte da NEB, isso porque ela determina a duração da estação chuvosa. Quando a ZCIT começa a migrar para o norte em fins de fevereiro ou início de março as chuvas tendem a ser deficientes. Porém, se a ZCIT começar a iniciar sua migração para o norte somente em meados de abril ou início de maio as chuvas tendem a ser mais abundantes. Neste mesmo estudo, também foi verificado que o gradiente norte-sul da TSM tem forte relação com a precipitação sobre boa parte da NEB, ou seja, o posicionamento e intensidade da ZCIT próximo ao norte da NEB está mais correlacionada com as condições oceânicas do Atlântico Tropical, devido aos altos valores da covariância dos quadrados normalizados, do que com o Pacífico Equatorial.

Schneider et al., (2014) comentaram a respeito da dinâmica e da migração da ZCIT e identificaram que a posição média da ZCIT se encontra ao norte da faixa equatorial, isso ocorre especialmente por causa do Oceano Atlântico, que faz o transporte de energia em direção ao norte por intermédio do equador, esta condição, torna o Atlântico do Hemisfério Norte mais quente que o Hemisfério Sul. E, como já mencionado, a ZCIT tende a migrar para o hemisfério que está mais aquecido em relação ao outro, porém esta condição pode ser rompida em eventos extremos de anomalias da TSM no oceano Pacífico Equatorial.

De acordo com Rosa e Silva (2016) existem quatro formas de se identificar a posição climatológica da ZCIT: fazendo o cálculo das coordenadas do mínimo da magnitude da convergência do vento meridional em 1000 hPa, o mínimo da velocidade vertical em 500 hPa, o máximo da refletância do topo de nuvens, e também através da temperatura da superfície do mar (TSM).

2.6 Niños No Oceano Atlântico

No Oceano Atlântico foi identificado dois fenômenos semelhantes ao da ocorrência do ENOS no Pacífico Equatorial. Uma área está situada na parte central do Atlântico Equatorial, onde se localiza a região do vento zonal do Atlântico, e a outra área está localizada na costa oeste de Angola, conhecida como o Niño de Benguela. A configuração de um El Niño/La Niña no Atlântico Equatorial apresenta similaridade com eventos de El Niño/La Niña no Oceano Pacífico Equatorial, ou seja, as anomalias da TSM começam no leste da Bacia Atlântica Equatorial e tendem a se deslocar para oeste ao longo do tempo. Merle (1980), já mencionava anomalias interanuais da TSM do Atlântico e sua semelhança com o Pacífico Equatorial. Shannon et al., (1986) também identificaram uma situação similar da TSM na costa da Namíbia e Angola em relação aos Niños do Pacífico, isso porque, de tempos em tempos, a TSM na costa desses dois países podem atingir valores de até 5°C acima de suas médias sazonais.

Esses eventos tendem a não serem gerados de forma local, mas por variações dos ventos alísios (Lübbecke et al., 2010). Algumas análises já mostraram que as variações de temperaturas nas áreas dos Niños do Atlântico estão relacionadas com as flutuações do Anticiclone do Atlântico Sul, que inclui tanto os ventos na faixa equatorial, ao longo da costa africana, quanto os ventos alísios de sudeste. Richter et al. (2010) e Junker et al., (2015) mostraram que o forçamento local do vento pode desempenhar um papel muito importante no desenvolvimento de alguns dos eventos dos Niños da região de Benguela e que, os principais eventos são gerados especialmente por mudanças que ocorrem na tensão de cisalhamento do vento no oeste do Atlântico Equatorial (Florenchie et al., 2003, 2004; Rouault et al., 2007; Lübbecke et al., 2010; Bachèlery et al., 2015). Ressalta-se que neste contexto, Koungue et al., (2017) também observaram a formação de eventos de Niño na área da corrente de Benguela decorrente de mudanças na tensão de cisalhamento do vento sobre o oeste do Atlântico Tropical.

A variabilidade interanual da TSM do Oceano Atlântico Equatorial está relacionada de maneira muito forte com a área de Niños de Benguela na costa oeste de Angola (Reason et al., 2006). Uma característica importante é que a TSM, por mecanismo de forçamento das áreas dos Niños do Atlântico Equatorial, ocorre posteriormente ao da área dos Niños de Benguela (Rouault et al., 2009). Além da conexão entre os Niños do Atlântico, estudos anteriores também já mostraram uma relação entre o fenômeno ENOS (El Niño Oscilção Sul) com os

eventos de Niños do Atlântico. Tokinaga et al., (2019), em seu estudo sobre a influência de eventos de ENOS (anual e plurianual) no Pacífico com eventos de Niños no Atlântico, explicam que durante eventos de La Niña plurianuais no oceano Pacífico, a circulação intensificada de Walker se estende ao Atlântico Tropical na primavera boreal, como resultado, anomalias de vento de oeste em superfície aparecem sobre o Atlântico Equatorial, provocando um evento de El Niño no Atlântico Equatorial. Esta possível teleconexão atmosférica sugere uma hipótese já mostrada em outros estudos, ou seja, um evento prolongado de La Niña (El Niño) no Pacífico Equatorial pode desencadear em um El Niño (La Niña) no Atlântico Equatorial.

Apesar da conexão e semelhança entre os Niños do Pacífico e Atlântico, Dippe et al., (2018) definem várias diferenças entre os fenômenos, por exemplo, os eventos de ENOS positivos e negativos no Pacífico, geralmente, tem pico no inverno boreal e dura vários meses, e em alguns casos até mais de um ano. Por outro lado, os Niños do Atlântico, em geral, não são observados durante o verão boreal e raramente duram mais que uma temporada. Além de que, eles tem uma amplitude menor do que os do Pacífico e parecem apresentar um acoplamento atmosfera-oceano mais fraco.

Florenchie et al. (2003) e Lübbecke et al. (2010) afirmaram que os eventos quentes na região de Benguela são antecedidos por um enfraquecimento do Anticiclone do Atlântico Sul, que é o sistema de ventos predominante sobre a Bacia que compreende os ventos alísios de sudeste, os ventos que fluem através da costa oeste da África Austral e também os ventos de latitudes médias de oeste. Lübbecke et al., (2010) apresentaram resultados mostrando que existe uma alta correlação entre a variabilidade interanual da TSM na Área de Angola-Benguela (ABA) e o Atlântico Equatorial Oriental. Mostraram também que as variações na força do Anticiclone do Atlântico Sul desempenham um papel importante no desenvolvimento dos Niños tropicais do leste do Atlântico.

Uma característica marcante da região da Área de Angola-Benguela (ABA), mostrada por alguns autores, é o encontro entre duas correntes com características distintas. Dupont et al., (1999) definiu que a frente principal entre as águas quentes da superfície da corrente de Angola (vindas de norte) e as águas frias da superfície da corrente costeira de Benguela (vindas de sul) é denominada Frente de Angola-Benguela (ABF), e que situa-se mais ao sul, entre 12°S e 14°S. De acordo com Hutchings et al., (2009) a Frente de Angola-Benguela apresenta mudanças sazonais e interanuais em sua localização.

Richter et al., (2010) também destacaram a importância da onda de Kelvin para o desenvolvimento de um evento de Benguela, porém, argumentaram a importância que as

anomalias meridionais no campo de vento local apresentam para a formação desses eventos. Essas anomalias enfraqueceriam o sistema de Alta Pressão do Atlântico Sul, causando um aquecimento na costa de Benguela de 2 a 3 mese depois. Eles mencionam que uma variação no campo de vento local tem um grande impacto sobre as duas regiões.

Lübbecke et al., (2010), em seus resultados, confirmam o que já tinha sido mostrado em estudos anteriores que indicavam que a variabilidade interanual da TSM na área de Benguela e no Atlântico Equatorial Oriental estão relacionados. Mais especialmente, os eventos quentes (frios) na Área de Benguela Angola (ABA) no outono austral parecem está profundamente relacionado com eventos quentes (frios) no leste do Atlântico Equatorial no inverno austral. Dessa forma, o aquecimento (resfecimento) da superfície do mar na área de Angola tende a conduzir ao aquecimento (resfecimento) na região do Atlântico Equatorial por um período de um a três meses. De acordo com Hardman-Mountford et al., (2003) e Junker et al., (2017), o ciclo da TSM anual na região ao norte e sul da ABF é unimodal com um máximo da TSM do lado norte da ABF em fevereiro e do sul em março, enquanto, o mínimo ocorre em julho no lado norte e em agosto no lado sul da ABF. Bartholomae e Van der Plas, (2007) descreveram sobre a anomalia latitudinal na posição da ABF, identificando ocorrência de anomalias frias no setor norte nos anos de 1982/1983, 1986/1987, 1992/1993 e 1997/1998, que coincidem com fortes eventos do ENOS no Pacífico e reflete em um alto movimento na parte norte do Atlântico Sul nesse período. Florenchie et al., (2003) identificam eventos de anomalias quentes na parte sul como sendo menos frequentes, com grandes ocorrências em anos como 1963, 1984 e 1995 que podem está relacionados com a tensão de cisalhamento do vento no Atlântico Equatorial.

2.7 Influência da Anomalia de Temperatura da Superfície do Mar no Atlântico Tropical no Clima do Norte e Nordeste do Brasil

Um dos estudos pioneiros sobre a influência das anomalias de TSM na precipitação do setor norte do Nordeste foi produzido por Hastenrath e Heller (1977), que mostram a configuração de um padrão de temperatura da superfície do mar, durante uma estação chuvosa deficiente na NEB, caracterizado por desvios positivos em uma ampla faixa no Atlântico Norte e no Pacífico oriental, e águas anormalmente frias na maior parte do Atlântico Sul e equatorial. Durante as estações chuvosas abundantes na NEB, os padrões de desvio são aproximadamente inversos aos típicos de anos de seca. Hastenrath e Heller (1977), ainda

mencionaram que ligação negativa entre a precipitação no Nordeste do Brasil e a TSM ao longo da costa do Equador/Peru, provavelmente seja causada por variações inversas de pressão em longo prazo sobre os oceanos Pacífico sul oriental e Atlântico sul, que por sua vez podem ser parte de ajustes de massa em grande escala do tipo Oscilação Sul.

Seguindo as pegadas de Hastenrath e Heller (1977), Moura e Shukla (1981) a partir de um estudo de correlação entre as anomalias de TSM no Atlântico Tropical e as anomalias de precipitação anual de Fortaleza – CE e Quixeramobim – CE, proporam um modelo numérico com a possibilidade de realizar previsões, com meses de antencidência, da qualidade da estação chuvoso na NEB.

A partir dos estudos mencionados nos parágrafos anteriores surgiu uma grande gama de artigos mostrando a relação da anomolia de TSM no Atlântico Tropical e as chuvas na NEB. A seguir serão mencionados alguns deles, principalmente os mais recentes.

Moura et al. (2009) correlacionaram a precipitação (março a julho) do setor leste do Nordeste do Brasil com Anomalia de TSM, utilizaram dados do período de 1945 a 1985, e identificaram as áreas, nos oceanos, com as maiores influência das anomalia de TSM com as chuvas da região. Sendo as do Niño3, no Pacífico Equatorial, e do dipolo no Atlântico as principais (correlação maior que 0,6, significativa a $p < 0,05$). Também detectaram os modos zonal e meridional durante análises feitas com defasagem temporal (“lags”) de até três meses, para o Pacífico, e até quatro meses, para o Atlântico. Concluíram que as correlações negativas, no Pacífico leste e Atlântico norte, indicam a presença dos ramos descendentes da célula de Walker e Hadley no setor leste da NEB.

Reboita e Santos (2014) realizaram uma revisão sobre o que são teleconexões e a influência do ENOS e das anomalias de TSM no Oceano Atlântico Tropical no clima da América do Sul, também avaliaram conjuntamente a influência das anomalias de TSM do Pacífico Tropical e do Atlântico Tropical na precipitação das regiões Norte e Nordeste do Brasil, assim como na posição e intensidade da ZCIT no Atlântico. Reboita e Santos (2014) mencionaram que nem sempre na ocorrência de El Niño há déficit de precipitação nas regiões Norte e Nordeste do Brasil, pois a influência das anomalias de TSM do Atlântico Tropical sul e/ou norte se acopla ao efeito das anomalias de TSM do Pacífico Tropical, alterando ou fortalecendo o sinal das anomalias de precipitação sobre o Brasil tropical.

Cavalcanti (2015) descreveu que além do El Niño/La Niña e do gradiente do Atlântico Tropical, influências atmosféricas extratropicais são identificadas sobre o Atlântico Norte e Sul capazes de influenciar anomalias de precipitação no norte do Nordeste, pois observou que quando os anos de El Niño e La Niña são removidos dos compostos de casos secos e úmidos,

respectivamente, os centros de ações extratropicais sobre o Atlântico Norte e Sul permanecem atuantes nos meses de dezembro a fevereiro. Contudo, Cavalcanti ressalta que o gradiente tropical de anomalia de TSM ainda está presente com sinais invertidos em cada caso, consistente com as anomalias de precipitação da NEB. Cavalcanti (2015) ainda afirma que o principal modo de variabilidade no Hemisfério Sul (Modo Anular Sul) e no Hemisfério Norte (Modo Anular Norte) está presente de dezembro a fevereiro durante os casos secos. Esses padrões anulares ocorrem nos compostos de anomalias de precipitação do Nordeste do Brasil, incluindo ou excluindo anos ENOS. Finalmente, Cavalcanti conclui que, além das relações ENOS com a anomalia de precipitação no norte do Nordeste, discutidas em estudos anteriores, existe outra conexão sobre o Atlântico Sul, ligando anomalias entre latitudes altas e tropicais. As anomalias de precipitação sobre o Nordeste têm contribuições das duas regiões dos hemisférios extratropicais do Atlântico, e que estas anomalias atmosféricas observadas na pré-estação chuvosa podem ser uma ferramenta útil no monitoramento da variabilidade da precipitação do Norte e Nordeste do Brasil.

Moura et al., (2020) pesquisaram as melhores variáveis preditoras da qualidade da estação chuvosa do leste da NEB por meio da análise de correlação canônica aplicada as anomalias dos ventos alísios, as anomalias de TSM e pressão atmosférica à superfície no Pacífico equatorial e as anomalias de TSM no Atlântico Tropical (área do Dipolo), de forma a possibilitar a elaboração de modelos de previsão da precipitação pluvial (período chuvoso) do setor leste do Nordeste do Brasil para os quatro meses mais chuvosos da região, com antecedência de três meses. Para tanto, dividiram o setor leste do Nordeste em três grupos distintos e realizaram correlações canônicas entre a precipitação dos grupos com os dados padronizados de TSM, vento e pressão atmosférica, as análises fundamentaram-se na série dos totais de precipitação de abril a julho e dados defasados de médias de três meses (média de Novembro a Janeiro) de TSM, vento em 850 hPa no Pacífico Equatorial e pressão da atmosfera em Tahiti e Darwin para o período de 1986 a 2017. Percebe-se que os principais preditores para os grupos homogêneos foram, por ordem de maior importância: Média de três meses de atraso do índice de Ventos Alísios Equatorial Central (MedWC), Média da pressão atmosférica à superfície em Darwin (Mdarwin), Média do EN 3.4 (MEN3.4), Média da pressão atmosférica à superfície em Tahiti (Mtahiti) e Média de índice de Ventos Alísios Leste (MedWE). Nota-se deste atraso que a principal influência está no Pacífico, no ENOS.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 Área Geográfica e Período de Estudo

A área de estudo (Figura 1) está situada entre os paralelos de 05,25°N e 18,75°S e os meridianos de 37,75°W e 60,25°W, compreendendo toda a Região Nordeste do Brasil e Amazônia Oriental (Estados do Pará, Tocantins e Amapá). A área de estudo apresenta quatro estações chuvosas bem definidas, divididas da seguinte forma: A1 (estação chuvosa entre novembro e março - NDJFM), A2 (estação chuvosa entre dezembro e abril - DJFMA), A3 (estação chuvosa entre janeiro e maio - JFMAM) e A4 (estação chuvosa entre março e julho - MAMJJ). Ressalta-se que Kousky (1979) demostrou que a NEB poderia ser dividida em três regiões homogêneas de precipitação, uma no centro-sul da região com precipitação de novembro a fevereiro, outra no centro-norte, com chuvas de fevereiro a maio, e a terceira, composta de uma faixa de terra ao longo da costa leste, com período chuvoso de abril a julho. Contudo, no presente trabalho, ao realizar uma análise mais detalhada, verificou-se que o período mais chuvoso no centro-sul da NEB, e estendendo até o Tocantins e parte do sul do Pará, ocorre de novembro a março (A1, Figura 1), outra área abrangendo o noroeste da Bahia, sul do Piauí e Maranhão, centro norte do Tocantins e grande parte de centro-sul do Pará, apresenta período mais chuvoso de dezembro a abril (A2, Figura 1), também se observou uma terceira área, composta pelo centro-norte do Nordeste e do Pará e todo estado do Amapá, como período chuvoso de janeiro a maio (A3, Figura 1), e finalmente, o leste da NEB, com período mais chuvoso de março a julho (A4, Figura 1).

Por outro lado, ao realizar uma configuração de regiões pluviometricamente homogêneas utilizando métodos de agrupamento, é possível obter números maiores de regiões pluviometricamente homogêneas, uma vez que qualquer uma destas quatro áreas mencionadas pode ser dividida em duas ou até mais. Contudo, isto ocorre porque os métodos de agrupamentos, em geral, levam em consideração a distribuição ao longo do ano da precipitação e o seu total anual. Na presente pesquisa o principal objetivo é quantificar a influência da SSM sobre a precipitação que ocorre na NEB e Amazônia Oriental nas áreas de mesmo período chuvoso. Portanto, optou-se por dividir a área de estudo nestes quatro recortes, isso porque, em determinadas situações do estudo se faz necessária uma análise detalhada para cada região, pois cada área apresenta características distintas e a influência da

atuação de diferentes sistemas meteorológicos. O período de estudo abrange 30 anos, se estendendo de janeiro de 1991 a dezembro de 2020.

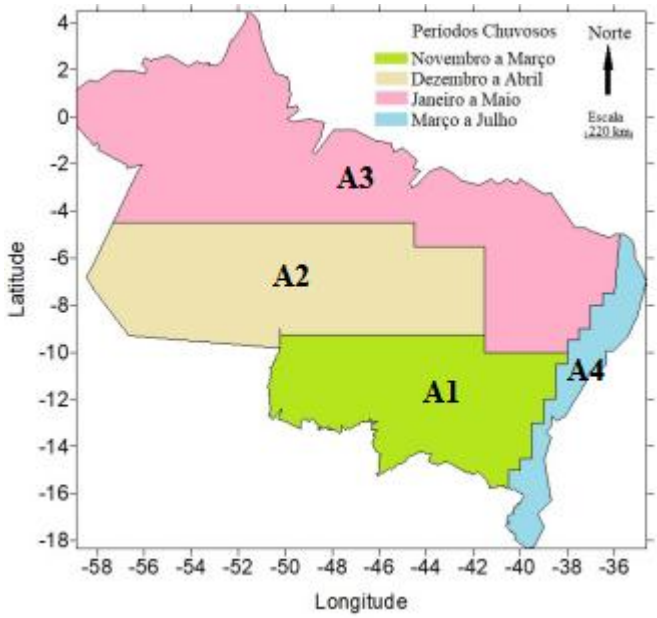


Figura 1. Área geográfica de estudo da influênccia da Anomalia da Salinidade da Superfície do Mar no Atlântico Tropical sobre a precipitação na Região Nordeste e Amazônia Oriental do Brasil. A área geográfica de estudo apresenta quatro estações chuvosas distintas, divididas da seguinte forma: estação chuvosa entre novembro e março (A1); dezembro e abril (A2); janeiro e maio (A3) e março a julho (A4).

A área do Oceano Pacífico Equatorial estudada para avaliar os índices de correlação linear com a SSM do Atlântico Tropical foi o Niño 3.4 (Figura 2), situada entre os paralelos de 05°N - 05°S e os meridianos de 170°W - 120°W. Esta área foi escolhida por se tratar de uma região aproximada dos ramos ascendente e descendente da Célula de Walker no Oceano Pacífico Equatorial.

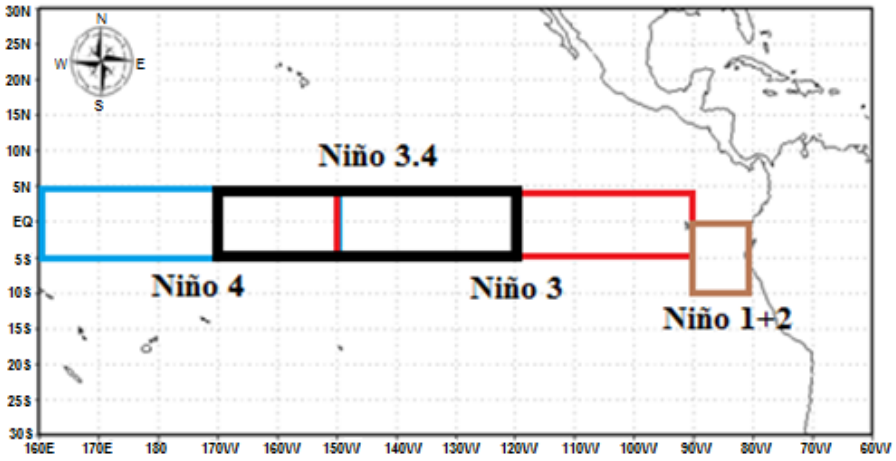


Figura 2. Área de estudo da variabilidade da Temperatura da Superfície do Mar no Oceano Pacífico Equatorial (Índice Niño 3.4: 05°N - 05°S; 170°W - 120°W).

A área de estudo da influência da Salinidade da Superfície do Mar sobre a precipitação na Região Nordeste e Amazônia Oriental do Brasil é a região do Atlântico Tropical (Figura 3), situada entre os paralelos de 30°N - 30°S e os meridianos de 60°W - 20°E. Pontua-se que o Oceano Atlântico Tropical foi dividido em três áreas: Atlântico Norte (ATLN), situado entre os paralelos de 05°N - 20°N e os meridianos de 60°W - 20°W; Atlântico Sul (ATLS), situado entre os paralelos de 05°S - 20°S e os meridianos de 30°W - 10°E e Atlântico Equatorial (ATLE), situado entre os paralelos de 05°N - 05°S e os meridianos de 35°W - 05°E. Foram feitas análises individuais da influência da SSM de cada um dos três recortes do Atlântico Tropical sobre a precipitação na NEB e Amazônia Oriental do Brasil.

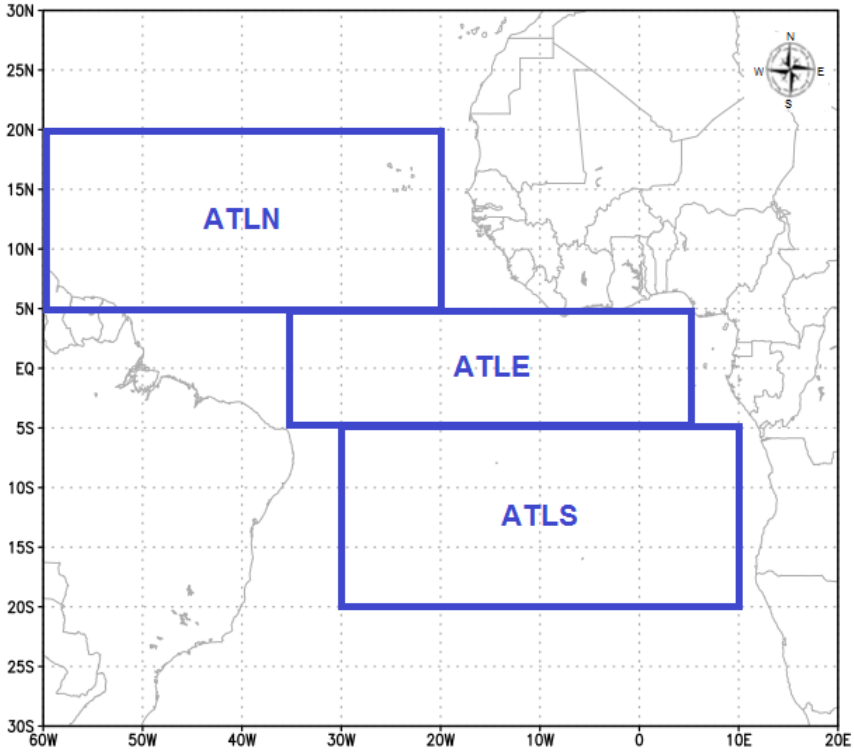


Figura 3. Área de estudo da variabilidade da Salinidade da Superfície do Mar no Oceano Atlântico Tropical (30°N - 30°S; 60°W - 20°E).

3.2 Dados e Metodologia

3.2.1 Dados da Salinidade da Superfície do Mar (SSM)

Os dados de Salinidade da Superfície do Mar (SSS – Sea Surface Salinity) foram obtidos do Met Office Hadley Centre observations datasets (EN4 quality controlled ocean data: Download EN.4.2.1.) Este conjunto de dados mensais está disponível de janeiro de 1900 até o presente em uma grade de resolução de 1° x 1°. Foi feita uma climatologia entre janeiro de 1991 a dezembro de 2020, totalizando 30 anos de dados. Detalhes deste conjunto de dados podem ser obtidos em Good et al., (2013).

3.2.2 Dados da Temperatura da Superfície do Mar (TSM)

Os dados de Temperatura da Superfície do Mar são oriundos do Climate Prediction Center - Monthly ERSSTv5 (1991-2020 base period). Mais detalhes deste conjunto de dados podem ser obtidos na Internet através do site da *National Oceanic and Atmospheric Administration - NOAA (https://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/).*

3.2.3 Dados da Precipitação

Neste estudo foram utilizados dados de precipitação do projeto *CPC Global Unified Gauge-Based Analysis of Daily Precipitation*. Este projeto está em andamento no *CPC/NOAA (Climate Prediction Center/ National Oceanic and Atmospheric Administration)* e tem como objetivo criar um conjunto de produtos de precipitação unificados com quantidade consistente e qualidade aprimorada, combinando todas as fontes de informação disponíveis no CPC e aproveitando a técnica de análise objetiva de interpolação ótima. Estes dados são diários e estão disponíveis no período de 01/01/1979 até o presente em uma grade de 0,25° X 0,25° e são fornecidos pelo *PSL (Physical Sciences Laboratory) /NOAA, Boulder, Colorado, EUA,* acessado no site *https://psl.noaa.gov*. Detalhes sobre este conjunto de dados podem ser obtidos em Chen et at., (2008).

3.2.4 Softwares Utilizados (Surfer 11 e GrADS)

Após a coleta de dados, utilizou-se o Software Surfer 11 para gerar os mapas com áreas de correlação linear entre a TSM do Oceano Pacífico Equatorial e a SSM do Atlântico Tropical, assim como, a correlação entre a precipitação sobre a NEB e Amazônia Oriental e a SSM do Atlântico Tropical. Na construção dos mapas, para análise da correlação entre as variáveis, foram consideradas, somente, as regiões que apresentam significância estatística para os níveis de confiança de 90% (α=0,10), 95% (α=0,05) e 99% (α=0,01). As demais áreas dos mapas que não apresentaram índices significativos para estes níveis permaneceram sem preenchimento de cores (fundo branco), com exceção da Figura 9, onde foram apresentados

todos os índices de correlação linear (positivos e negativos) entre a SSM do Oceano Atlântico Tropical na primavera austral com a precipitação de novembro a março (NDJFM), dezembro a abril (DJFMA), janeiro a maio (JFMAM) e março a julho (MAMJJ).

Outro software utilizado foi o GrADS *(Grid Analysis and Display System)*. Necessário para construção dos mapas da análise do comportamento da Divergência Horizontal de Umidade (DHU) e Vento em 1000 hPa. O GrADS também foi utilizado para a elaboração dos mapas da área de estudo da influência da TSM do Pacífico Equatorial Central e da SSM do Atlântico Tropical. O GrADS é uma ferramenta utilizada para construção, visualização e análise de dados em pontos de grade. Este software foi desenvolvido pelo *Center for Ocean Land Atmosphere interaction (COLA).*

3.2.5 Análise da relação entre as variáveis

A análise da relação entre a anomalia de TSM da superfície do Oceano Pacífico Equatorial e a SSM do Atlântico Tropical, bem como a análise da relação entre a precipitação da NEB e Amazônia Oriental e a SSM do Atlântico Tropical foram realizadas por meio da análise de coeficiente de correlação de Pearson, enquanto, a significância estatística do coeficiente de correlação obtido, foi realizada por meio do teste t de Student (Gosset, 1908).

O Coeficiente de correlação de Pearson é calculado pela seguinte equação:

$$r_{xyj} = \frac{\sum_{i=1}^{n}(x_{ij}-\overline{x_j})(y_{ij}-\overline{y_j})}{\left(\sqrt{\sum_{i=1}^{n}(x_{ij}-\overline{x_j})^2}\right)\left(\sqrt{\sum_{i=1}^{n}(y_i-\overline{y_j})^2}\right)} \quad (1)$$

em que r_{xyj} é o coeficiente de correlação do mês, estação ou semestre j, y_{ij} é a precipitação do mês, estação ou semestre j do ano i de uma determinada área homogênea, $\overline{y_j}$ é a precipitação média do mês, estação ou semestre j, x_{ij} é a TSM ou SSM do mês, estação ou semestre j do ano i e $\overline{x_j}$ é a SSS ou TSM média climatológica do mês estação ou semestre j de um determinado ponto de grade e n é o número de anos utilizados. Para valores mensais e sazonais também são realizadas correlações com lag, por exemplo, precipitação do mês j e

TSM ou SSM dos meses j-1; j-2 e j-3, nestes casos os valores totais de pares de dados torna-se, n-1, n-2 e n-3, respectivamente.

Um teste estatístico muito utilizado, nos estudos de climatologia, para verificar a significância estatística de coeficiente de correlações, é o teste t de Student. Para tanto, calcula-se o t observado (t_{obs}) e o compara com t de um determinado nível de significância, em geral, de 95% (p-valor = 0,05) e 99% (p-valor = 0,01), para o mesmo número de grau de liberdade do t_{obs}. Caso, o valor absoluto de t_{obs} seja superior ao t do nível de significância, às vezes denominado de t tabelado, rejeita-se a hipótese nula, e aceita a hipótese alternativa, ou seja, as variáveis estão correlacionadas, caso contrário, aceita a hipótese nula. A propósito, o t_{0bs} é obtido pela seguinte equação:

$$t_{obs} = \frac{r_{xy}\sqrt{n-2}}{\sqrt{1-r_{xy}^2}} \quad (2)$$

em que n é o tamanho da amostra, no caso especifico desta pesquisa 30 (30 anos de dados), n-2 graus de liberdade e r_{xy} coeficiente de correlação de Pearson.

Ressalta-se que, na presente pesquisa, determinaram-se os coeficientes de correlação de Pearson, em pontos de grade de 1º x 1º, no Oceano Atlântico, entre as latitudes de 30ºS e 30ºN, bem como em pontos de grade de 0,5º x 0,5º, no Nordeste do Brasil e Amazônia Oriental. Portanto, é conveniente determinar o valor do coeficiente de correlação crítico para um determinado nível de significância, no caso específico de 95% (p-valor = 0,05), $t_{0,05}$ para n-2 grau de liberdade, e 99% (p-valor = 0,01), $t_{0,01}$ para n-2 graus de liberdade, cujos coeficientes de correlações críticos são dados pelas seguintes expressões:

$$r_{c0,05} = \frac{t_{0,05}}{\sqrt{n-2+t_{0,05}^2}} \quad (3)$$

$$r_{c0,01} = \frac{t_{0,01}}{\sqrt{n-2+t_{0,01}^2}} \quad (4)$$

em que $r_{c0,05}$ e $r_{c0,01}$, são os valores críticos do coeficiente de correlação de Pearson para significância estatística de 95% e 99%, respectivamente. Se o valor absoluto do r_{xy} seja superior a $r_{c0,01}$, o coeficiente de correlação tem significância estatística de 99% (p-valor = 0,01), se for inferior a $r_{c0,01}$ e superior a $r_{c0,05}$ tem significância estatística de 95% (p-valor = 0,05).

Ressalta-se que na presente pesquisa o tamanho da amostra é de 30 anos, ou seja, tem-se 28 gruas de liberdade, nestas condições, o $t_{0,01}$ é igual a 2,7633 e o $r_{c0.01}$ é igual a 0,463, e o $t_{0,05}$ é igual a 2,0484 e o $r_{c0,05}$ é igual a 0,361. Então, os coeficientes de correlação observados superiores a 0,463 e inferiores a -0,463 são estatisticamente significativos ao nível de significância de 99%, já aqueles superiores 0,361 ou inferiores a -0,361, mas inferiores a 0,463 e superiores a -0,463 são estatisticamente significativos ao nível de significância de 95%. É oportuno mencionar que não é usual, mas também é utilizado o nível de significância de 90% (p-valor = 0,1), para 28 gruas de liberdade $t_{0,1}$ é igual a 1,6991 e $r_{c0,1}$ é igual 0,306, sendo $t_{0,1}$ e $r_{c0,1}$ o t de studant e o coeficiente de correlação para o nível de significância de 90%.

Pontua-se que, no presente estudo, a expressão p-valor = 0,1, p-valor = 0,05 e p-valor = 0,01 que representam os níveis de significância estatística de 90%, 95% e 99%, respectivamente, será representada pela letra "alfa" (α). A Tabela 1 apresenta os valores de t de Student e os valores limites para os coeficientes de correlação estatisticamente significativos, para os p-valores de 0,01, 0,05 e 0,1 para o grau de liberdade de 28.

Tabela 1. Valores de t de Student e valores limites para os coeficientes de correlação estatisticamente significativos, para os p-valores de 0,01, 0,05 e 0,1 e grau de liberdade de 28.

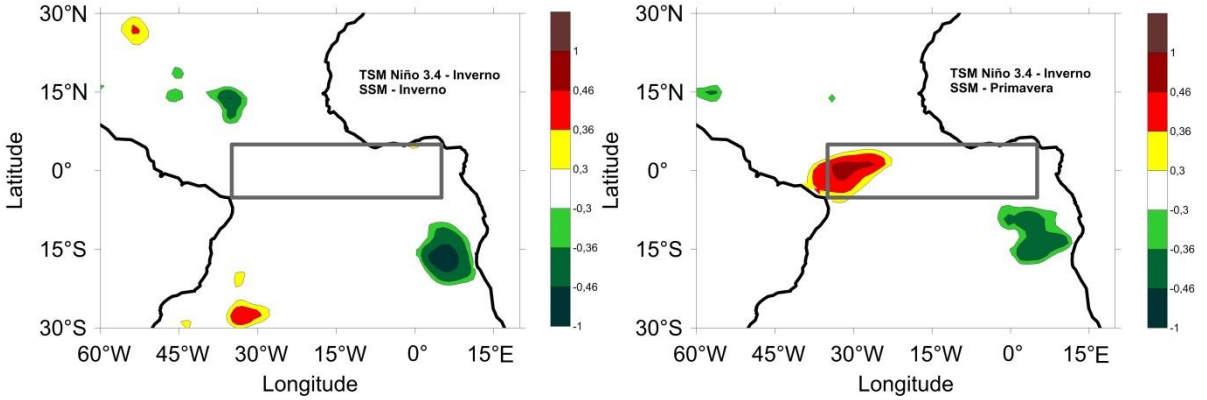
p-valor (α)	t de Student	coeficiente positivo	coeficiente negativo
0,01	2,7633	$r > 0,463$	$r < -0,463$
0,05	2,0484	$0,361 < r \leq 0,463$	$-0,463 \leq r < -0,361$
0,10	0,306	$0,306 < r \leq 0,361$	$-0,361 \leq r < -0,306$

Todavia, é salutar informar que os intervalos mostrados para os valores dos coeficientes de correlação na Tabela 1 são convenientes, quando se tem como objetivo mostrar a significância estatística para diferentes níveis (90%, 95% e 99%). Caso o objetivo for para apenas um nível, exemplo, 95%, basta informar que para grau de liberdade de 28, o coeficiente correlação estatisticamente significativo deve ser superior a 0,361, nos casos de correlação positiva, ou inferior a -0,361, para as correlações negativas.

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 Correlação entre a Temperatura da Superfície do Mar no Oceano Pacífico Equatorial (Área do Niño 3.4) e a Salinidade da Superfície do Mar no Oceano Atlântico Tropical

A Figura 4 apresenta os mapas de correlação entre a TSM do Pacífico Equatorial (Niño 3.4) no inverno austral e a SSM do Atlântico Tropical no inverno austral (Figura 4a), e na primavera austral (Figura 4b), respectivamente. As regiões onde se encontram os valores de correlação estatisticamente significativos entre as duas variáveis (TSM e SSM) ocorrem principalmente na costa leste do Atlântico Tropical sul (10°S - 20°S), com índices de significância, para valores negativos, que variam entre α=0,10, α=0,05 e α=0,01, principalmente entre a TSM de inverno e a SSM de inverno (Figura 4a). Para os valores de correlação positivos, é possível identificar o surgimento de um núcleo na costa da NEB, próximo à região equatorial, com valores estatisticamente significativos de α=0,01, durante a TSM de inverno e a SSM de primavera (Figura 4b). Vale ressaltar, que a partir das próximas estações, esta condição de correlação estatisticamente significativa entre a TSM do Pacífico Equatorial Central (Niño 3.4) e a SSM do Atlântico Equatorial se tornará mais abrangente, e compreenderá quase toda a área equatorial do Atlântico, desde a costa norte da NEB até a costa equatorial do continente africano.

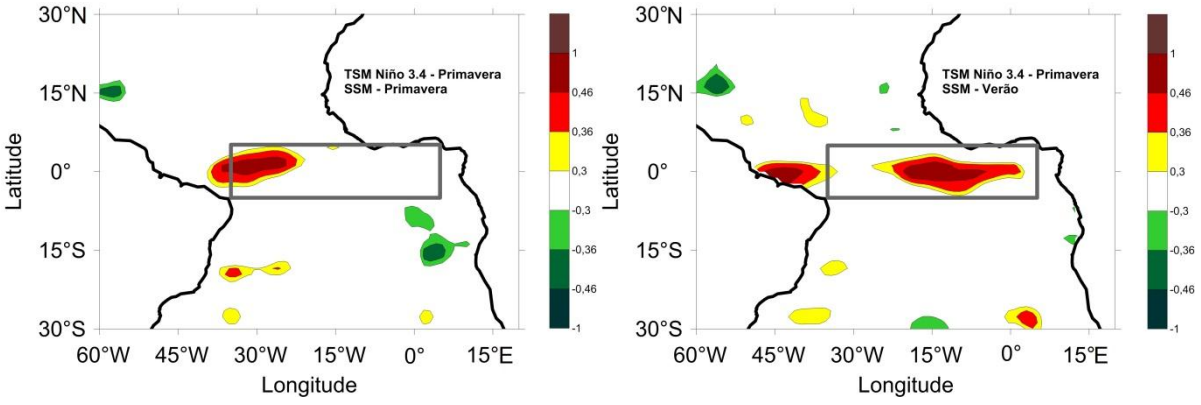


(a) (b)

Figura 4. Correlação estatisticamente significativa entre a TSM do Oceano Pacífico Equatorial e a SSM do Atlântico Tropical para o inverno e inverno (a) e inverno e primavera (b). A significância estatística está representada na barra de cores da seguinte forma: -0,36 ≤ r < -0,30, significância estatística de 90% (verde claro); -0,46 ≤ r < -0,36, significância estatística de 95% (verde médio); r < -0,46, significância estatística de 99% (verde escuro);

0,30 < r ≤ 0,36, significância estatística de 90% (amarelo); 0,361 < r ≤ 0,46, significância estatística de 95% (vermelho); e r > 0,46, significância estatística de 99% (vermelho escuro e marrom).

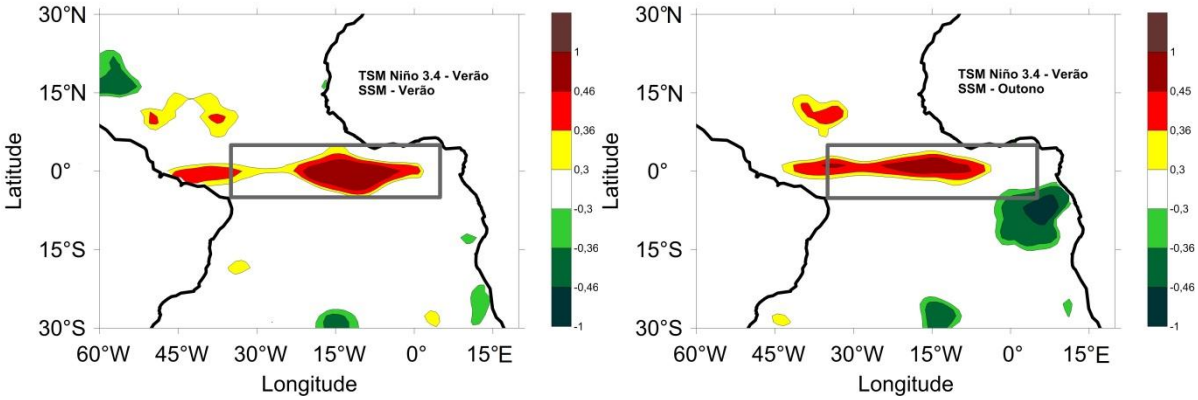
A Figura 5 apresenta os valores de correlação estatisticamente significativos entre a TSM de primavera austral no Pacífico Equatorial (Niño 3.4) e a SSM no Atlântico Tropical durante a primavera austral (Figura 5a), e no verão austral (Figura 5b), respectivamente. No primeiro caso (Figura 5a), os valores estatisticamente significativos, para correlações positivas, são vistos no Atlântico Equatorial próximo à costa da NEB, onde se identificam valores de α=0,10, α=0,05 e α=0,01, indicando um nível de confiança de até 99%. Para a TSM de primavera no Pacífico Equatorial e SSM de verão no Atlântico Equatorial (Figura 5b), a área de correlação estatisticamente significativa, para valores positivos, aumenta sua abrangência na região equatorial do Atlântico, com valores entre α=0,10, α=0,05 e α=0,01 de significância estatística, desde a costa norte da NEB até à costa da África. Destaca-se, que esta expansão de correlação estatisticamente significativa entre a TSM do Pacífico Equatorial e a SSM do Atlântico Equatorial permanecerá nas estações seguintes (primavera, verão e outono), indicando uma influência do aumento (diminuição) da TSM no Pacífico Equatorial (Niño 3.4) no aumento (diminuição) da SSM no Atlântico Equatorial. Esta correlação dá-se de forma instantânea e com até três meses de antecedência, como será visto nas figuras seguintes.



(a) (b)

Figura 5. Correlação estatisticamente significativa entre a TSM do Oceano Pacífico Equatorial e a SSM do Atlântico Tropical para a primavera e primavera (a) e primavera e verão (b). A significância estatística está representada na barra de cores da seguinte forma: -0,36 ≤ r < -0,30, significância estatística de 90% (verde claro); -0,46 ≤ r < -0,36, significância estatística de 95% (verde médio); r < -0,46, significância estatística de 99% (verde escuro); 0,30 < r ≤ 0,36, significância estatística de 90% (amarelo); 0,361 < r ≤ 0,46, significância estatística de 95% (vermelho); e r > 0,46, significância estatística de 99% (vermelho escuro e marrom).

As Figuras 6a,b apresentam os mapas de correlação entre a Temperatura da Superfície do Mar no Oceano Pacífico Equatorial (Niño 3.4) no verão austral e a Salinidade da Superfície do Mar no Oceano Atlântico Equatorial no verão austral (Figura 6a), e no outono austral (Figura 6b). A área de correlação positiva (estatisticamente significativa) é observada principalmente na faixa equatorial do Atlântico, tanto para a TSM de verão e SSM de verão (Figura 6a) quanto para a TSM de verão e SSM de outono (Figura 6b), com índices de significância que oscilam entre α=0,10 e α=0,05. No entanto, a significância estatística chega até α=0,01 na região central do Atlântico Equatorial, para ambos os casos (Figuras 6a e 6b). Nestas áreas, o nível de confiança é de até 99%, indicando uma relação entre a SSM do Atlântico Equatorial e a TSM do Pacífico Equatorial. Correlação estatisticamente significativa para valores negativos também é vista (Figuras 6a,b), no entanto, a área de abrangência é menor se comparado a correlações positivas. Os níveis de significância para estes casos chegam aos valores de α=0,10 e α=0,05, e α=0,01, principalmente entre a TSM de verão e a SSM de outono (Figura 6b), em áreas do Atlântico sul próximo ao continente africano.



(a) (b)

Figura 6. Correlação estatisticamente significativa entre a TSM do Oceano Pacífico Equatorial e a SSM do Atlântico Tropical para o verão e verão (a) e verão e outono (b). A significância estatística está representada na barra de cores da seguinte forma: $-0,36 \leq r < -0,30$, significância estatística de 90% (verde claro); $-0,46 \leq r < -0,36$, significância estatística de 95% (verde médio); $r < -0,46$, significância estatística de 99% (verde escuro); $0,30 < r \leq 0,36$, significância estatística de 90% (amarelo); $0,361 < r \leq 0,46$, significância estatística de 95% (vermelho); e $r > 0,46$, significância estatística de 99% (vermelho escuro e marrom).

A variabilidade interanual entre a anomalia da TSM do Oceano Pacífico Equatorial (Niño 3.4) no verão austral e a anomalia da SSM do Oceano Atlântico Equatorial no outono austral é apresentada na Figura 7. O comportamento entre as variáveis apresenta semelhança ao longo da série, de modo geral, à medida que a TSM do Oceano Pacífico Equatorial (Niño 3.4) de verão aumenta (diminui), a SSM do Atlântico Equatorial no outono (uma estação

depois) também aumenta (diminui). Este comportamento da série temporal, entre TSM e SSM, está coerente com os valores de correlação positivos encontrados neste trabalho para a região equatorial do Atlântico.

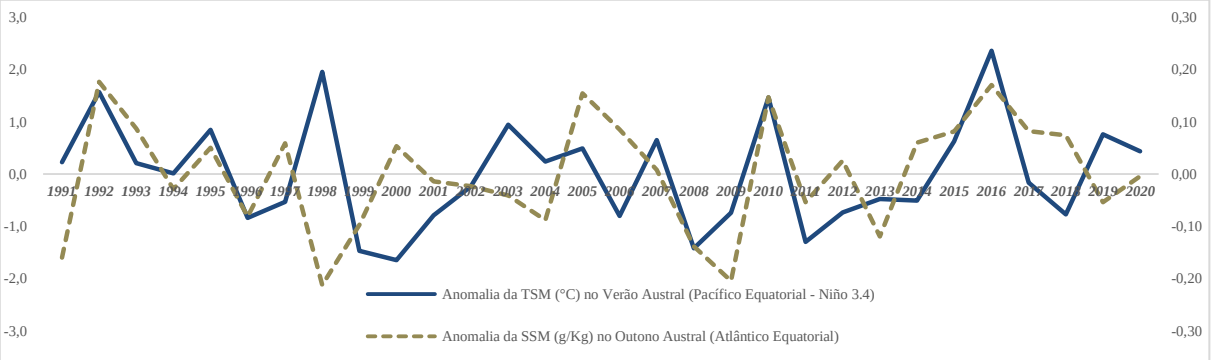
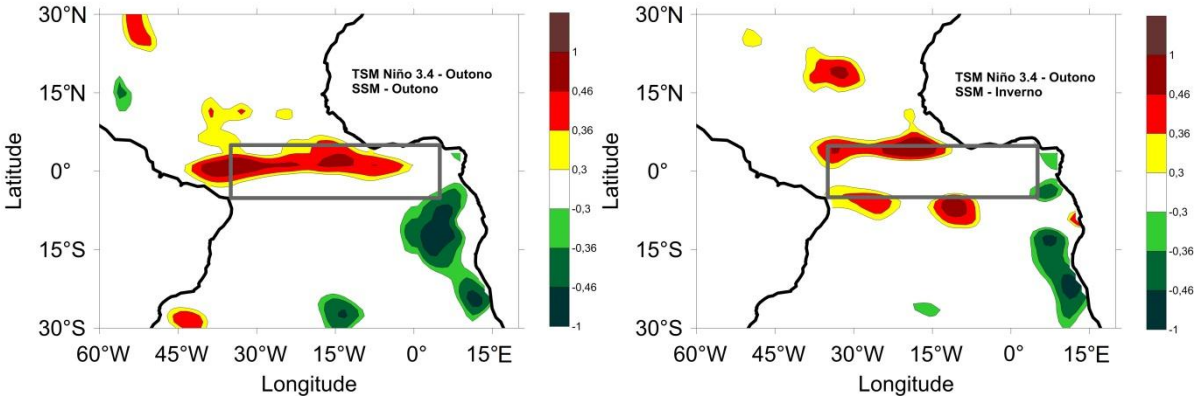


Figura 7. Variabilidade da Anomalia da Temperatura da Superfície do Mar no Oceano Pacífico Equatorial (Área do Niño 3.4) durante o verão austral - eixo vertical à esquerda (linha contínua); e Anomalia da Salinidade da Superfície do Mar no Oceano Atlântico Equatorial durante o outono austral - eixo vertical à direita (linha tracejada).

Durante o outono austral, a TSM do Pacífico Equatorial Central (Niño 3.4) apresenta correlação estatisticamente significativa, para valores positivos, apenas com a SSM do Atlântico Equatorial também no outono (Figura 8a). Para a TSM do Pacífico Equatorial no outono austral e a SSM no inverno austral (Figura 8b), os valores de correlação estatisticamente significativos, para valores positivos, ocorrem em áreas adjacentes ao Atlântico Equatorial, com nível de confiança de até 99%. Logo, a TSM do Pacífico Equatorial Central durante o outono não funciona como um preditor estatisticamente significativo para a SSM do Atlântico Equatorial de inverno, em contraste ao que foi identificado com a TSM de primavera e a SSM de verão e com a TSM de verão e a SSM de outono. Áreas com valores negativos de correlação estatisticamente significativos são vistas no leste do Atlântico Tropical sul, próximo à costa do continente africano, o nível de confiança varia entre 90%, 95% e 99% (Figuras 8a e 8b). Destaca-se, que estes valores de correlação negativos entre a TSM do Pacífico Equatorial e a SSM do leste do Atlântico Tropical sul começam a surgir no verão, continua no outono e se prolonga até o inverno. Nesta área, a relação entre a TSM e a SSM são inversamente proporcionais, em contraste ao que é observado no Atlântico Equatorial.

A influência que a SSM no Oceano Atlântico Tropical sofre nas alterações no ENOS, como visto nesta pesquisa, favorece a previsibilidade da estação chuvosa na Amazônia Oriental e na NEB, isso porque a SSM do Atlântico Tropical, especialmente na região equatorial, está significativamente correlacionada com a variabilidade da precipitação destas

regiões do Brasil. Uma das principais causas da correlação significativa entre SSM e precipitação é o transporte de umidade através de uma teleconexão entre o oceano e o continente, como identificado por Arcodia et al. (2025); Rathore et al. (2021). No entanto, com o processo crescente das Mudanças Climáticas, o transporte de vapor d'água entre oceanos e continentes tem sofrido alterações ao longo das últimas décadas, causado especialmente pela elevação global da temperatura do ar (Skliris, et al., 2020; Wang et al., 2023; Yu et al., 2020). Desse modo, o aquecimento global afeta diretamente os índices de SSM e transporte de umidade, que por sua vez, deve provocar aliterações significativas nos índices de precipitação sobre os continentes, aumentando as chances de eventos extremos.



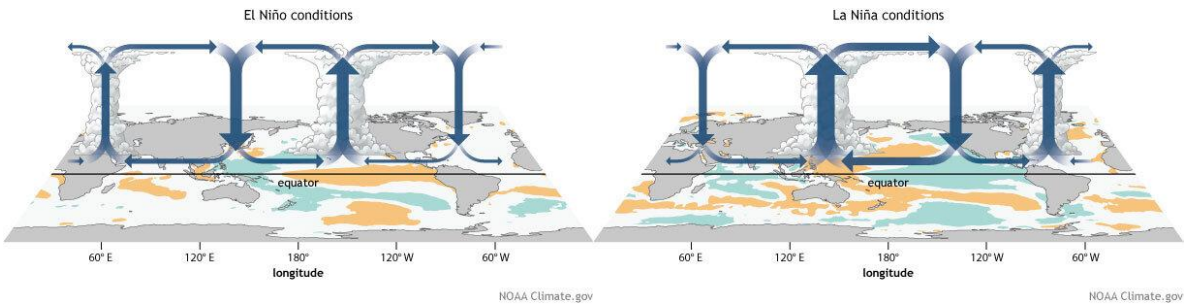
(a) (b)

Figura 8. Correlação estatisticamente significativa entre a TSM do Oceano Pacífico Equatorial e a SSM do Atlântico Tropical para o outono e outono (a) e outono e inverno (b). A significância estatística está representada na barra de cores da seguinte forma: $-0{,}36 \leq r < -0{,}30$, significância estatística de 90% (verde claro); $-0{,}46 \leq r < -0{,}36$, significância estatística de 95% (verde médio); $r < -0{,}46$, significância estatística de 99% (verde escuro); $0{,}30 < r \leq 0{,}36$, significância estatística de 90% (amarelo); $0{,}361 < r \leq 0{,}46$, significância estatística de 95% (vermelho); e $r > 0{,}46$, significância estatística de 99% (vermelho escuro e marrom).

A Célula de Walker é uma circulação termicamente direta com movimento ascendente no Pacífico Equatorial oeste e movimento descendente no Pacífico Equatorial leste (Bjerknes, 1969). Entretanto, em anos de El Niño, o ramo ascendente se desloca para o Pacífico Equatorial Central e o ramo descendente se desloca para o nordeste da América do Sul e Atlântico Equatorial. Portanto, pode-se concluir que este movimento descendente sobre o Atlântico Equatorial diminui a umidade da atmosfera, que por sua vez produz maior evaporação das águas da superfície do Atlântico Equatorial forçando um aumento da SSM. Estas condições favorecem uma correlação positiva entre as anomalias de TSM no Pacífico Equatorial Central e de SSM no Atlântico Equatorial, em geral, o sinal da anomalia de SSM afetado pelo El Niño continua até a estação seguinte.

A influência do ENOS na SSM já foi abordada por outros pesquisadores, como por exemplo, Byrne et al. (2023); Guo et al. (2021); Nie et al. (2020). Identificou-se que o El Niño Oscilação Sul (nos índices Niño 3, Niño 4 e Niño 3.4) apresenta elevados valores de correlação com a SSM da costa Ocidental da Austrália, região conhecida como Niño de Ningaloo (Guo et al., 2021). Já Pinheiro et al. (2021) descreveram como o ENOS impacta a circulação no Atlântico Tropical norte durante o inverno e primavera boreal, e as consequências desse impacto na precipitação da estação chuvosa do norte da NEB.

A Figura 9 apresenta uma ilustração da anomalia de grande escala da Circulação de Walker durante o verão austral (dezembro, janeiro e fevereiro) em eventos de El Niño (anomalia positiva da Temperatura da Superfície do Mar no Oceano Pacífico Equatorial) (Figura 9a) e La Niña (anomalia negativa da Temperatura da Superfície do Mar no Oceano Pacífico Equatorial) (Figura 9b).



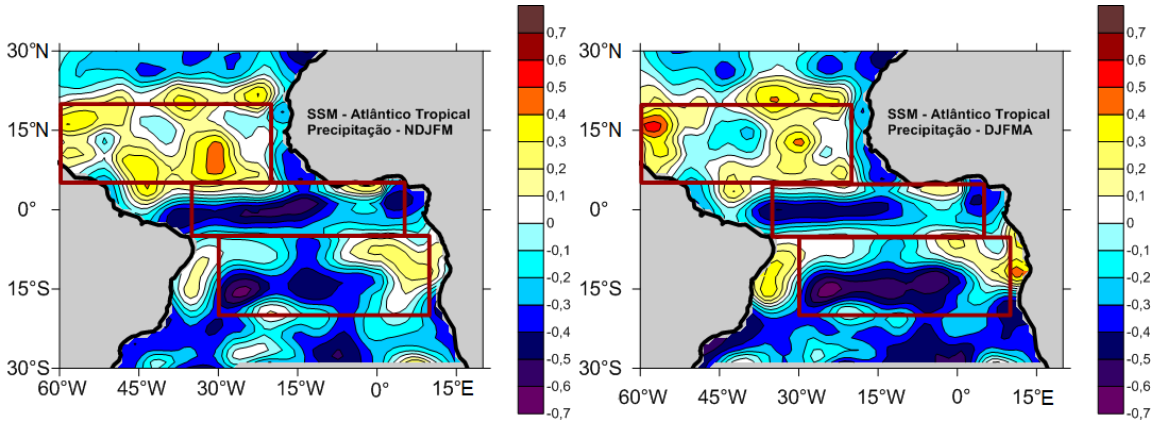
(a) (b)

Figura 9. Anomalia de grande escala da Circulação de Walker (dezembro/janeiro/fevereiro) durante eventos de El Niño (a) e durante eventos de La Niña (b). Fonte: NOAA Climate.gov.

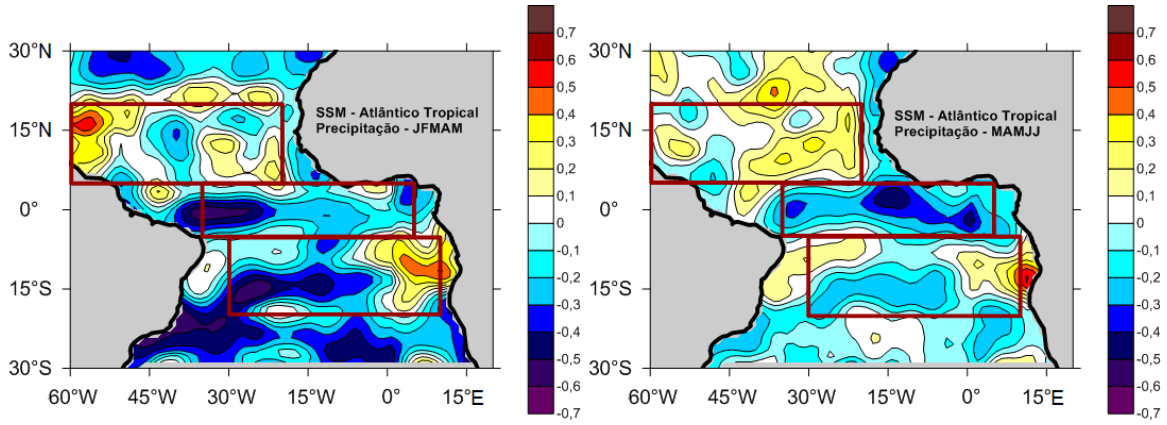
4.2 Áreas do Oceano Atlântico Tropical que apresentam correlação entre a Salinidade da Superfície do Mar e a precipitação sobre a Região Nordeste e Amazônia Oriental do Brasil

As Áreas do Oceano Atlântico Tropical que se correlacionam com a precipitação da NEB e Amazônia Oriental do Brasil são identificadas pela Figura 10. A Figura 10a apresenta a correlação entre a SSM de primavera e a precipitação de novembro a março (entre um e dois meses de antecedência), a Figura 10b entre a SSM de primavera e a precipitação de dezembro a abril (entre um e três meses de antecedência), a Figura 10c entre a SSM de primavera e a precipitação de janeiro a maio (entre dois e quatro meses de antecedência) e a Figura 10d entre a SSM de primavera e a precipitação de março a julho (entre quatro e seis meses de anteceência). Os maiores valores de correlção entre a SSM e a precipitação da NEB e Amazônia Oriental ocorrem principalmente em áreas do Atlântico Equatorial e Atlântico Sul (para valores negativos), ou seja, à medida que a SSM destas regiões do Atlântico diminui (aumenta), a precipitação em partes da NEB e Amazônia Oriental deve aumentar (diminuir). No entanto, a estação chuvosa entre março e julho (litoral leste da NEB) é a região que apresenta os menores valores de correlação (menor dependência) da SSM do Atlântico Tropical (Figura 10d).

O Atlântico Norte apresenta um sinal mais fraco de correlação entre a SSM e a precipitação da área de estudo (Figuras 10a, 10b, 10c e 10d), mesmo assim, se correlaciona de maneira positiva, comportamento inverso ao verificado no Atlântico Sul e Atlântico Equatorial. Dessa maneira, anomalia positiva (negativa) da SSM no Atlântico Norte tende a ser seguida por anomalia também positiva (negativa) da precipitação em algumas regiões específicas da NEB e Amazônia Oriental do Brasil.



(a) (b)



(c) (d)

Figura 10. Correlação linear entre a Salinidade da Superfície do Mar (SSM) na primavera austral e a precipitação na Região Nordeste e Amazônia Oriental do Brasil na área que apresenta a estação chuvosa entre novembro e março (a), dezembro e abril (b), janeiro e maio (c) e março e julho (d). O período de análise se estende entre 1991 e 2020.

4.3 Anomalia da Salinidade da Superfície do Mar no Oceano Atlântico Equatorial entre 1991 e 2020

A variabilidade internaual da Salinidade da Superfície do Mar sobre o Oceano Atlântico Equatorial (35°W - 05°E; 05°N - 05°S) durante o período de estudo (1991 a 2020) é apresentada na Figura 11. As flutuações da SSM ao longo da série temporal são semelhantes ao que ocorre com outras variáveis meterológicas, apresentando alternância entre aumento e diminuição dos índices de SSM. Por se tratar de uma região do Atlântico em que a anomalia da SSM apresenta comportamento inverso com a precipitação de grande parte da NEB e Amazônia Oriental, na fase negativa da SSM, em geral, houve aumento dos índices de chuva, em contra partida, a fase positiva da SSM deu sequência a períodos de redução da precipitação, como por exemplo, a estiagem prolongada da NEB entre 2012 e 2017.

Nos anexos, são apresentadas médias e anomalias mensais e trimestrais da Salinidade da Superfície do Mar no Oceano Atlâtico Equatorial (35°W - 05E; 05°N - 05°S), entre janeiro de 1991 e dezembro de 2020. Esta série de dados pode ser útil no desenvolvimento de novos trabalhos sobre o estudo da SSM no Oceano Atlântico.

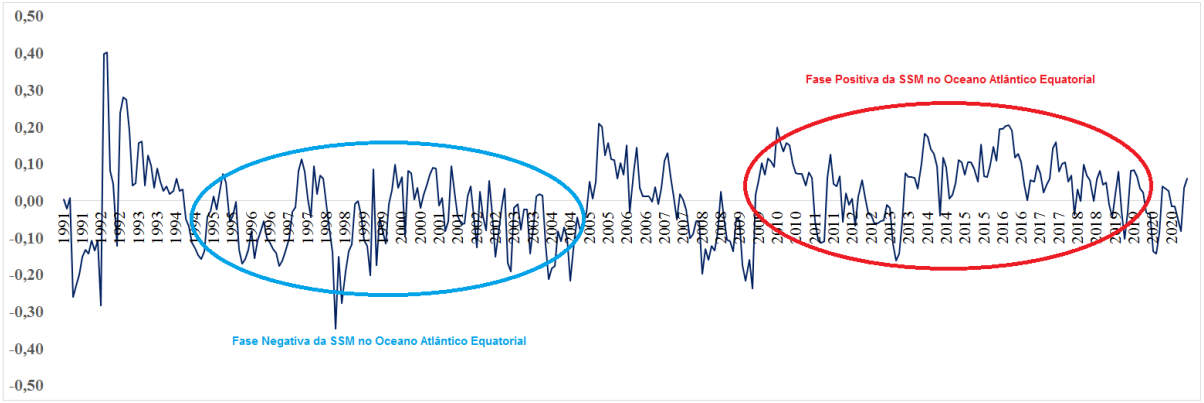


Figura 11. Anomalia Mensal da Salinidade da Superfície do Mar (g/Kg) no Oceano Atlântico Equatorial (35°W;05°E; 05°N;05°S) entre 1991 e 2020.

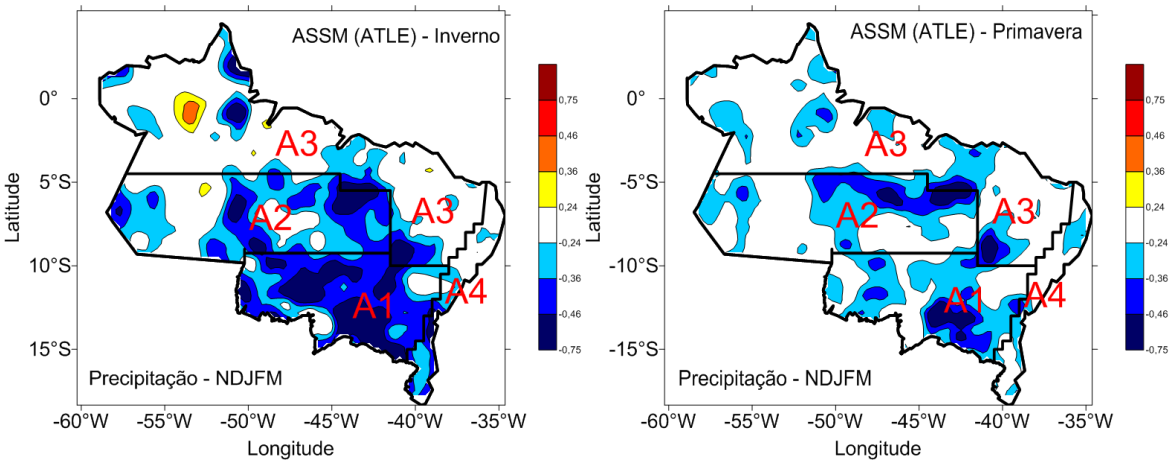
4.4 Correlação entre a Salinidade da Superfície do Mar durante o inverno e primavera austral no Oceano Atlântico Equatorial, Atlântico Sul e Atlântico Norte e a precipitação de novembro a março (NDJFM) na Região Nordeste e Amazônia Oriental do Brasil

A Salinidade da Superfície do Mar pode influenciar significativamente na precipitação sobre os continentes, como tem sido estudado por diversos autores (Li et al., 2016; Chen et al., 2019; Rathore et al., 2021; Arcodia et al., 2025). Neste sentido, serão apresentadas a seguir, diversas combinações entre a SSM no Oceano Atlântico Tropical e a precipitação em estações chuvosas futuras da Região Nordeste e Amazônia Oriental do Brasil. O foco principal será identificar às áreas que apresentam correlações estatisticamente significativas entre a SSM do Atlântico e a precipitação da NEB e Amazônia Oriental do Brasil.

A Figura 12 apresenta as regiões de correlação estatisticamente significativa entre a Anomalia da Salinidade da Superfície do Mar (ASSM) do Atlântico Equatorial no inverno e primavera e a precipitação de novembro a março (Figuras 12a e 12b, respectivamente). Valores de correlação estatisticamente significativos são observados principalmente com seis meses de antecedência, entre a ASSM de inverno e a precipitação de Novembro a Março (Figura 12a). Áreas com os maiores índices de significância (α=0,01) são encontradas no centro e sul da NEB e no sudeste da Amazônia Oriental do Brasil. Para estas regiões, as variações na ASSM no Atlântico Equatorial conseguem atuar como um bom preditor de chuvas, já que o nível de confiança é de até 99%. O forte sinal negativo indica que as variáveis são inversamente proporcionais, ou seja, à medida que a SSM no Atlântico

Equatorial no inverno (Figura 12a) diminui (aumenta), então, as chuvas de NDJFM (Área A1) deve aumentar (diminuir).

Destaca-se a importância deste resultado da contribuição da SSM de inverno como preditor da precipitação de novembro a março (NDJFM), pela relativa antecedência e por apresentar uma área homogênea e abrangente de correlação estatisticamente significativa. Para a ASSM no Atlântico Equatorial na primavera (Figura 12b), que corresponde um período mais curto de antecedência, ainda observa-se a persistência de significância estatística, no entanto, nota-se uma diminuição de áreas homogêneas e estatisticamente significativas, e situadas principalmente em partes da NEB. Assim, durante o período chuvoso de NDJFM (Área A1) a ASSM de inverno no Atlântico Equatorial (Figura 12a) se mostra mais eficiente na explicação da precipitação com relação à ASSM de primavera (Figura 12b).



(a) (b)

Figura 12. Correlação Estatisticamente Significativa entre a ASSM de Inverno no Atlântico Equatorial e a Precipitação de Novembro a Março (a) e entre a ASSM de Primavera no Atlântico Equatorial e a Precipitação de Novembro a Março (b). A significância estatística está representada na barra de cores da seguinte forma: $-0{,}36 \leq r < -0{,}30$, significância estatística de 90% (azul claro); $-0{,}46 \leq r < -0{,}36$, significância estatística de 95% (azul médio); $r < -0{,}46$, significância estatística de 99% (azul escuro); $0{,}30 < r \leq 0{,}36$, significância estatística de 90% (amarelo); $0{,}361 < r \leq 0{,}46$, significância estatística de 95% (laranja); e $r > 0{,}46$, significância estatística de 99% (vermelho).

Para melhor compreender a relação entre a SSM do Atlântico Equatorial com a precipitação de estações chuvosas futuras na NEB e Amazônia Oriental do Brasil, foi apresentado, simultaneamente, um gráfico com o comportamento da ASSM do Atlântico Equatorial durante o inverno austral e a anomalia de precipitação de novembro a março (Figura 13). Como era esperado, observa-se um comportamento, em geral, inversamente proporcional entre a ASSM do Atlântico Equatorial de inverno e a precipitação da estação

chuvosa de novembro a março (NDJFM). Duas fases distintas são identificadas pela Figura 13, primeiramente, uma fase negativa da SSM no Atlântico Equatorial, com duração de aproximadamente dez anos (1995-2005), que resultou, no geral, em precipitação acima da média climatológica em A1 (precipitação de NDJFM). Na sequência, tem-se início uma fase positiva da SSM no Atlântico Equatorial de inverno, com aproximadamente quatorze anos de duração (2006 - 2020), resultando, de uma forma geral, em anomalia negativa de precipitação em A1 (precipitação de NDJFM). Foi escolhido o gráfico para apresentação da variabilidade interanual da SSM do Atlântico Equatorial durante o inverno (aproximadamente seis meses de antecedência), por se tratar da combinação com a maior abrangência de significância estatística para α=0,01, como pode ser observado na Figura 12a.

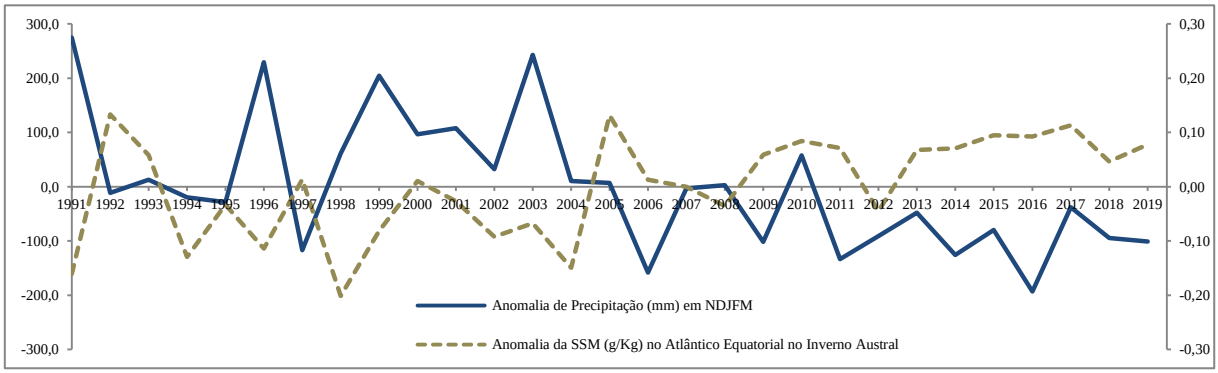
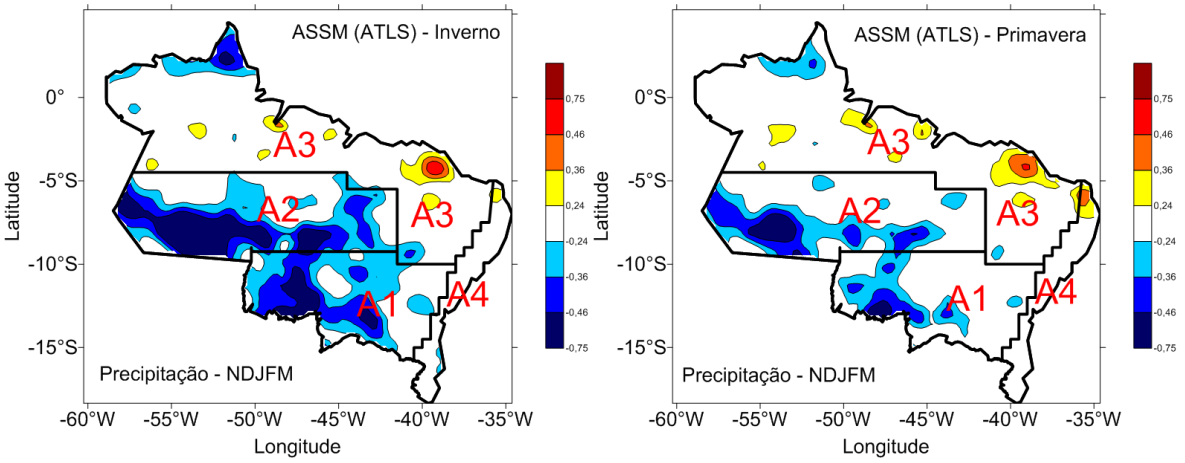


Figura 13. Anomalia da Salinidade da Superfície do Mar no Oceano Atlântico Equatorial durante o Inverno Austral (linha tracejada) e Anomalia de Precipitação (linha contínua) para a região específica que apresenta a estação chuvosa entre novembro e março (Área A1), para o período entre 1991 e 2020.

As Figuras 14a,b apresentam a relação da ASSM do Oceano Atlântico Sul com a precipitação de novembro a março (NDJFM), indicando que esta parte do Atlântico, ainda apresenta correlação entre as variáveis, no entanto, o Atlântico Sul mostra menor correlação estatisticamente significativa se comparado com o Atlântico Equatorial. Semelhante ao que é constatado no Atlântico Equatorial (Figuras 12a,b), os maiores índices de correlação significativa ocorrem com até duas estações de antecedência, durante o inverno (Figura 14a). A significância estatística para α=0,01 (durante a precipitação de novembro a março) se mostra abrangente na parte oeste da área A1 (Figura 14a). Durante a ASSM de primavera (Figura 14b) é observada uma diminuição em áreas de correlação estatisticamente significativas, concentrando-se em áreas ao sul da área de estudo. Os resultados indicam que a estação chuvosa de novembro a março (NDJFM), que compreende a área A1, é influenciada pela ASSM do Atlântico Sul de forma mais significativa com até duas estações de antecedência (aproximadamente seis meses), como é visto na Figura 14a. No entanto, as áreas

de abrangência de significância estatística diminuem durante a ASSM de primavera (Figura 14b). Esta condição fornece um indicativo que a estação chuvosa de novembro a março (NDJFM), em partes da NEB e Amazônia Oriental do Brasil, se correlaciona de forma mais significativa com a ASSM do Atlântico Equatorial e Atlântico Sul durante o inverno, com até duas estações de antecedência (Figuras 12a e 14a, respectivamente).



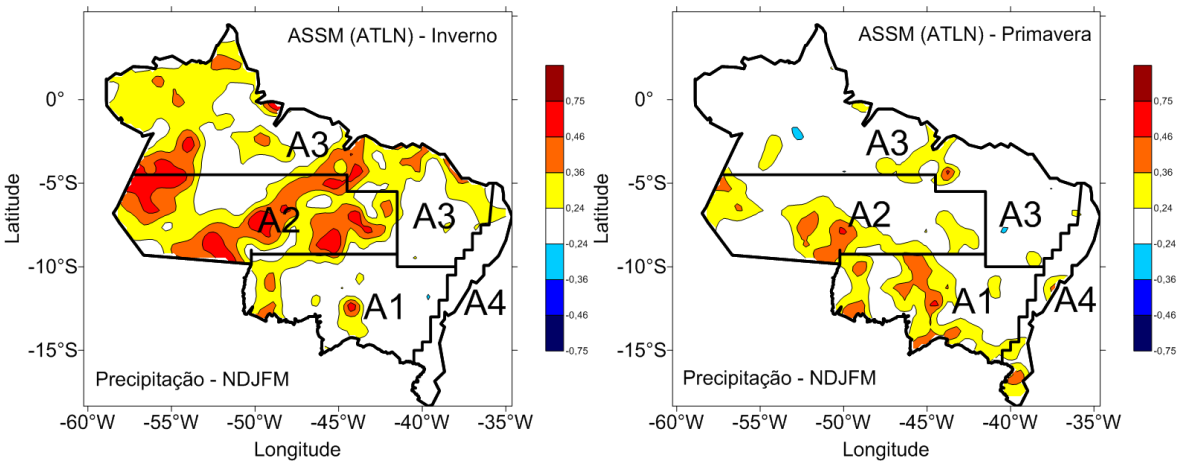
(a) (b)

Figura 14. Correlação Estatisticamente Significativa entre a ASSM de Inverno no Atlântico Sul e a Precipitação de Novembro a Março (a) e entre a ASSM de Primavera no Atlântico Sul e a Precipitação de Novembro a Março (b). A significância estatística está representada na barra de cores da seguinte forma: $-0{,}36 \leq r < -0{,}30$, significância estatística de 90% (azul claro); $-0{,}46 \leq r < -0{,}36$, significância estatística de 95% (azul médio); $r < -0{,}46$, significância estatística de 99% (azul escuro); $0{,}30 < r \leq 0{,}36$, significância estatística de 90% (amarelo); $0{,}361 < r \leq 0{,}46$, significância estatística de 95% (laranja); e $r > 0{,}46$, significância estatística de 99% (vermelho).

A Figura 15a apresenta as áreas de correlação estatisticamente significativas entre a ASSM do Atlântico Norte no inverno e a precipitação de novembro a março (NDJFM). Esta região do Atlântico apresenta um comportamento inverso ao observado com o Atlântico Sul e Atlântico Equatorial, ou seja, a ASSM do Atlântico Norte se correlaciona com a estação chuvosa de NDJFM com um sinal positivo, indicando um comportamento, de forma geral, no mesmo sentido entre a ASSM no inverno e a precipitação de NDJFM. O sinal positivo da ASSM de inverno tende a provocar movimento divergente sobre o Atlântico Norte e por consequência aumento de convergência sobre a Amazônia Oriental e NEB, resultando em um sinal também positivo da precipitação de novembro a março. No entanto, ASSM negativa no Atlântico Norte no inverno, tende a deixar a convergência de umidade nestas áreas do Atlântico, reduzindo a precipitação entre novembro e março (NDJFM), na área A1. Ressalta-se, que a área de abrangência de correlação significativa entre a ASSM no Atlântico Norte no

inverno e a precipitação de NDJFM (Figura 15a) ocorre preferencialmente sobre a Amazônia Oriental do Brasil, situadas, em sua maior parte, para fora da área que apresenta sua estação chuvosa definida entre novembro e março (Área A1).

Na Figura 15b é apresentada a correlação entre a ASSM de primavera no Atlântico Norte e a precipitação de NDJFM sobre a Amazônia Oriental e a NEB, indicando novamente, valores positivos de correlação estatisticamente significativos, no entanto, valores significantes diminuem em relação à ASSM do Atlântico Norte no inverno. Regiões com significância estatística entre a ASSM de primavera e a precipitação de NDJFM são encontradas principalmente em regiões ao sul da área de estudo, com valores entre α=0,10 e α=0,05, influenciando grande parte da área que tem a estação chuvosa definida entre novembro e março (Área A1).



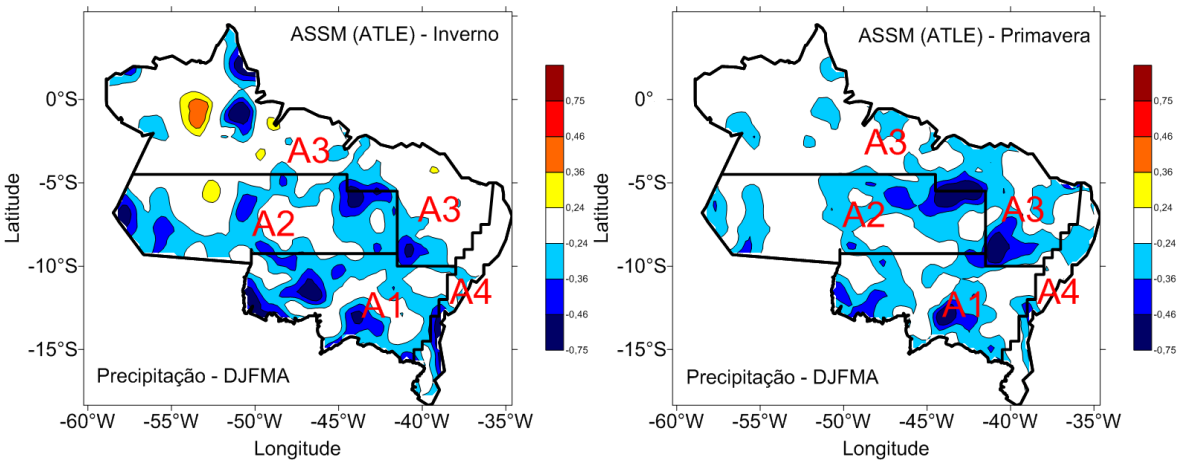
(a) (b)

Figura 15. Correlação Estatisticamente Significativa entre a ASSM de Inverno no Atlântico Norte e a Precipitação de Novembro a Março (a) e entre a ASSM de Primavera no Atlântico Norte e a Precipitação de Novembro a Março (b). A significância estatística está representada na barra de cores da seguinte forma: $-0,36 \leq r < -0,30$, significância estatística de 90% (azul claro); $-0,46 \leq r < -0,36$, significância estatística de 95% (azul médio); $r < -0,46$, significância estatística de 99% (azul escuro); $0,30 < r \leq 0,36$, significância estatística de 90% (amarelo); $0,361 < r \leq 0,46$, significância estatística de 95% (laranja); e $r > 0,46$, significância estatística de 99% (vermelho).

4.5 Correlação entre a Salinidade da Superfície do Mar durante o inverno e primavera austral no Oceano Atlântico Equatorial, Atlântico Sul e Atlântico Norte e a precipitação de dezembro a abril (DJFMA) na Região Nordeste e Amazônia Oriental do Brasil

Na Figura 16a é apresentada a correlação com valores estatisticamente significativos entre a ASSM no Atlântico Equatorial durante o inverno e a precipitação de dezembro a abril (DJFMA) na NEB e Amazônia Oriental (Área A2). Identifica-se correlação com valores estatisticamente significativos em grande parte da área de estudo. O comportamento médio entre a ASSM do Atlântico Equatorial e a precipitação de DJFMA continua indicando a presença de significância estatística negativa, ou seja, uma redução (aumento) da SSM no Atlântico Equatorial no inverno tende a aumentar (diminuir) a precipitação durante o período chuvoso de dezembro a abril (melhor compreendido na Figura 17).

A análise da ASSM no Atlântico Equatorial na primavera e a precipitação de DJFMA é apresentada na Figura 16b. A correlação estatisticamente significativa para α=0,01 ocorre preferencialmente no interior da NEB, apresentando um comportamento diferente do que foi observado durante a ASSM no inverno (Figura 16a). Esta condição fornece um indicativo de que à medida que avançamos no tempo, ao longo das estações chuvosas (NDJFM, DJFMA, JFMAM), à contribuição da ASSM no Atlântico Equatorial para a precipitação, passa de duas estações de antecedência (Figura 12a) para apenas uma estação (Figuras 16b e 20b).



(a) (b)

Figura 16. Correlação Estatisticamente Significativa entre a SSM de Inverno no Atlântico Equatorial e a Precipitação de Dezembro a Abril (a) e entre a SSM de Primavera no Atlântico Equatorial e a Precipitação de Dezembro a Abril (b). A significância estatística está

representada na barra de cores da seguinte forma: -0,36 ≤ r < -0,30, significância estatística de 90% (azul claro); -0,46 ≤ r < -0,36, significância estatística de 95% (azul médio); r < -0,46, significância estatística de 99% (azul escuro); 0,30 < r ≤ 0,36, significância estatística de 90% (amarelo); 0,361 < r ≤ 0,46, significância estatística de 95% (laranja); e r > 0,46, significância estatística de 99% (vermelho).

A Figura 17 apresenta a ASSM no Oceano Atlântico Equatorial durante o inverno austral e a anomalia de precipitação para a região que apresenta a estação chuvosa entre dezembro e abril (Área A2), para o período entre 1991 e 2020. De modo geral, o comportamento entre a variabilidade da SSM do Atlântico Equatorial e da precipitação entre DJFMA (Área A2) é inversamente proporcional, ou seja, coerente com os valores de correlação estatisticamente significativos encontrados neste trabalho para a área equatorial do Atlântico. Este comportamento das variáveis (SSM e precipitação), constata que à medida que a SSM do Atlântico Equatorial de inverno diminui (aumenta) a precipitação de DJFMA deve aumentar (diminuir).

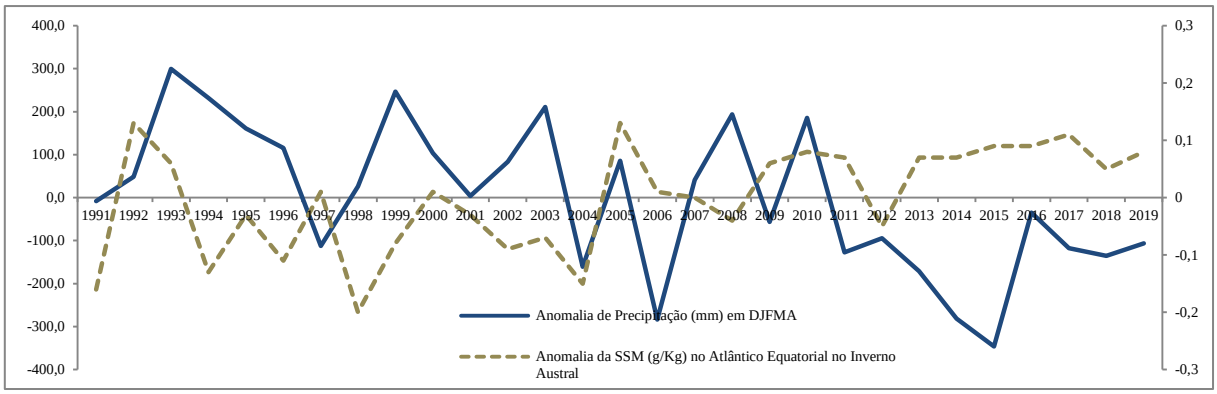
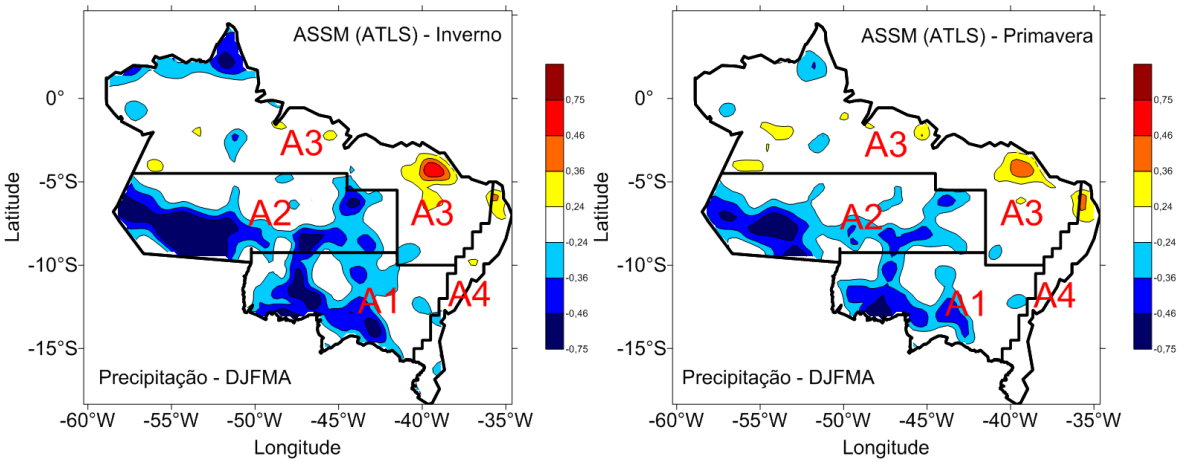


Figura 17. Anomalia da Salinidade da Superfície do Mar no Oceano Atlântico Equatorial durante o Inverno Austral (linha tracejada) e Anomalia de Precipitação (linha contínua) para a região específica que apresenta a estação chuvosa entre dezembro e abril (Área A2), para o período entre 1991 e 2020.

A Figura 18 apresenta áreas de correlação estatisticamente significativas entre a ASSM no Atlântico Sul no inverno (Figura 18a) e na primavera (Figura 18b), com a precipitação de (dezembro a abril) DJFMA na Amazônia Oriental e NEB. A distribuição espacial das regiões com significância estatística é semelhante, tanto para ASSM no Atlântico Sul no inverno quanto na primavera, com índices de significância estatística concentrados no centro e sul da área de estudo. Valores significantes para α=0,01, aparecem principalmente com aproximadamente duas estações de antecedência, com a ASSM do Atlântico Sul de inverno (Figura 18a), compreendendo grande parte da região que apresenta sua estação

chuvosa definida entre dezembro e abril (Área A2). Esta condição permanece coerente com o que tem sido observado anteriormente, indicando que ASSM negativa (positiva) no Atlântico Sul tende a resultar em uma estação chuvosa seguinte (DJFMA) mais chuvosa (menos chuvosa).



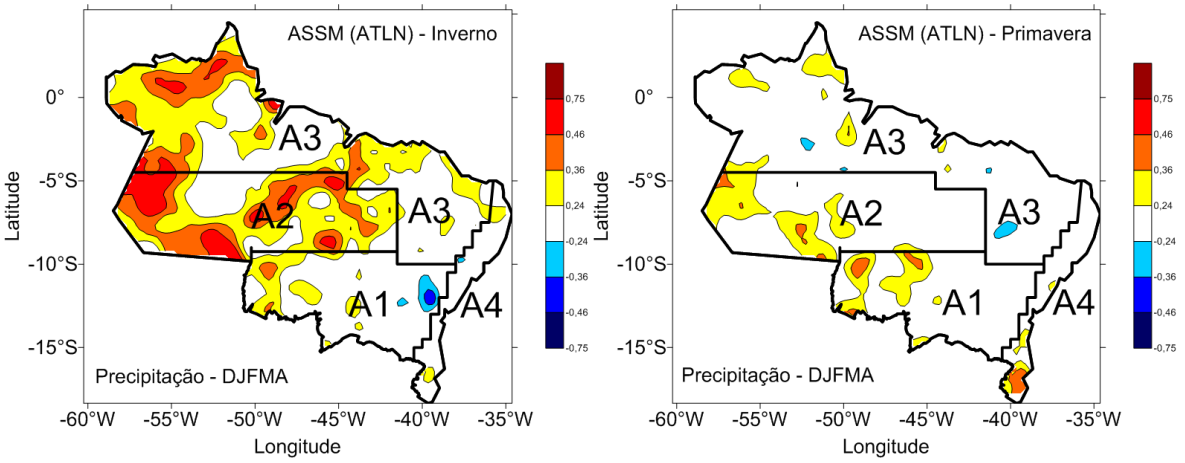
(a) (b)

Figura 18. Correlação Estatisticamente Significativa entre a ASSM de Inverno no Atlântico Sul e a Precipitação de Dezembro a Abril (a) e entre a ASSM de Primavera no Atlântico Sul e a Precipitação de Dezembro a Abril (b). A significância estatística está representada na barra de cores da seguinte forma: $-0{,}36 \leq r < -0{,}30$, significância estatística de 90% (azul claro); $-0{,}46 \leq r < -0{,}36$, significância estatística de 95% (azul médio); $r < -0{,}46$, significância estatística de 99% (azul escuro); $0{,}30 < r \leq 0{,}36$, significância estatística de 90% (amarelo); $0{,}361 < r \leq 0{,}46$, significância estatística de 95% (laranja); e $r > 0{,}46$, significância estatística de 99% (vermelho).

A Figura 19a apresenta a influência da ASSM do Oceano Atlântico Norte durante o inverno sobre a precipitação entre dezembro e abril (DJFMA), identificada como área A2. Os valores mais significantes de correlação entre a SSM do Atlântico Norte e a precipitação de DJFMA (Área A2) ocorrem com até duas estações de antecedência. Os valores estatisticamente significativos para α=0,01 são identificados em grande parte da Amazônia Oriental e noroeste da NEB, influenciando a região que apresenta sua estação chuvosa definida entre dezembro e abril (Área A2). Pontua-se, que a ASSM do Atlântico Norte no inverno apresenta um sinal oposto ao observado com a ASSM do Atlântico Equatorial e Atlântico Sul, ou seja, valores positivos de significância estatística da ASSM do Atlântico Norte tende a aumentar os índices de precipitação entre dezembro e abril (DJFMA).

Durante a primavera (Figura 19b), a correlação entre a ASSM do Atlântico Norte e a precipitação de DJFMA diminui consideravelmente em relação ao inverno (Figura 19a),

indicando que a influência da ASSM do Atlântico Norte ocorre preferencialmente com duas estações de antecedência da estação chuvosa de DJFMA (Área A2). Esta situação é semelhante ao ocorrido entre a ASSM no Atlântico Norte e a precipitação de NDJFM (Figuras 15a e 15b), que também apresentam índices de significância estatística mais abrangentes durante o inverno (aproximadamente seis meses de antecedência).



(a) (b)

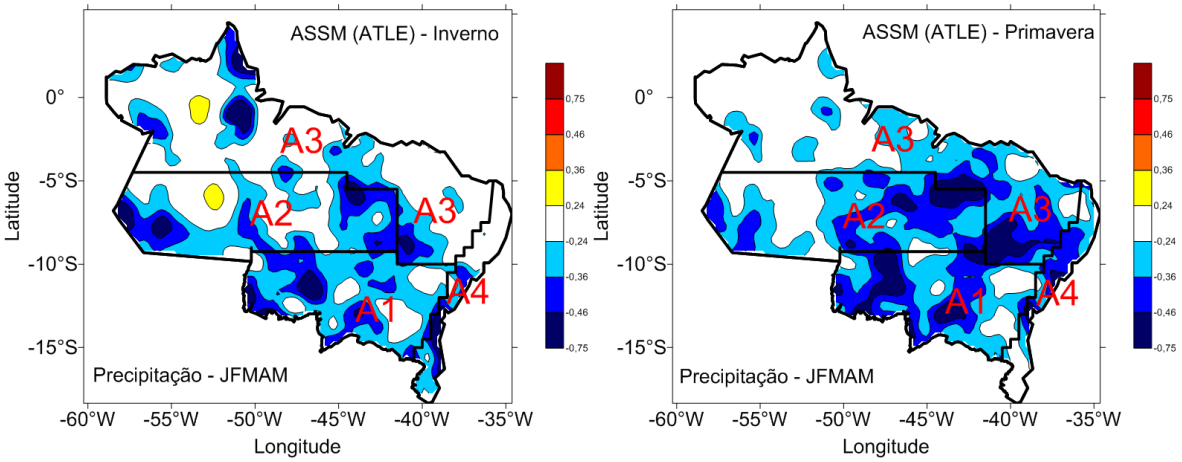
Figura 19. Correlação Estatisticamente Significativa entre a ASSM de Inverno no Atlântico Norte e a Precipitação de Dezembro a Abril (a) e entre a ASSM de Primavera no Atlântico Norte e a Precipitação de Dezembro a Abril (b). A significância estatística está representada na barra de cores da seguinte forma: $-0,36 \leq r < -0,30$, significância estatística de 90% (azul claro); $-0,46 \leq r < -0,36$, significância estatística de 95% (azul médio); $r < -0,46$, significância estatística de 99% (azul escuro); $0,30 < r \leq 0,36$, significância estatística de 90% (amarelo); $0,361 < r \leq 0,46$, significância estatística de 95% (laranja); e $r > 0,46$, significância estatística de 99% (vermelho).

4.6 Correlação entre a Salinidade da Superfície do Mar durante o inverno e primavera austral no Oceano Atlântico Equatorial, Atlântico Sul e Atlântico Norte e a precipitação de janeiro a maio (JFMAM) na Região Nordeste e Amazônia Oriental do Brasil

A Figura 20a apresenta a ASSM no Atlântico Equatorial durante o inverno austral e a precipitação de janeiro a maio (JFMAM), área situada no centro e norte da NEB e da Amazônia Oriental do Brasil (Área A3). As áreas homogêneas com significância estatística se concentram preferencialmente no centro e sul da área de estudo, com valores de significância que chegam a α=0,01. Esta condição, reforça o indicativo da contribuição da ASSM do

Atlântico Equatorial durante o inverno (cerca de duas estações de antecedência) como um bom preditor das chuvas no sul da área de estudo, apresentando maior influência para as estações chuvosas de NDJFM (Área A1) e DJFMA (Área A2). Especificamente para a área A3 (estação chuvosa entre janeiro e maio), a ASSM do Atlântico Equatorial durante o inverno, ainda não apresenta áreas homogêneas com significância estatística (Figura 20a), porém, esta situação muda consideravelmente durante a ASSM do Atlântico Equatorial de primavera (Figura 20b), como será discutido a seguir.

Na análise da ASSM no Atlântico Equatorial durante a primavera e a precipitação de JFMAM (Figura 20b), é observada uma mudança no comportamento das áreas homogêneas com significância estatística, havendo um deslocamento para o interior da NEB. Os valores estatisticamente significativos variam entre α=0,10, α=0,05 e α=0,01, com uma abrangência espacial maior, se comparado com a ASSM do Atlântico Equatorial de inverno (Figura 20a). Esta situação sugere que no centro e norte da NEB, área que engloba grande parte da estação chuvosa entre janeiro e maio (Área A3), a ASSM do Atlântico Equatorial de primavera (com aproximadamente uma estação de antecedência), consegue ser um bom preditor de chuvas nesta região do Brasil (índice de confiança atinge até 99%).



(a) (b)

Figura 20. Correlação Estatisticamente Significativa entre a ASSM de Inverno no Atlântico Equatorial e a Precipitação de Janeiro a Maio (a) e entre a ASSM de Primavera no Atlântico Equatorial e a Precipitação de Janeiro a Maio (b). A significância estatística está representada na barra de cores da seguinte forma: -0,36 ≤ r < -0,30, significância estatística de 90% (azul claro); -0,46 ≤ r < -0,36, significância estatística de 95% (azul médio); r < -0,46, significância estatística de 99% (azul escuro); 0,30 < r ≤ 0,36, significância estatística de 90% (amarelo); 0,361 < r ≤ 0,46, significância estatística de 95% (laranja); e r > 0,46, significância estatística de 99% (vermelho).

A Figura 21 apresenta o comportamento entre a ASSM no Atlântico Equatorial na primavera austral e a anomalia de precipitação da estação chuvosa entre janeiro e maio (JFMAM) na área A3, confirmando um indicativo inversamente proporcional entre as variáveis. À medida que a ASSM do Atlântico Equatorial de primavera diminui (aumenta), então, a anomalia de precipitação entre janeiro e maio (Área A3) tende a aumentar (diminuir).

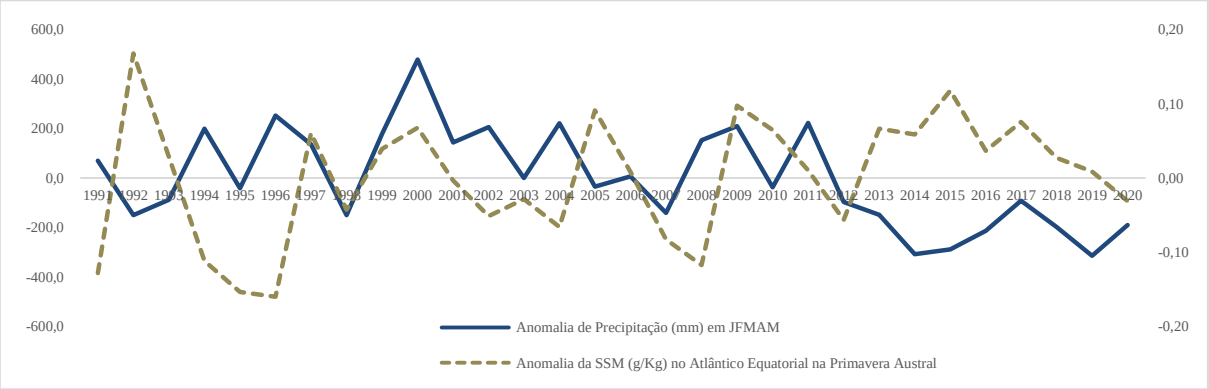
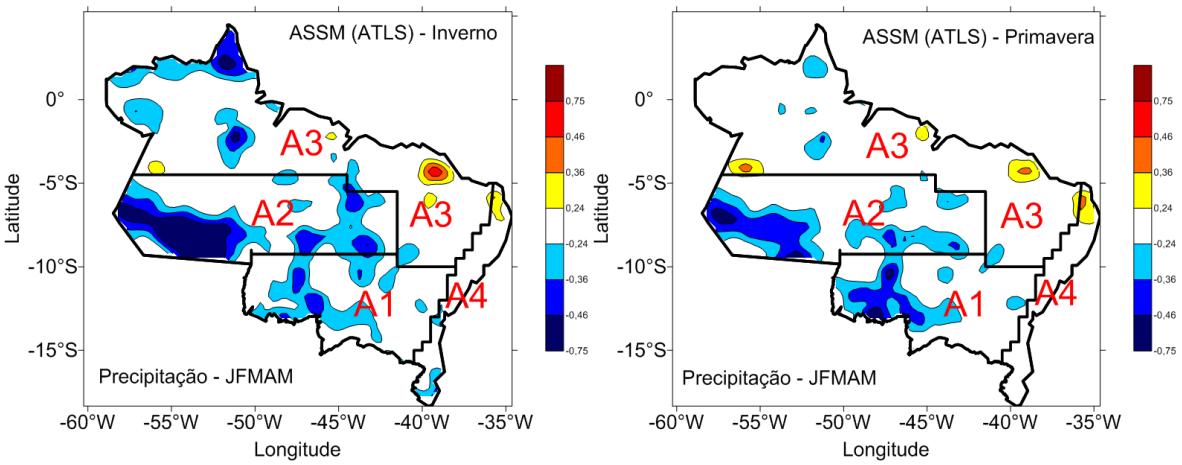


Figura 21. Anomalia da Salinidade da Superfície do Mar no Oceano Atlântico Equatorial durante a Primavera Austral (linha tracejada) e Anomalia de Precipitação (linha contínua) para a região específica que apresenta a estação chuvosa entre janeiro e maio (Área A3), para o período entre 1991 e 2020.

A influência da ASSM do Atlântico Sul durante o inverno sobre a precipitação da NEB e Amazônia Oriental entre janeiro e maio (Área A3) é apresentada na Figura 22a. Regiões com significância estatística para α=0,01 são observadas apenas no extremo norte da área de estudo. No entanto, áreas que estão fora da estação chuvosa de janeiro a maio, situadas no sudoeste da Amazônia Oriental, se mostram estatisticamente correlacionadas com ASSM do Atlântico Sul, com índices de significância de até α=0,01.

A Figura 22b apresenta a correlação entre a ASSM no Atlântico Sul na primavera e a precipitação de janeiro a maio (Área A3), indicando uma configuração semelhante ao observado durante ASSM no Atlântico Sul no inverno (Figura 22a). Novamente, a região que apresenta a estação chuvosa concentrada entre janeiro e maio (Área A3), não apresenta correlação estatisticamente significativa com a ASSM do Atlântico Sul durante a primavera. Com isso, é possível pontuar que a variabilidade da SSM do Atlântico Sul no inverno e primavera não serve como um bom indicador para a previsão da estação chuvosa definida entre janeiro e maio (Área A3).



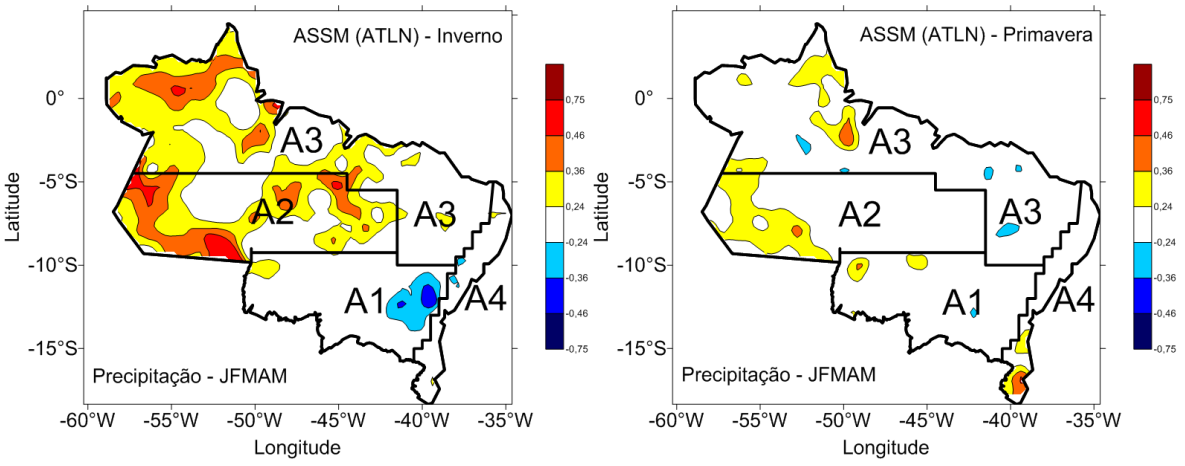
(a) (b)

Figura 22. Correlação Estatisticamente Significativa entre a ASSM de Inverno no Atlântico Sul e a Precipitação de Janeiro a Maio (a) e entre a ASSM de Primavera no Atlântico Sul e a Precipitação de Janeiro a Maio (b). A significância estatística está representada na barra de cores da seguinte forma: -0,36 $\leq$ r < -0,30, significância estatística de 90% (azul claro); -0,46 $\leq$ r < -0,36, significância estatística de 95% (azul médio); r < -0,46, significância estatística de 99% (azul escuro); 0,30 < r $\leq$ 0,36, significância estatística de 90% (amarelo); 0,361 < r $\leq$ 0,46, significância estatística de 95% (laranja); e r > 0,46, significância estatística de 99% (vermelho).

Na Figura 23a são apresentadas as áreas com significância estatística entre a ASSM no Atlântico Norte no inverno e a precipitação entre janeiro e maio (Área A3) na Amazônia Oriental e NEB. A configuração é semelhante ao encontrado para a ASSM do Atlântico Norte no inverno e a precipitação em NDJFM (Figura 15a) e DJFMA (Figura 19a), em que o sinal da correlação estatisticamente significativa é positivo, indicando que o aumento (diminuição) da SSM de inverno no Atlântico Norte resulta em aumento (diminuição) da precipitação de JFMAM, principalmente em áreas da Amazônia Oriental do Brasil. As áreas com significância estatística ocorrem especialmente sobre o sudoeste da Amazônia Oriental, com valores de até α=0,01. Para a área A3, que apresenta sua estação chuvosa entre janeiro e maio, os índices de significância estatística variam, na maior parte das regiões, entre α=0,10 e α=0,05, especialmente na Amazônia Oriental e noroeste da NEB.

A Figura 23b apresenta a correlação entre a ASSM no Atlântico Norte na primavera e a precipitação de janeiro a maio (Área A3). De modo geral, não são observadas áreas homogêneas de correlação estatisticamente significativa entre a ASSM e precipitação de JFMAM em grande parte da NEB e Amazônia Oriental. Para a região que tem a estação chuvosa definida entre janeiro e maio, situada no centro e norte da NEB e Amazônia Oriental (Área A3), verifica-se uma diminuição de áreas com significância estatística situadas na

Amazônia Oriental em relação ao encontrado com ASSM do Atlântico Norte no inverno (Figura 23a). Logo, a ASSM do Atlântico Norte durante a primavera não se mostra estatisticamente correlacionada com a precipitação de janeiro a maio na maior parte da NEB e Amazônia Oriental do Brasil.



(a) (b)

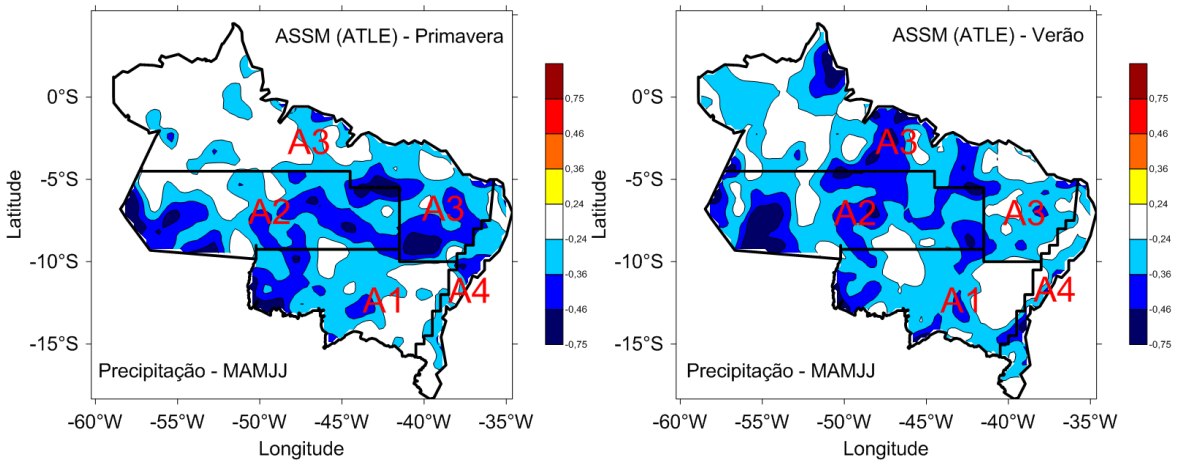
Figura 23. Correlação Estatisticamente Significativa entre a ASSM de Inverno no Atlântico Norte e a Precipitação de Janeiro a Maio (a) e entre a ASSM de Primavera no Atlântico Norte e a Precipitação de Janeiro a Maio (b). A significância estatística está representada na barra de cores da seguinte forma: $-0{,}36 \leq r < -0{,}30$, significância estatística de 90% (azul claro); $-0{,}46 \leq r < -0{,}36$, significância estatística de 95% (azul médio); $r < -0{,}46$, significância estatística de 99% (azul escuro); $0{,}30 < r \leq 0{,}36$, significância estatística de 90% (amarelo); $0{,}361 < r \leq 0{,}46$, significância estatística de 95% (laranja); e $r > 0{,}46$, significância estatística de 99% (vermelho).

4.7 Correlação entre a Salinidade da Superfície do Mar durante a primavera e verão austral no Oceano Atlântico Equatorial, Atlântico Sul e Atlântico Norte e a precipitação de março a julho (MAMJJ) na Região Nordeste e Amazônia Oriental do Brasil

A Figura 24a apresenta a contribuição da ASSM no Atlântico Equatorial durante a primavera (aproximadamente seis meses de antecedência) sobre a precipitação de março a julho (Área A4) na NEB e Amazônia Oriental do Brasil. Valores de correlação estatisticamente significativos são observados de forma homogênea entre o interior da NEB e o sul da Amazônia Oriental, com significância estatística que chega a α=0,01, principalmente em áreas do interior da NEB. No entanto, a área que apresenta sua estação chuvosa entre

março e julho, que compreende o litoral leste da NEB (Área A4), apresenta correlação estatisticamente significativa menos abrangente em relação ao que é observado no interior da NEB, mesmo assim, encontram-se valores significantes em aproximadamente 10°S, com índices que variam entre α=0,10 e α=0,05.

A Figura 24b apresenta o comportamento da ASSM no Atlântico Equatorial durante o verão (aproximadamente três meses de antecedência) e a precipitação entre março e julho. É possível verificar um deslocamento de áreas homogêneas de correlação estatisticamente significativas em direção à Amazônia Oriental. No entanto, a faixa litorânea leste da NEB (Área A4), ainda apresenta correlação estatisticamente significativa entre a ASSM no Atlântico Equatorial no verão e a precipitação de MAMJJ, oscilando entre α=0,10 e α=0,05.



(a) (b)

Figura 24. Correlação Estatisticamente Significativa entre a ASSM de Primavera no Atlântico Equatorial e a Precipitação de Março a Julho (a) e entre a ASSM de Verão no Atlântico Equatorial e a Precipitação de Março a Julho (b). A significância estatística está representada na barra de cores da seguinte forma: -0,36 ≤ r < -0,30, significância estatística de 90% (azul claro); -0,46 ≤ r < -0,36, significância estatística de 95% (azul médio); r < -0,46, significância estatística de 99% (azul escuro); 0,30 < r ≤ 0,36, significância estatística de 90% (amarelo); 0,361 < r ≤ 0,46, significância estatística de 95% (laranja); e r > 0,46, significância estatística de 99% (vermelho).

A Figura 25 apresenta o comportamento entre a anomalia da SSM no Atlântico Equatorial na primavera (aproximadamente seis meses de antecedência) e a anomalia de precipitação no litoral leste da NEB (Área A4), entre 1991 e 2020. De maneira geral, as variáveis (SSM e Precipitação) são inversamente proporcionais, porém, a contribuição do Atlântico Equatorial para a precipitação de março a julho (Área A4) é mais fraca em relação à

precipitação de NDJFM (Área A1, Figura 12a), DJFMA (Área A2, Figura 16a) e JFMAM (Área A3, Figura 20a).

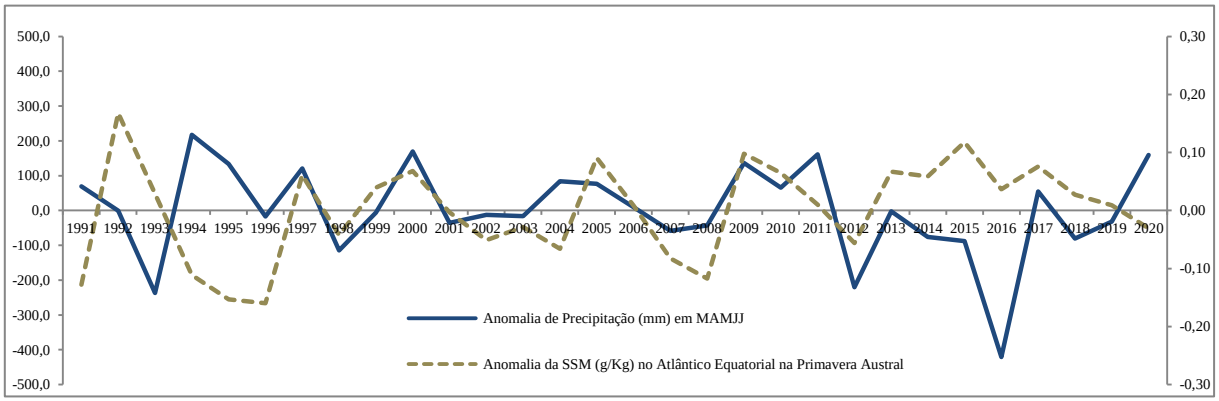
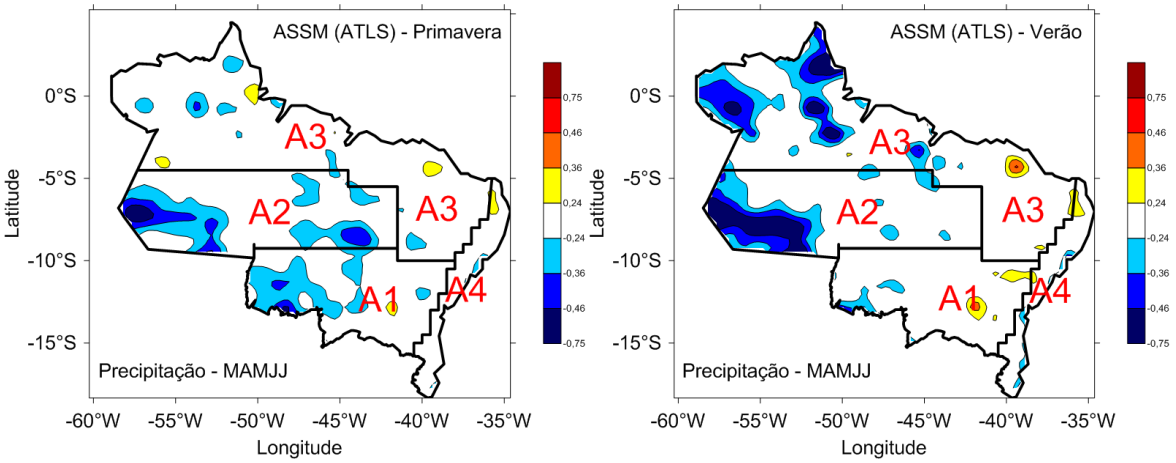


Figura 25. Anomalia da Salinidade da Superfície do Mar no Oceano Atlântico Equatorial durante a Primavera Austral (linha tracejada) e Anomalia de Precipitação (linha contínua) para a região específica que apresenta a estação chuvosa entre março e julho (Área A4), para o período entre 1991 e 2020.

A Figura 26a apresenta áreas de correlação estatisticamente significativa entre a ASSM no Atlântico Sul na primavera e a precipitação entre março e julho (Área A4), área situada no litoral leste da NEB. Verifica-se que não existem regiões homogêneas de significância estatística entre a ASSM no Atlântico Sul e a precipitação de MAMJJ na área litorânea leste da NEB, no entanto, identificam-se núcleos estatisticamente significativos entre o oeste da NEB e o sul da Amazônia Oriental, situados fora da área que compreende a estação chuvosa entre março e julho (Área A4).

A Figura 26b apresenta as regiões de significância estatística entre a ASSM no Atlântico Sul no verão (aproximadamente três meses de antecedência) e a precipitação de março a julho (Área A4). Áreas com valores de correlação estatisticamente significativos, para α=0,01, são identificados nos extremos sul e norte da Amazônia Oriental do Brasil. Entretanto, para a faixa litorânea leste da NEB (Área A4), não é observado significância estatística em áreas homogêneas. Logo, a variabilidade da SSM no Atlântico Sul durante a primavera (Figura 26a) e verão (Figura 26b) não apresenta influência significativa sobre a precipitação de MAMJJ no litoral leste da NEB (Área A4).



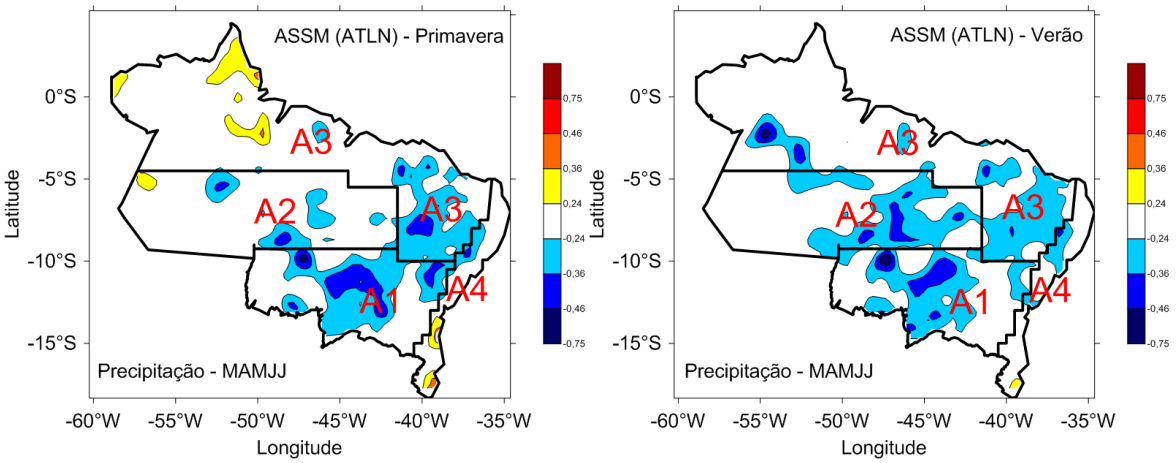
(a) (b)

Figura 26. Correlação Estatisticamente Significativa entre a ASSM de Primavera no Atlântico Sul e a Precipitação de Março a Julho (a) e entre a ASSM de Verão no Atlântico Sul e a Precipitação de Março a Julho (b). A significância estatística está representada na barra de cores da seguinte forma: -0,36 ≤ r < -0,30, significância estatística de 90% (azul claro); -0,46 ≤ r < -0,36, significância estatística de 95% (azul médio); r < -0,46, significância estatística de 99% (azul escuro); 0,30 < r ≤ 0,36, significância estatística de 90% (amarelo); 0,361 < r ≤ 0,46, significância estatística de 95% (laranja); e r > 0,46, significância estatística de 99% (vermelho).

É salutar informar que de março a julho é o período mais chuvoso da costa leste do Nordeste, entretanto, como observado na Figura 26 não há correlação estatisticamente significativa entre a anomalia de SSM e as chuvas no setor leste do Nordeste, tanto durante a SSM na primavera (de seis a quatro meses de antecedência), quanto a SSM no verão (de quatro a um mês de antecedência). Portanto, é oportuno mencionar que Moura et al. (2009), assim como Moura et al. (2020) mostram a relação da anomalia de TSM no Atlântico Tropical sul com as chuvas no setor leste da NEB com até quatro meses de antecedência. Isto leva a conjecturar que a anomalia de SSM no Atlântico Tropical sul é uma variável importante para previsão da qualidade de chuvas da estação chuvosa da Amazônia Oriental e NEB, exceto para o setor leste da NEB.

A Figura 27 apresenta áreas de correlação estatisticamente significativas entre a ASSM do Atlântico Norte na primavera (Figura 27a) e no verão (Figura 27b) e a precipitação entre março a julho (Área A4), área litorânea leste da NEB. As áreas homogêneas de significância estatística são semelhantes durante as duas estações (primavera e verão), com valores que oscilam entre α=0,10 e α=0,05, principalmente no interior da NEB. Apesar de existirem alguns núcleos de significância estatística para α=0,10, no litoral leste da NEB (Área A4), de modo geral, a precipitação de março a julho (MAMJJ) desta região, não se

mostra influenciada pela variabilidade da SSM do Oceano Atlântico Norte, semelhante ao observado com a ASSM do Atlântico Sul (Figuras 26a e 26b).



(a) (b)

Figura 27. Correlação Estatisticamente Significativa entre a ASSM de Primavera no Atlântico Norte e a Precipitação de Março a Julho (a) e entre a ASSM de Verão no Atlântico Norte e a Precipitação de Março a Julho (b). A significância estatística está representada na barra de cores da seguinte forma: $-0{,}36 \leq r < -0{,}30$, significância estatística de 90% (azul claro); $-0{,}46 \leq r < -0{,}36$, significância estatística de 95% (azul médio); $r < -0{,}46$, significância estatística de 99% (azul escuro); $0{,}30 < r \leq 0{,}36$, significância estatística de 90% (amarelo); $0{,}361 < r \leq 0{,}46$, significância estatística de 95% (laranja); e $r > 0{,}46$, significância estatística de 99% (vermelho).

Observa-se que, assim como a SSM no Atlântico Tropical sul durante a primavera e verão não apresentaram correlações estatisticamente significativas com as chuvas de março a julho da costa leste do Nordeste (Área A4), a do Atlântico Tropical norte, também não apresentam (Figura 27). Portanto, a SSM é uma variável não recomendada para previsão da qualidade da estação chuvosa do setor leste do Nordeste. Ressalta-se, que a este setor da NEB, Moura et al. (2009) e Moura et al. (2020) obtiveram sucesso utilizando campos de vento na superfície e TSM.

4.8 Estudo de caso das fases negativa e positiva da Salinidade da Superfície do Mar no Oceano Atlântico Equatorial durante a primavera austral e a precipitação da estação chuvosa seguinte entre janeiro e maio (JFMAM): Uma Análise da Divergência Horizontal de Umidade e Vento em 1000 hPa

4.8.1 Fase negativa da Salinidade da Superfície do Mar durante a primavera (1994 e 1995) sobre o Oceano Atlântico Equatorial

Zeng et at., (2019) identificaram que áreas com alto índice de SSM favorece o deslocamento da Divergência Horizontal de Umidade para áreas afastadas do ponto de origem dos índices da alta salinidade. Em contra partida, ASSM negativa deve provocar convergência de umidade em áreas adjacentes ao ponto de origem, provocando aumento da precipitação nestas áreas. Esta condição ajuda a explicar os valores de correlação estatisticamente significativos entre a diminuição da SSM de primavera no Atlântico Equatorial (Figuras 28 e 30) e o aumento da precipitação de janeiro a maio (JFMAM) no norte da NEB e Amazônia Oriental (Área A3). Em resumo, anomalia negativa da SSM na primavera sobre o Atlântico Equatorial favorece com que a Convergência Horizontal de Umidade e a Convergência do Vento em 1000 hPa permaneçam próximas às áreas ao norte da NEB e Amazônia Oriental, como é visto nas figuras 29a,b,c,d,e e 31a,b,c,d,e (Divergência Horizontal de Umidade e Vento em 1000 hPa em JFMAM em 1995 e 1996, respectivamente). Esta condição, favorece o aumento da precipitação sobre o norte da NEB e Amazônia Oriental do Brasil, influenciando diretamente a precipitação entre janeiro e maio (Área A3). Para melhor compreender esta situação, podemos retomar a análise da Figura 21, que indica uma tendência de aumento (diminuição) da precipitação entre janeiro e maio no norte da NEB e Amazônia Oriental à medida que a SSM do Atlântico Equatorial diminui (aumenta) durante a primavera.

4.8.2 Análise da Anomalia da Salinidade da Superfície do Mar no Oceano Atlântico Equatorial durante a primavera de 1994 e a Divergência Horizontal de Umidade e Vento em 1000 hPa durante a estação chuvosa de janeiro a maio de 1995

A Figura 28 apresenta a anomalia da Salinidade da Superfície do Mar sobre o Atlântico Equatorial durante a primavera (setembro, outubro e novembro) de 1994 durante sua fase negativa (ASSM para o trimestre foi de -0,11 g/Kg). Nas figuras 29a, 29b, 29c, 29d e 29e é possível identificar o comportamento da Divergência Horizontal de Umidade (DHU) e Vento para os meses de janeiro a maio (JFMAM), respectivamente. Na fase negativa da ASSM no Atlântico Equatorial na primavera, a DHU e a Convergência de Vento em 1000 hPa

permaneceram, em geral, deslocados para baixo da linha equatorial, favorecendo uma tendência de aumento da precipitação sobre partes da NEB e Amazônia Oriental durante esta fase da SSM no Atlântico Equatorial.

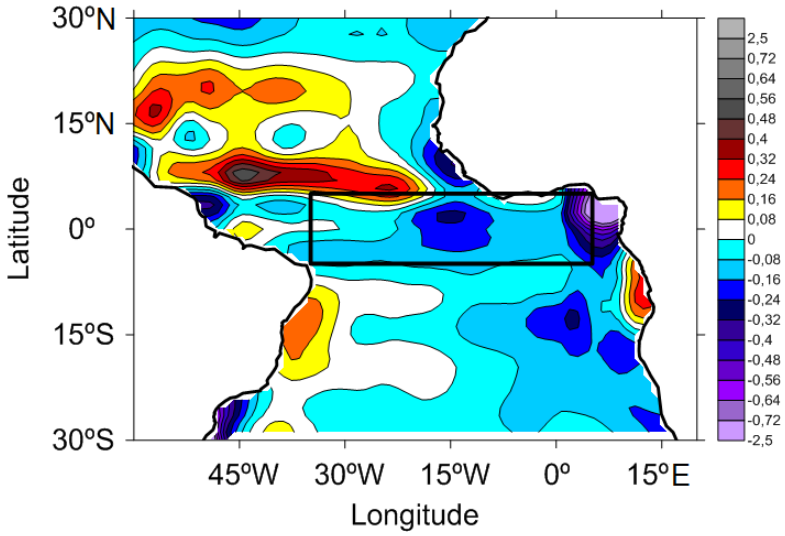
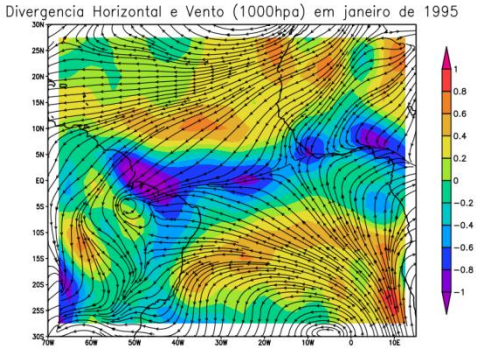
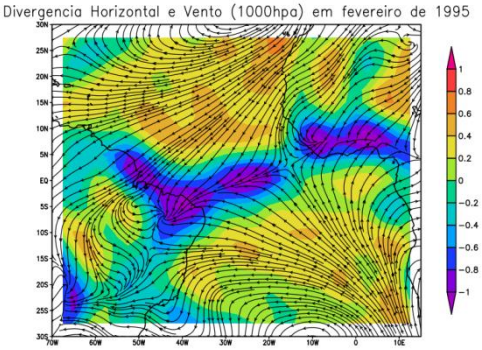


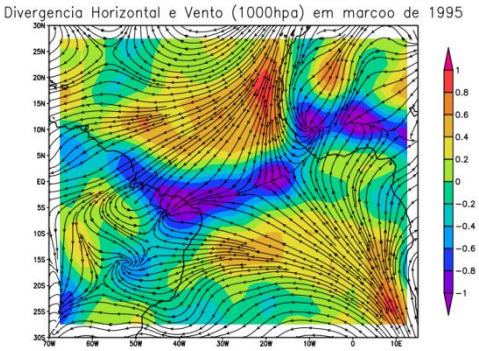
Figura 28. Anomalia da Salinidade da Superfície do Mar no Oceano Atlântico Tropical durante a primavera (setembro – outubro – novembro) de 1994.



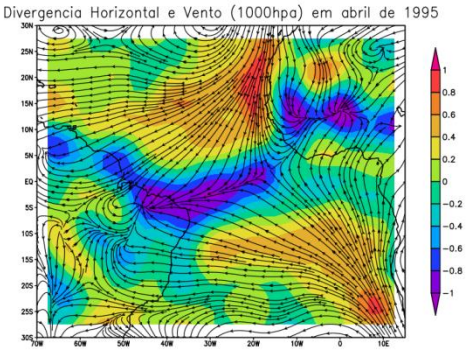
a)



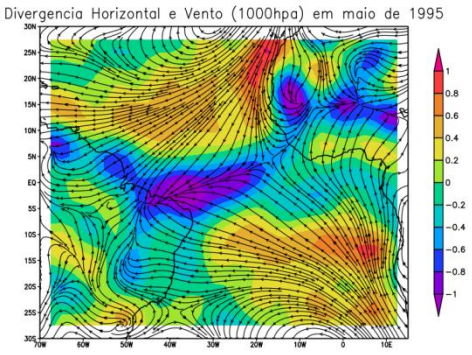
b)



c)



d)



e)

Figura 29. Campos da Divergência Horizontal de Umidade e Vento em 1000 hPa para: a) janeiro de 1995; b) fevereiro de 1995; c) março de 1995; d) abril de 1995; e e) maio de 1995.

4.8.3 Análise da Anomalia da Salinidade da Superfície do Mar no Oceano Atlântico Equatorial durante a primavera de 1995 e a Divergência Horizontal de Umidade e Vento em 1000 hPa durante a estação chuvosa de janeiro a maio de 1996

Na Figura 30 identificamos o comportamento da ASSM no Atlântico Equatorial durante a primavera (setembro, outubro e novembro) de 1995, em sua fase negativa (ASSM neste trimestre permaneceu em -0,15 g/Kg). As Figuras 31a, 31b, 31c, 31d e 31e apresentam a DHU e o Vento em 1000 hPa para a estação seguinte (JFMAM de 1996) no norte da NEB e Amazônia Oriental (Área A3). É possível identificar a convergência de umidade (DHU com valores negativos) direcionada para a NEB, assim como a convergência do vento. Esta condição apresenta novamente, uma situação favorável para o aumento da precipitação da estação chuvosa seguinte, no norte da NEB e Amazônia Oriental, durante a fase negativa da SSM de primavera (três meses de antecedência). Ressalta-se, que a estação chuvosa de janeiro a maio de 1996 no norte da NEB e Amazônia Oriental (Área A3), apresentou um desvio positivo de 253,2 milímetros em relação à média climatológica.

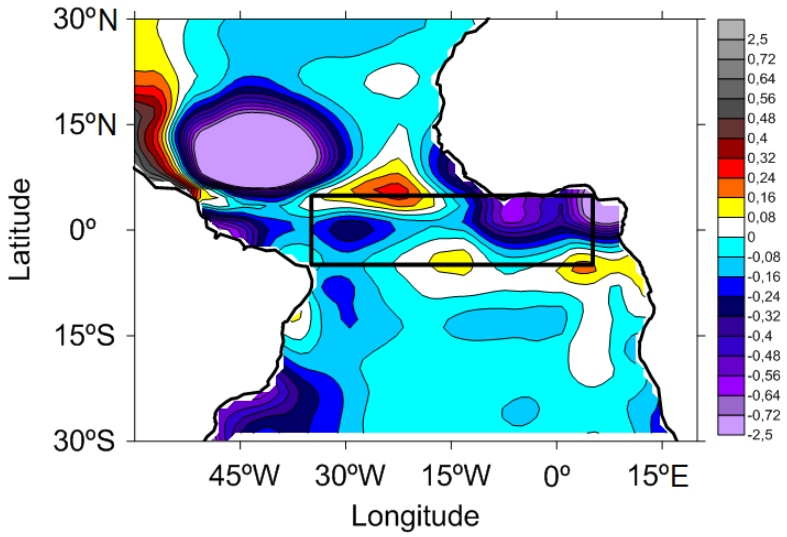
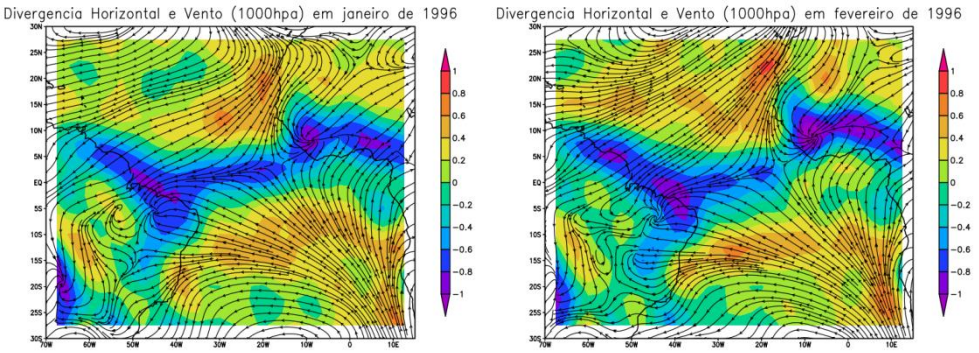
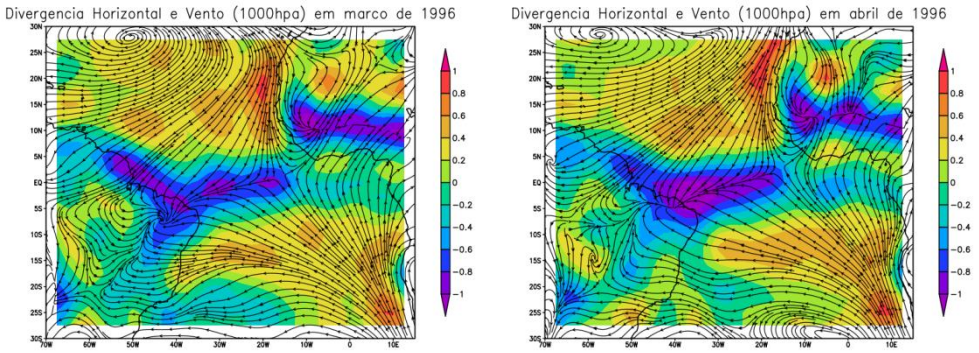


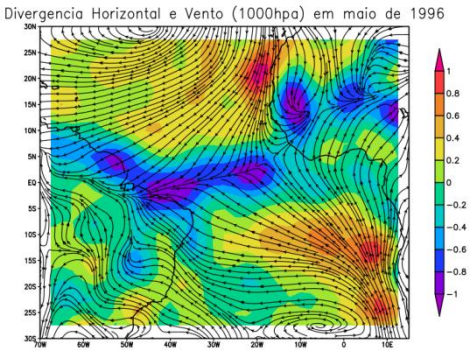
Figura 30. Anomalia da SSM no Oceano Atlântico Tropical durante a primavera (setembro – outubro – novembro) de 1995.



a) b)



c) d)



e)

Figura 31. Campos da Divergência Horizontal de Umidade e Vento em 1000 hPa para: a) janeiro de 1996; b) fevereiro de 1996; c) março de 1996; d) abril de 1996; e e) maio de 1996.

4.8.4 Análise da Anomalia da Salinidade da Superfície do Mar no Oceano Atlântico Equatorial durante a primavera de 2014 e a Divergência Horizontal de Umidade e Vento em 1000 hPa durante a estação chuvosa de janeiro a maio de 2015

A Figura 32 apresenta a ASSM no Oceano Atlântico Tropical durante a primavera (setembro, outubro e novembro) de 2014, durante a fase positiva da ASSM no Atlântico Equatorial. Neste trimestre, o valor médio da anomalia da SSM do Atlântico Equatorial na primavera (três meses de antecedência) permaneceu em +0,06 g/Kg, resultando no deslocamento da convergência de umidade (DHU com valores negativos) e vento para norte do Atlântico Equatorial e da área de estudo (Figuras 33a, 33b, 33c, 33d e 33e), como consequência, o índice de precipitação entre janeiro e maio de 2015 apresentou um desvio negativo de -287,6 milímetros em relação a climatologia do norte da NEB e Amazônia Oriental do Brasil (Área A3). Esta condição está coerente com estudos anteriores que mostraram o deslocamento da convergência de umidade e vento para regiões mais afastadas da superfície do mar onde se encontram valores mais elevados de salinidade (Li et. al., 2016, 2022; Arcodia et al., 2025).

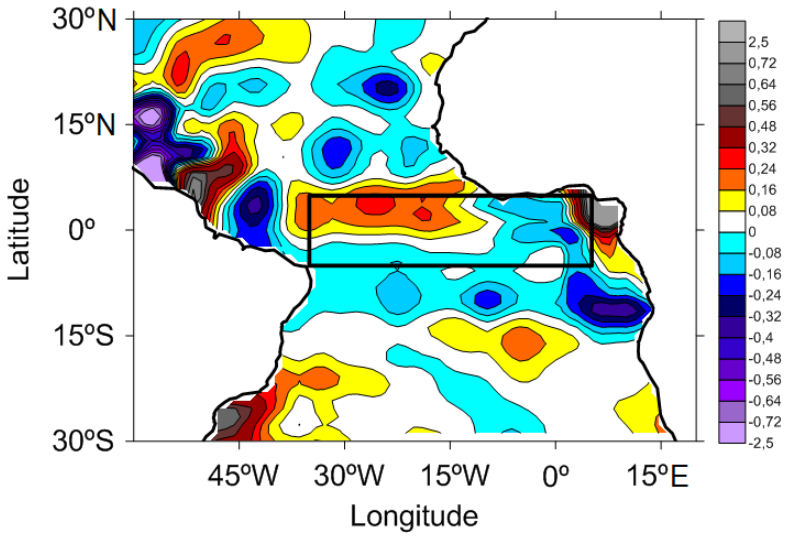
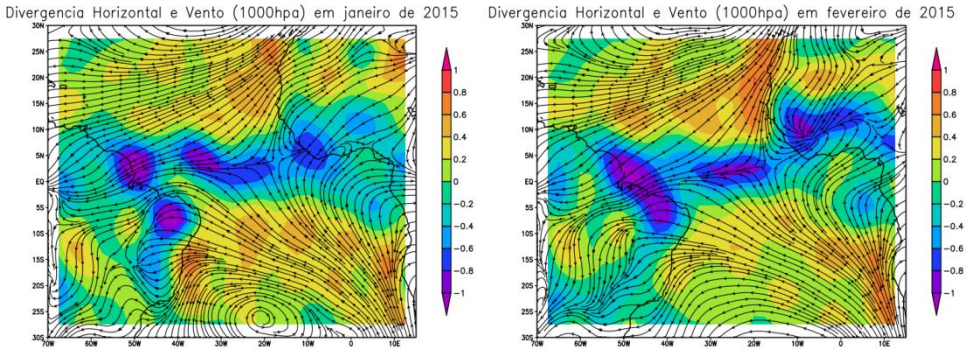
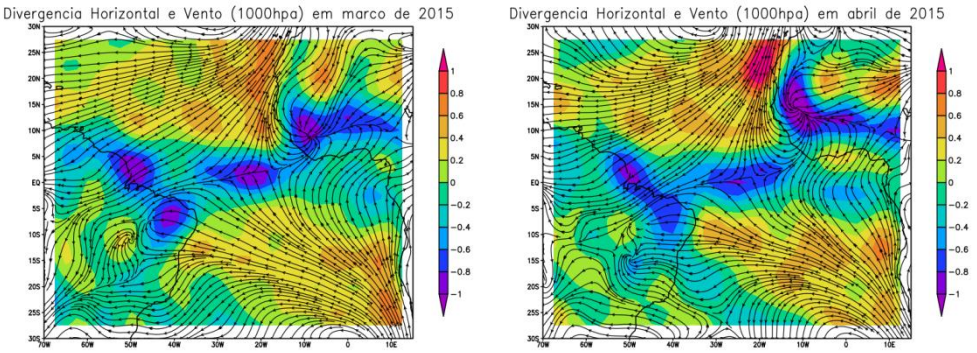


Figura 32. Anomalia da SSM no Oceano Atlântico Tropical durante a primavera (setembro – outubro – novembro) de 2014.



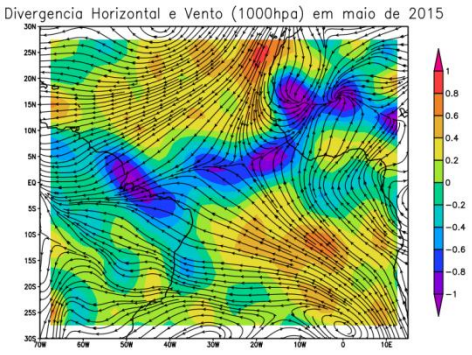
a)

b)



c)

d)



e)

Figura 33. Campos da Divergência Horizontal de Umidade e Vento em 1000 hPa para: a) janeiro de 2015; b) fevereiro de 2015; c) março de 2015; d) abril de 2015; e e) maio de 2015.

4.8.5 Análise da Anomalia da Salinidade da Superfície do Mar no Oceano Atlântico Equatorial durante a primavera de 2015 e a Divergência Horizontal de Umidade e Vento em 1000 hPa durante a estação chuvosa de janeiro a maio de 2016

Durante a primavera de 2015 a anomalia da SSM na região do Atlântico Equatorial se encontrava em sua fase positiva (Figura 34), com um desvio de +0,12 g/Kg, para todo o trimestre (setembro, outubro e novembro). Já as Figuras 35a, 35b, 35c, 35d e 35e apresentam o comportamento da DHU e Vento para o período de janeiro a maio de 2016. A exemplo do que foi observado no ano de 2015, a convergência de vento e umidade se deslocaram para norte da área de estudo, resultando em um desvio negativo de precipitação de -213,0 milímetros durante a estação chuvosa de janeiro a maio (JFMAM) de 2016 no norte da NEB e Amazônia Oriental do Brasil (Área A3).

Os estudos de caso da ASSM sobre o Atlântico Equatorial apresentados nas Figuras 28, 30, 32 e 34 estão alinhados com a tendência esperada para as fases negativas e positivas da SSM do Atlântico Equatorial e a precipitação em estações posteriors na area de estudo. De modo geral, ASSM positiva sobre o Atlântico Equatorial tende a diminuir os índices de precipitação em grande parte da NEB e Amazônia Oriental, isso porque, como visto anteriormente, o índice de SSM mais alto deve deslocar a Divergência Horizontal de Umidade e Convergência do Vento para regiões mais afastadas da altura do Atlântico Equatorial, reduzindo a precipitação nas estações seguintes. Uma tendência semelhante foi estudada por Li et al. (2016), onde foi constatado que o aumento da SSM no Atlântico Norte subtropical de primavera coincide com um aumento local da Divergência do Fluxo de Umidade,

ocasionando o deslocamento deste fluxo para regiões mais distantes, situadas no Centro Oeste dos EUA, resultando em um aumento da precipitação de verão nesta região do continente. Já na fase negativa da ASSM no Atlântico Equatorial, a Convergência de Umidade e Vento deverá permanecer por mais tempo em áreas adjacentes do Oceano Atlântico Equatorial, tornando os índices de precipitação em estações seguintes, em geral, mais elevados. Semelhante ao encontrado por Byrne et al. (2023), em que os autores identificaram uma correlação negativa significativa (R = -0,78) entre a SSM da costa sul da Califórnia (Scripps Pier em La Jolla) e a precipitação de inverno no Estado da Califórnia. Estes pesquisadores constataram que a redução da SSM na costa sul da Califórnia aumenta as chances de eventos extremos de chuva no Estado durante o inverno. Este resultado apresenta forte semelhança ao encontrado nesta pesquisa entre a relação da diminuição da SSM do Atlântico Equatorial e o aumento da precipitação em grande parte da NEB e Amazônia Oriental do Brasil, exceto para o litoral leste da NEB.

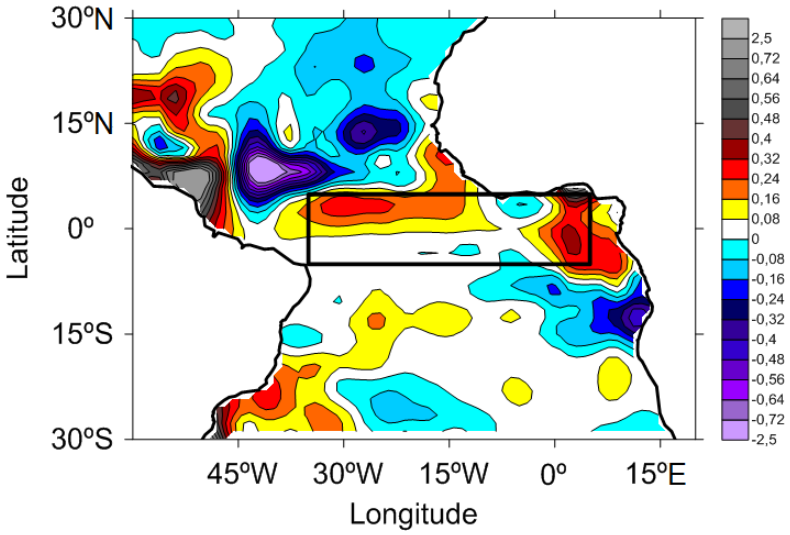
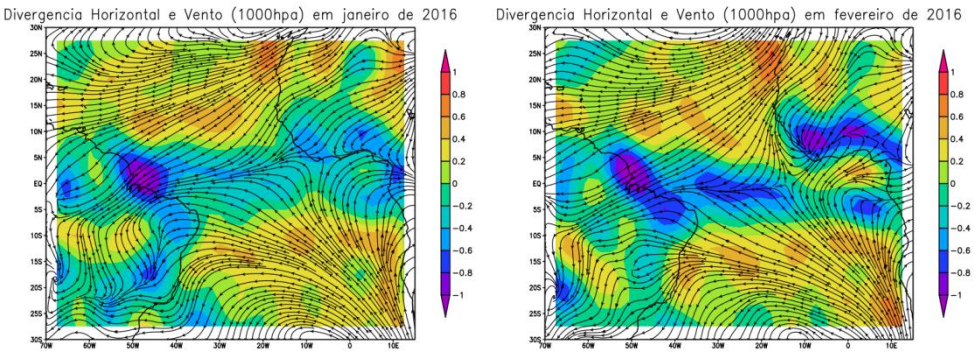


Figura 34. Anomalia da SSM no Oceano Atlântico Tropical durante a primavera (setembro – outubro – novembro) de 2015.



a) b)

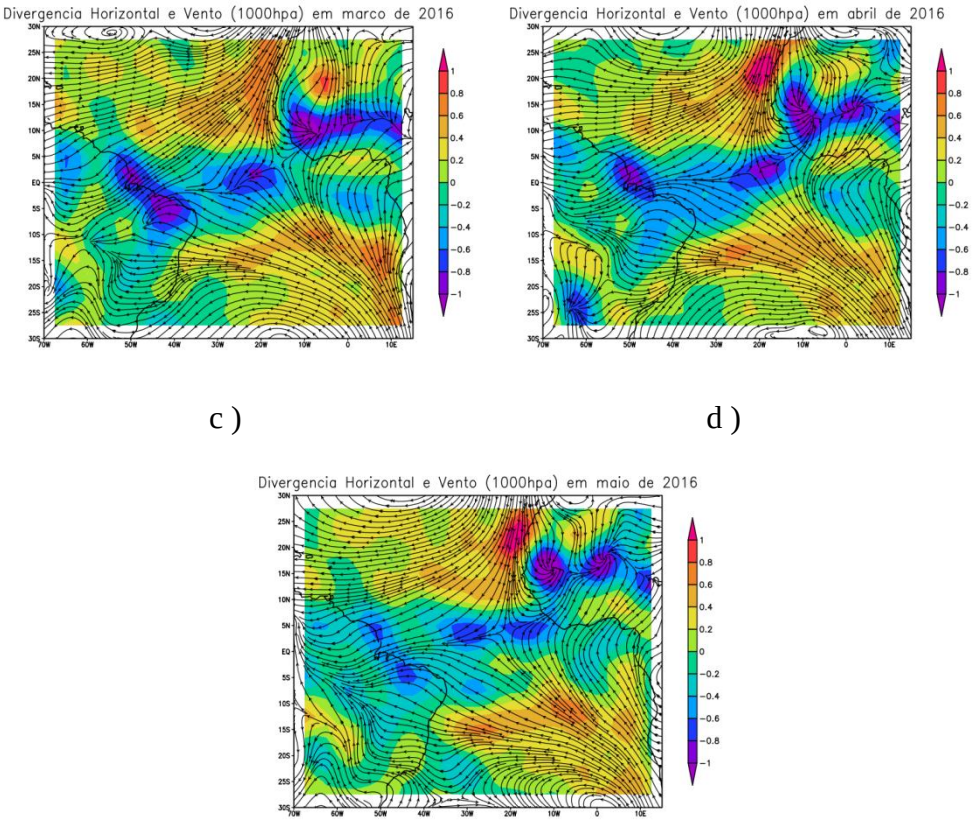


Figura 35. Campos da Divergência Horizontal de Umidade e Vento em 1000 hPa para: a) janeiro de 2016; b) fevereiro de 2016 c) março de 2016; d) abril de 2016; e e) maio de 2016.

5 CONCLUSÕES

Os resultados deste trabalho mostraram a influência da variabilidade da Temperatura da Superfície do Mar do Oceano Pacífico Equatorial (Niño 3.4) sobre a Salinidade no Oceano Atlântico Tropical, e também a correlação entre a precipitação da Região Nordeste e Amazônia Oriental do Brasil e a Salinidade da Superfície do Mar no Oceano Atlântico Tropical. Dessa forma, baseado nos resultados alcançados, obteve-se as seguintes conclusões:

- A correlação entre a TSM do Pacífico Equatorial (Niño 3.4) e a SSM do Atlântico Equatorial apresenta significância estatística para valores positivos, principalmente entre a primavera, verão e outono, de forma instantânea e com até três meses de antecedência. Os índices de significância chegam até α=0,01. Esta situação fornece um indicativo que à mediada que a TSM do Pacífico Equatorial aumenta (diminui) o valor da SSM do Atlântico Equatorial também aumenta (diminui). Vale salientar, que a área equatorial do Atlântico é justamente uma das regiões que mais se correlaciona significativamente com os índices de precipitação das estações chuvosas de NDJFM (Área A1), DJFMA (Área A2) e JFMAM (Área A3). Sendo assim, o Pacífico Equatorial torna-se um preditor do comportamento do Atlântico Equatorial, que por sua vez, torna-se um preditor das chuvas em grande parte da NEB e Amazônia Oriental do Brasil.
- A fase negativa (positiva) da ASSM no Oceano Atlântico Equatorial contribui para o aumento (diminuição) da precipitação em estações chuvosas futuras de NDJFM (Área A1), DJFMA (Área A2) e JFMAM (Área A3). No caso da estação chuvosa de NDJFM (Área A1), situada mais ao sul da NEB e Amazônia Oriental, os valores estatisticamente significativos ocorrem com até seis meses de antecedência, apresentando núcleos homogêneos de significância estatística de α=0,01. Já para a estação chuvosa de JFMAM (Área A3), situada mais ao norte da NEB e Amazônia Oriental, os índices com significância estatística ocorrem com aproximadamente três meses de antecedência, mostrando novamente, núcleos estatisticamente significativos de α=0,01. Dessa forma, a maior influencia da variabilidade da SSM no Atlântico Equatorial, com até duas estações de antecedência, ocorre de forma mais significativa em áreas ao sul da NEB e Amazônia Oriental (Área A1), e à medida que se deslocamos para o norte da NEB e Amazônia Oriental (Área A3), esta contribuição diminui para apenas uma estação de antecedência.
- A ASSM do Oceano Atlântico Sul apresenta uma contribuição estatisticamente significativa principalmente ao sul da NEB e Amazônia Oriental, influenciando

principalmente partes da área que apresenta a estação chuvosa definida em NDJFM (Área A1), onde foram identificadas áreas com significância estatística para α=0,10, α=0,05 e α=0,01. Para as demais áreas, com estações chuvosas definidas entre DJFMA (Área A2), JFMAM (Área A3) e MAMJJ (Área A4), os índices de correlação estatisticamente significativos entre a ASSM no Atlântico Sul e a precipitação são mais fracos.

- A ASSM do Oceano Atlântico Norte apresenta correlação estatisticamente significativa principalmente na área que apresenta a estação chuvosa definida entre DJFMA (Área A2), apresentando valores positivos e estatisticamente significativos para α=0,10, α=0,05 e α=0,01. Ressalta-se, que a correlação positiva entre a ASSM do Atlântico Norte e a precipitação em partes da NEB e Amazônia Oriental, representa uma inversão de sinal ao observado com o Atlântico Equatorial e Atlântico Sul.
- A área que apresenta a estação chuvosa definida entre MAMJJ (Área A4), situada no litoral leste da NEB, é a região que menos sofre influência da variabilidade da SSM do Oceano Atlântico Tropical, não apresentando correlação estatisticamente significativa com o Oceano Atlântico Norte e Sul. No entanto, apresenta alguns núcleos com significância estatística com a ASSM do Atlântico Equatorial, especialmente durante a primavera (cerca de quatro a seis meses de antecedência). Contudo, é possível concluir que a SSM no Atlântico Tropical, é uma variável que pode ser utilizada para previsão da qualidade da estação chuvosa da Região Nordeste do Brasil e Amazônia Oriental, exceto para o setor leste do Nordeste. Além disso, também é possível concluir que a SSM do Atlântico Tropical apresenta algum grau de dependência da TSM do Pacífico Equatorial Central.

5.1 Sugestões para trabalhos futuros

Nesta pesquisa analisamos a relação entre a variabilidade da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) no Oceano Pacífico Equatorial Central com a Salinidade da Superfície do Mar (SSM) no Oceano Atlântico Tropical, e posteriormente, a influência da SSM do Oceano Atlântico Tropical com flutuações da precipitação na NEB e Amazônia Oriental do Brasil. No nosso estudo, conseguimos identificar que a precipitação em grande parte da NEB e Amazônia Oriental do Brasil se correlaciona significativamente com a anomalia da SSM do Oceano Atlântico Tropical, especialmente do Atlântico Equatorial e Atlântico Sul. Se faz necessário análises mais detalhadas dos processos físicos e dinâmicos resultantes dessas variações da SSM do Atlântico Tropical nos índices de precipitação, assim como os possíveis impactos destas flutuações nos diferentes sistemas meteorológicos que atuam nesta região do Brasil.

Áreas de correlação estatisticamente significativas são encontradas no sul da NEB e Amazônia Oriental, na divisa com outras Regiões do Brasil, indicando que a SSM no Atlântico Tropical também influencia outras áreas que não foram abordadas neste trabalho, sendo fundamental, uma análise mais expandida da área de estudo sobre o Continente.

6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ARAÚJO, R. G.; 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 / Influence of EI Niño-Southern oscillation and equatorial Atlantic on rainfall over northern and northeastern regions of South America. **Acta Amazonica,** v. 43, n. 4, p. 469-480, 2013. https://doi.org/10.1590/S0044-59672013000400009

ARCODIA, M. C.; BARNES, E. A.; DURACK, P. J.; KEYS, P. W.; ROCHA, J. Sea surface salinity provides subseasonal predictability for forecasts of opportunity of U.S. summertime precipitation. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 130, n. 6, e2024JD042402, 2025. https://doi.org/10. 1029/2024JD042402

BACHÈLERY, M.-L.; ILLIG, S.; DADOU, I. Interannual variability in the South-East Atlantic Ocean, focusing on the Benguela Upwelling System: remote versus local forcing. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 121, n. 1, p. 284-310, 2015. http://dx.doi.org/10.1002/2015JC011168

BARTHOLOMAE, C. H.; VAN DER PLAS, A. K. Towards the development of environmental indices for the Namibian shelf, with particular reference to fisheries management. **African Journal of Marine Science,** v. 29, n. 1, p. 25-35, 2007. https://doi.org/10.2989/AJMS.2007.29.1.2.67

BINGHAM, F. M.; BRODNITZ, S. K.; GORDON, A. L. Seasonal and Interannual Variability of the Subtropical South Indian Ocean Sea Surface Salinity Maximum. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 128, n. 2, e2022JC018982, 2023. https://doi.org/10.1029/2022JC018982

BJERKNES, J. A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature. **Tellus**, v. 18, n. 4, p. 820-829, 1966. https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1966.tb00303.x

BJERKNES, J. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. **Monthly Weather Review**, v. 97, n. 3, p. 163–172, 1969. (DOI: https://doi.org/10.1175/1520-0493(1969)097<0163:ATFTEP>2.3.CO;2)

BRITO, J. I. B. Variações interanuais da circulação geral de inverno no hemisfério sul e suas possíveis conexões com o clima do Nordeste Brasileiro. **Dissertação de Mestrado em Meteorologia**, INPE, São José dos Campos (INPE-3333-TDL/182), 1984.

BYRNE, S. M.; MERRIFIELD, M. A.; CARTER, M. L.; CAYAN, D. R.; FLICK, R., E.; GERSHUNOV, A.; GIDDINGS, S. N. Southern California winter precipitation variability reflected in 100-year ocean salinity record. **Commun Earth Environ**, v. 4, n. 143, 2023.

CAI, W.; MCPHADEN, M. J.; GRIMM, A. M.; RODRIGUES, R. R.; TASCHETTO, A. S.; GARREAUD, R. D.; DEWITTE, B.; POVEDA, G.; HAM, Y.-G.; SANTOSO, A.; NG, B.; ANDERSON, W.; WANG, G.; GENG, T.; JO, H.-S.; MARENGO, J. A.; ALVES, L. M.; OSMAN, M.; LI, S.; WU, L.; KARAMPERIDOU, C.; TAKAHASHI, K.; VERA, C. Climate impacts of the El Niño–Southern Oscillation on South America. **Nature Reviews Earth & mathsemicolon Environment**, v. 1, n. 4, 215–231, 2020. https://doi.org/10.1038/s43017-020-0040-3

CARPENEDO, C. B.; AMBRIZZI, T. Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul associado ao Modo Anular Sul e impactos climáticos no Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.35, n.4, p.1-9, 2020. DOI: https://doi.org/10.1590/0102-77863540066

CAVALCANTI, I. F. A. The influence of extratropical Atlantic Ocean region on wet and dry years in North Northeastern Brazil. **Frontiers in Environmental Science**, v. 3, article 34, 2015. (doi: 10.3389/fenvs.2015.00034)

CAVALCANTI, I. F. A; AMBRIZZE, T. Teleconexões e suas influências no Brasil. In: CAVALCANTI, I, F. A; FERREIRA, N. J; SILVA, M, G, A, J; DIAS, M. A. F. S **(Org). Tempo e clima no Brasil.** Oficina de Textos. 2009, p. 318-335.

CHEN, B.; QIN, H.; CHEN, G.; XUE, H. Ocean Salinity as a Precursor of Summer Rainfall over the East Asian Monsoon Region. **Journal of Climate**, v. 32, n. 17, p. 5659–5676, 2019. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0756.1

CHEN, M.; SHI, W.; XIE, P.; SILVA, V. B. S.; KOUSKY, V. E.; WAYNE HIGGINS R.; JANOWIAK, J. E. Assessing objective techniques for gauge-based analyses of global daily precipitation. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres,** v. 113, n. D04110, 2008. Doi:10.1029/2007JD009132

CHERCHI, A.; AMBRIZZI, T.; BEHERA, S.; FREITAS, A.C.V.; MORIOKA, Y.; ZHOU, T. The Response of Subtropical Highs to Climate Change. **Current Climate Change Reports,** v. 4, p. 371-382, 2018. DOI: 10.1007/s40641-018-0114-1

CHUNG, J. C. Correlations between the tropical Atlantic trade winds and precipitation Northeastern Brazil. **Journal of climatology**, v. 2, n. 1, p. 35-46, 1982.

CITEAU, J.; BERGÉS, J. C.; DEMARCQ, H.; MAHÉ, G. Position de la Zone de Convergence a 28°N et température de surface de l'ocean. **Veille Climatique Satellitaire**, v. 21, p.3-7, 1988.

CORREA, T. S.; REBOITA, M. S.; CARVALHO, V. S. B. Investigação da Relação entre Variáveis Atmosféricas e Concentração de MP10 e O3 no Estado de São Paulo. **Rev. Brás. Meteorol.** (no prelo), 2018.

DIPPE, T.; GREATBATCH, R. J.; DING, R. On the relationship between Atlantic Niño variability and ocean dynamics, **Climate Dynamics**, v. 51, p. 597–612, 2018.

DUPONT, L. M.; SCHNEIDER, R.; SCHMÜSER, A.; JAHNS, S. Marine - terrestrial interaction of climate changes in West Equatorial Africa of the last 190,000 years. **Palaeoecology of Africa,** v**.** 26, p. 61-84, 1999.

ESTOQUE, M. A.; DOUGLAS. M. Structure of the Intertropical Convergence Zone Over the GATE area. **Tellus,** v. 30, n. 1, p. 55-61, 1978. https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1978.tb00817.x

FERRAZ, J. S. Iminência duma "Grande" Seca Nordestina. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 12, n. 1, p. 3-15, 1950.

FLORENCHIE, P.; LUTJEHARMS, J. R. E.; REASON, C. J. C.; MASSON, S.; ROUAULT, M. The source of Benguela Niños in the South Atlantic Ocean. **Geophysical Research Letters**, v. 30, n. 10, 2003. https://doi.org/10.1029/2003GL017172

FLORENCHIE, P.; REASON, C. J. C.; LUTJEHARMS, J. R. E.; ROUAULT, M.; ROY, C.; MASSON, S. Evolution of interannual warm and cold events in the southeast Atlantic Ocean. **Journal of Climate**, v. 17, n. 12, p. 2318–2334, 2004. https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017%3C2318:EOIWAC%3E2.0.CO;2

FOGT, R. L.; MARSHALL, G. J. The Southern Annular Mode: Variability, trends, and climate impacts across the Southern Hemisphere. **WIREs Climate Change,** v. 11, n. 4, e652, 2020. https://doi.org/10.1002/wcc.652

GIMENO, L.; NIETO, R.; SORÍ, R. The growing importance of oceanic moisture sources for continental precipitation. **npj Climate and Atmospheric Science**, v. 3, n. 27, 2020. https://doi.org/10.1038/s41612-020-00133-y

GOOD, S. A.; MARTIN, M. J.; RAYNER, N. A. EN4: quality controlled ocean temperature and salinity profiles and monthly objective analyses with uncertainty estimates, **Journal of Geophysical Research: Oceans,** v.118, n. 12, p. 6704-6716, 2013. https://doi.org/10.1002/2013JC009067

GORENSTEIN, I.; WAINER, I.; PAUSATA, F. S. R.; PRADO, L. F.; KHODRI, M.; DIAS, P. L. S. A 50-year cycle of sea surface temperature regulates decadal precipitation in the tropical and South Atlantic region. **Commun Earth Environ**, v. 4, n. 427, 2023.

GOSSET, W. S. The probable error of a mean. **Biometrika**, v. 6, n. 1, p. 1-25, 1908.

GRIMM, A. M.; REASON, C .J. C. Intraseasonal Teleconnections between South America and South Africa. **Journal of Climate,** v. 28, n. 23, p. 9489-9497, 2015. DOI: https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0116.1

GRIMM, A. M.; REASON, C. J. C. Does the South American monsoon affect African rainfall? **J. Climate,** v. 24, p. 1226–1238, 2011. DOI:10.1175/2010JCLI3722.1

GUO, Y.; LI, Y.; WANG, F.; WEI, Y. Ocean salinity aspects of the ningaloo niño. **Journal of Climate**, v. 34, n. 15, p. 6141–6161, 2021. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-20-0890.1

HARDMAN-MOUNTFORD, N. J.; RICHARDSON, A. J.; AGENBAG, J. J.; HAGEN, E.; NYKJAER, L.; SHILLINGTON, F. A.; VILLACASTIN, C. Ocean climate of the South East Atlantic observed from satellite data and wind models. **Progress in Oceanography**, v. 59, n. 2-3, p. 181–221, 2003. https://doi.org/10.1016/j.pocean.2003.10.001

HASTENRATH, S.; HELLER, L. Dynamics of climatic hazards in Northeast Brazil. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 103, n. 435 p. 77-92, 1977. https://doi.org/10.1002/qj.49710343505

HASTENRATH, S. Predictability of Northeast Brazil Drought. **Nature**, v. 307, p. 531-533, 1984.

HASTENRATH, S.; LAMB, L. Some aspects of circulation and climate over the eastern equatorial Atlantic. **Monthly Weather Review**, v. 105, n. 8, 1019-1023, 1977. https://doi.org/10.1175/1520-0493(1977)105%3C1019:SAOCAC%3E2.0.CO;2

HUTCHINGS, L; VAN DER LINGEN C. D.; SHANNON, L. J.; CRAWFORD, R. J. M.; VERHEYE, H. M. S.; BARTHOLOMAE, C. H.; VAN DER PLAS, A. K.; LOUW, D.; KREINER, A.; OSTROWSKI, M.; FIDEL, Q.; BARLOW, R.G.; LAMONT, T.; COETZEE, J.; SHILLINGTON, F.; VEITCH, J.; CURRIE, J. C.; MONTEIRO, P. M. S. The Benguela Current: An ecosystem of four components. **Progress in Oceanography**, v. 83, n. 1-4, p. 15-32, 2009. https://doi.org/10.1016/j.pocean.2009.07.046

JOSHUA M. G.; BARRY D. K. Position of the South Atlantic Anticyclone and Its Impact on Surface Conditions across Brazil. **Journal of Applied Meteorology and Climatology,** Boston, vol. 57, n. 3, p. 535-553, 2018. https://doi.org/10.1175/JAMC-D-17-0178.1

JUNKER, T.; MOHRHOLZ, V.; SIEGFRIED, L.; VAN DER PLAS, A. Seasonal to interannual variability of water mass characteristics and currents on the Namibian shelf. **Journal of Marine Systems**, v. 165, p. 36–46, 2017. https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2016.09.003

JUNKER, T.; SCHMIDT, M.; MOHRHOLZ, V. The relation of wind stress curl and meridional transport in the Benguela upwelling system. **Journal of Marine Systems**, v. 143, p. 1–6, 2015. https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2014.10.006

KAYANO, M. T.; ANDREOLI, R. V. Relations of South American summer rainfall interannual variations with the Pacific Decadal Oscillation. **In: Journal of Climate,** v. 27, n. 4, p. 531 – 540, 2006. https://doi.org/10.1002/joc.1417

KENDALL, M. G., **Rank Correlation Measures**. Ed. Charles Griffin: London, U.K, p. 220, 1975.

KOUNGUE, R. A. I.; ILLIG, S.; ROUAULT, M. Role of Interannual Kelvin wave propagations in the equatorial Atlantic on the Angola Benguela current system. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 122, n. 6, p. 4685-4703, 2017. https://doi.org/10.1002/2016JC012463

KOUSKY, V. E. Frontal Influences on Northeast Brazil. Monthly Weather Review,v.107, n. 9, p. 1140-1153, 1979. https://doi.org/10.1175/1520-0493(1979)107%3C1140:FIONB%3E2.0.CO;2

KOUSKY, V. E. Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 3, p. 217–231, 1988.

LAGERLOEF, G.; SCHIMITT, R.; SCHANZE, J.; KAO, H.-Y. The ocean and the global water cycle. **Oceanography**, v. 23, n. 4, p. 82–93, 2010. https://doi.org/10.5670/oceanog.2010.07

LI, L.; SCHMITT, R. W.; UMMENHOFER, C. C. Skillful long-lead prediction of summertime heavy rainfall in the US Midwest from sea surface salinity. **Geophysical Research Letters**, v. 49, n. 13, e2022GL098554, 2022. https://doi.org/10.1029/2022gl098554

LI, L.; SCHMITT, R. W.; UMMENHOFER, C. C.; KARNAUSKAS, K.B. North Atlantic salinity as a predictor of Sahel rainfall. **Science Advances**, v.2, n. 5, 2016. https://doi.org/10.1126/sciadv.1501588

LIU, T.; SCHMITT, R. W.; LI, L. Global Search for Autumn-Lead Sea Surface Salinity Predictors of Winter Precipitation in Southwestern United States. **Geophysical Research Letters,** v. 45, Ed. 16, p. 8445-8454, 2018. https://doi.org/10.1029/2018GL079293

LÜBBECKE, J. F.; BÖNING, C. W.; KEENLYSIDE, N. S.; XIE, S.-P. On the connection between Benguela and equatorial Atlantic Niños and the role of the South Atlantic Anticyclone. **Journal of Geophysical Research**, v. 115, n. C9, 2010. https://doi.org/10.1029/2009JC005964

MANN, H. B. Nonparametric tests against trend. **Econometrica,** Chicago, v. 13, n. 3, p. 245–259, Jul. 1945.

MANTUA, N. J.; HARE, S. R. The Pacific Decadal Oscillation. **Journal of Oceanography**. v. 58, p. 35-44, 2002. DOI: 10.1023/A:1015820616384.

MELO, A. B. C.; CAVALCANTI, I. F. A.; SOUZA, P. P. Zona de convergência intertropical do Atlântico. In: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J.; DIAS, M.

A. F. S. **Tempo e clima no Brasil,** São Paulo: Oficina de Textos, Cap. 2, p. 25-41. ISBN 978-85-86238-92-5, 2009.

MERLE, J. Annual and interannual variability of temperature in the eastern equatorial Atlantic – The hypothesis of an Atlantic El Niño, **Oceanologica Acta**, v. 3, p. 209–220, 1980.

MIYASAKA, T.; NAKAMURA, H. Structure and Mechanisms of the Southern Hemisphere Summertime Subtropical Anticyclones. **Journal of Climate**, v. 23, n. 8, p. 2115-2130, 2010. DOI: 10.1175/2009JCLI3008.1

MOURA, A. D.; SHUKLA, J. On the dynamics of the droughts in Northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. **Journal of Atmospheric Science**, v. 38, n. 12, p. 2653-2675, 1981. https://doi.org/10.1175/1520-0469(1981)038%3C2653:OTDODI%3E2.0.CO;2

MOURA, G. B. A.; ARAGÃO, J. O. R.; MELO, J. S. P.; SILVA, A. P. N.; GIONGO, P. R.; LACERDA, F. F. Relação entre a precipitação do leste do Nordeste do Brasil e a temperatura dos oceanos. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.13, n. 4, 2009. (https://doi.org/10.1590/S1415-43662009000400014)

MOURA, G. B. A.; BRITO, J. I. B.; SOUSA, F. A. S.; CAVALCANTI, E. P.; SILVA, J. L. B.; NASCIMENTO, C. R.; LOPES, P. M. O. Identificação de preditores para as chuvas do setor leste do Nordeste do Brasil utilizando análise de correlação canônica**. Revista Brasileira de Geografia Física**, v.13, n. 4, p. 1463-1482, 2020. https://doi.org/10.26848/rbgf.v13.4.p1463-1482

NIE, X.; WEI, Z.; LI, Y. Decadal Variability in Salinity of the Indian Ocean Subtropical Underwater During the Argo Period. **Geophysical Research Letters**, v. 47, n. 22, e2020GL089104, 2020.

NIMER, E. Circulação Atmosférica do Nordeste e suas consequências - O Fenômeno das Secas, Separata da **Revista Brasileira de Geografia**, v. 26, n. 2, 1964. (Conselho Nacional de Geografia, IBGE, Rio de Janeiro).

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. https://doi.org/10.1175/1520-0442(1996)009%3C2464:VOSSTW%3E2.0.CO;2

PACHECO, J.; SOLERA, A.; AVILÉS, A.; TONÓN, M. D. Influence of ENSO on Droughts and Vegetation in a High Mountain Equatorial Climate Basin. **Atmosphere**, v. 13, n. 12, 2123, 2022. https://doi.org/10.3390/atmos13122123

PALECKI, M. A.; LEATHERS, D. J. Northern hemisphere extratropical circulation anomalies and recent January land surface temperature trends. **Geophysicial Research Letters**, v. 20, n. 9, p. 819-822, 1993. (https://doi.org/10.1029/93GL00509).

PEREIRA, M. P. S.; MENDES, K. R.; JUSTINO, F.; COUTO, F.; DA SILVA, A. S.; DA SILVA, D. F.; MALHADO, A. C. M. Brazilian dry forest (Caatinga) response to multiple ENSO: the role of Atlantic and Pacific Ocean. **Science of The Total Environment**, v. 705, (135717), 2020. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.135717

PINHEIRO, E.; ROCHA, R.P.; DRUMMOND, A. Assessment of 20th-century reanalysis circulation patterns associated with El Niño–Southern Oscillation impacts on the tropical Atlantic and northeastern Brazil rainy season. **International Journal of Climatology**, v. 41, n. 7, p. 3824-3840, 2021. https://doi.org/10.1002/joc.6750

RANAWEERA, K. R. K. D. N.; KAMAE, Y. Impact of El Niño Southern Oscillation on the first inter-monsoon rainfall over Sri Lanka in the post-El Niño years. **Front. Clim.**, v. 6, 2024. https://doi.org/10.3389/fclim.2024.1361322

RATHORE, S.; BINDOFF, N. L.; UMMENHOFER, C. C.; PHILLIPS, H. E.; FENG, M. Near-surface salinity reveals the oceanic sources of moisture for Australian precipitation through atmospheric moisture transport. **Journal of Climate**, v. 33, n. 15, p. 6707–6730, 2020. https://doi.org/10.1175/jcli-d-19-0579.1

RATHORE, S.; BINDOFF, N. L.; UMMENHOFER, C. C.; PHILLIPS, H. E.; FENG, M.; MISHRA, M. Improving Australian rainfall prediction using sea surface salinity. **Journal of Climate**, v. 34, n. 7, p. 2473–2490, 2021. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-20-0625.1

REASON, C. J. C.; FLORENCHIE, P.; ROUAULT, M.; VEITCH, J. Influences of large scale climate modes and Agulhas System variability on the BCLME region, in Benguela: Predicting a Large Marine Ecosystem, edited by V. Shannon et al., p. 225–241, Elsevier, Amsterdam, 2006.

REBOITA, M. S.; AMARO, T. R.; SOUZA, M. R. Winds: intensity and power density simulated by RegCM4 over South America in present and future climate. **Clim. Din.**, v. 51, p. 187-205, 2017. DOI: 10.1007/s00382-017-3913-5

REBOITA, M. S.; AMBRIZZI, T.; ROCHA, R. P. Relationship between the southern annular mode and southern hemisphere atmospheric systems. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, n. 1, 2009. https://doi.org/10.1590/S0102-77862009000100005

REBOITA, M. S.; GAN, M. A.; DA ROCHA, R. P.; AMBRIZZI, T. Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia,** v. 25, n. 2, p. 185-204, 2010. DOI: 10.1590/S0102-77862010000200004

REBOITA, M. S.; RODRIGUES, M.; SILVA, L. F.; ALVES, M. A. Aspectos Climáticos do Estado de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 17, p. 206-226, 2015.

REBOITA, M. S.; SANTOS, I. A. Influência de alguns padrões de teleconexão na precipitação no Norte e Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 15, p. 28-48, 2014.

RICHTER, I.; BEHERA, S. K.; MASUMOTO, Y.; TAGUCHI, B.; KOMORI, N.; YAMAGATA, T. On the triggering of Benguela Niños: Remote equatorial versus local influences. **Geophysical Research Letters**, v. 37, n. 20, 2010. https://doi.org/10.1029/2010GL044461

RICHTER, I.; XIE, S. P.; BEHERA, S. K.; DOI, T.; MASUMOTO, Y. Equatorial Atlantic variability and its relation to mean state biases in CMIP5. **Climate Dynamics**, v. 42, n. 1–2, p. 171–188, 2014.

ROSA, M. B.; SILVA, L.T. Alguns Aspectos Climatológicos da ZCIT sobre o Atlântico. Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos/Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE), São Paulo, Brasil, 2016.

ROUAULT, M.; ILLIG, S.; BARTHOLOMAE, C.; REASON, C. J. C.; BENTAMY, A. Propagation and origin of warm anomalies in the Angola Benguela upwelling system in 2001. **Journal of Marine Systems**, v. 68, n. 3-4, p. 473–488, 2007. https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2006.11.010

ROUAULT, M.; SERVAIN, J.; REASON, C. J. C.; BOURLÈS, B.; ROUAULT, M. J.; FAUCHEREAU, N. Extension of PIRATA in the tropical south-east Atlantic: An initial one-year experiment, **African Journal of Marine Science**, v. 31, n. 1, p. 63–71, 2009. https://doi.org/10.2989/AJMS.2009.31.1.5.776

SCHANZE, J. J.; SCHMITT, R. W.; YU, L. L. The global oceanic freshwater cycle: A state-of-the-art quantification. **J. Mar. Res**., v. 68, n. 3, p. 569–595, 2010.

SCHMITT, R. W. The ocean component of the global water cycle. **Rev. Geophys**., v. 33, n. S2, p. 1395–1409, 1995. https://doi.org/10.1029/95RG00184

SCHNEIDER, T.; BISCHOFF, T.; HAUG, G. H. Migrations and dynamics of the intertropical convergence zone. **Nature**, v.513, p. 45–53, 2014.

SERRA, A. B. **Atlas Climatológico do Brasil**, Rio de Janeiro: Serviço de Meteorologia e Conselho Nacional de Geografia, 1955.

SERRA, A. B. **Meteorologia do nordeste brasileiro**, Rio de Janeiro: Instituto Brasileiro de Geografia e Estatísticas, p. 120, 1945.

SHANNON, L. V.; BOYD, A. J.; BRUNDRIT, G. B.; TAUNTON-CLARK, J. On the existence of an El Niño–type phenomenon in the Benguela system. **Journal of Marine Research**, v. 44, n. 3, p. 495–520, 1986.

SILVA, E. D.; REBOITA, M. S. Estudo da Precipitação no Estado de Minas Gerais - MG. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 13, p. 120-136, 2014. https://doi.org/10.5380/abclima.v13i0.33345

SKLIRIS, N.; MARSH, R.; MECKING, J. V.; ZIKA, J. D. Changing water cycle and freshwater transports in the Atlantic Ocean in observations and CMIP5 models. **Climate Dynamics**, v. 54, p. 4971–4989, 2020. https://doi.org/10.1007/s00382-020-05261-y

THOMPSON, D. W. J.; WALLACE, J. M. Annular Modes in the Extratropical Circulation. Part I: Month-to-Month Variability. **Journal of Climate**, v.13, n. 5, p. 1000-1016, 2000. https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013%3C1000:AMITEC%3E2.0.CO;2

TOKINAGA, H.; RICHTER, I.; KOSAKA, Y. ENSO Influence on the Atlantic Niño, Revisited: Multi-Year versus Single-Year ENSO Events. **Journal of Climate**, v. 32, n. 14, p. 4585–4600, 2019. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0683.1

UVO, C. R. B. A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e sua relação com a precipitação da Região Norte do Nordeste Brasileiro. **Dissertação de Mestrado**, 1989.

VIANELLO, R. L.; MAIA, L. F. P. G. Estudo preliminar da climatologia dinâmica do Estado de Minas Gerais**. Revista Informe Agropecuário, v.** 12, n. 138, p. 6-8, 1986.

WALISER, D. E.; GAUTIER, C. A Satellite-derived Climatology of the ITCZ. **Journal of Climate**, v. 6, n. 11, p. 2162–2174, 1993. https://doi.org/10.1175/1520-0442(1993)006%3C2162:ASDCOT%3E2.0.CO;2

WALKER, G.T. Ceará (Brazil) famines and the general air movement. **Beitrage zur Physik der freien Atmosphare**, v. 14, p. 88-93, 1928.

WALKER, G.T. Ceará (Brazil) famines and the general air movement. Beiträge zur Physik der freien Atmosphäre, v.14, p.88-93, 1928b.

WALKER, G.T. World Weather. Monthly Weather Review, v. 56, n. 5, 1928a.

WALLACE, J. M.; GUTZLER, D. S. Teleconnections in the Geopotential Height Field during the Northern Hemisphere Winter. **Monthly Weather Review,** v. 109, n. 4, p. 784-812, 1981. https://doi.org/10.1175/1520-0493(1981)109%3C0784:TITGHF%3E2.0.CO;2

WANG, J.; PAN, F.; AN, P.; HAN, G.; JIANG, K.; SONG, Y.; HUANG, N.; ZHANG, Z.; MA, S.; CHEN, X.; PAN, Z. Atmospheric Water Vapor Transport between Ocean and Land under Climate Warming. **Journal of Climate**, v. 36, n. 17, 5861–5880, 2023. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-22-0106.1

WANG, J.; PAN, F.; LI, H.; AN, P.; HAN, G.; JIANG, K.; CHEN, X.; ZHANG, Z.; SONG, Y.; HUANG, N.; MA, S.; ZHANG, Z.; MEN, J.; LV, X.; PAN, Z. Impacts of El Niño–Southern Oscillation on tropical precipitation via triggering anomaly water vapour transport from ocean to land. **International Journal of Climatology**, v. 43, n. 4, p. 1839-1852, 2022. https://doi.org/10.1002/joc.7948

WANG, Y.; LI, Y.; WEI, C. Subtropical sea surface salinity maxima in the South Indian Ocean. J. **Ocean. Limnol**, v. 38, n. 1, p. 16–29, 2020. https://doi.org/10.1007/s00343-019-8251-5

YU L.; JOSEY S. A.; BINGHAM F. M.; LEE T. Intensification of the global water cycle and evidence from ocean salinity: a synthesis review. **Ann. New York Acad. Sci**., v. 1472, n. 1, p. 76–94, 2020. https://doi.org/10.1111/nyas.14354

ZAGAR, N.; SKOK, G.; TRIBBIA, J. Climatology of the ITCZ derived from ERA Interim reanalyses. **Journal of Geophysical Research**, v. 116, n. D15, 2011. https://doi.org/10.1029/2011JD015695

ZENG, L.; SCHMITT, R. W.; LI, L.; WANG, Q.; WANG, D. Forecast of summer precipitation in the Yangtze River Valley based on South China Sea springtime sea surface salinity. **Climate Dynamics**, v. 53, p. 5495–5509, 2019. https://doi.org/10.1007/s00382-019-04878-y

APÊNDICE

A Tabela 2 apresenta as médias e anomalias da Salinidade da Superfície do Mar na área do Oceano Atlântico Equatorial, de forma mensal e trimestral, para o período entre 1991 e 2020. Identificamos fases distintas de aumento e diminuição da SSM ao longo da série. Entre 1994 e 2004, em um período de aproximadamente 10 anos, a SSM no Atlântico Equatorial apresentou, de modo geral, uma redução em seus valores. Com tudo, entre 2009 e 2019 os índices da SSM estiveram, na maior parte do tempo, em sua fase positiva. Esta fase coincidiu com uma grande redução das chuvas em grande parte da área de estudo, especialmente na área A1 (estação chuvosa de NDJFM), na área A2 (estação chuvosa de DJFMA) e na área A3 (estação chuvosa de JFMAM).

Tabela 2. Médias Mensais e Anomalias Mensais e Trimestrais da Salinidade da Superfície do Mar (SSM) no Oceano Atlântico Equatorial (35°W - 05°E; 05°N - 05°S) entre 1991 e 2020. Valores destacados na cor azul representam desvios negativos da SSM do Atlântico Equatorial e valores na cor vermelha representam desvios positivos.

Meses	Média Mensal da SSM no Atlântico Equatorial de 1991 a 2020 (35W-5E;5N-5S)	Anomalia Mensal da SSM no Atlântico Equatorial de 1991 a 2020 (35W-5E;5N-5S)	Trimestres	Anos	Anomalia Sazonal da SSM no Atlântico Equatorial de 1991 a 2020 (35W-5E;5N-5S)
Jan/91	35,33	0,00	JFM	1991	0,00
Fev/91	35,34	-0,02	FMA	1991	-0,09
Mar/91	35,34	0,01	MAM	1991	-0,16
Abr/91	35,01	-0,26	AMJ	1991	-0,23
Mai/91	35,10	-0,23	MJJ	1991	-0,19
Jun/91	35,24	-0,20	JJA	1991	-0,16
Jul/91	35,40	-0,15	JAS	1991	-0,14
Ago/91	35,47	-0,13	ASO	1991	-0,13
Set/91	35,46	-0,14	SON	1991	-0,13
Out/91	35,46	-0,11	OND	1991	-0,12
Nov/91	35,39	-0,13	NDJ	1991	-0,17
Dez/91	35,31	-0,11	DJF	1991	0,00
Jan/92	35,05	-0,28	JFM	1992	0,17
Fev/92	35,76	0,40	FMA	1992	0,29
Mar/92	35,74	0,40	MAM	1992	0,18
Abr/92	35,35	0,08	AMJ	1992	0,00
Mai/92	35,37	0,05	MJJ	1992	0,06

Jun/92	35,32	-0,12	JJA	1992	0,13
Jul/92	35,79	0,24	JAS	1992	0,27
Ago/92	35,88	0,28	ASO	1992	0,25
Set/92	35,87	0,27	SON	1992	0,17
Out/92	35,76	0,19	OND	1992	0,09
Nov/92	35,57	0,04	NDJ	1992	0,08
Dez/92	35,46	0,05	DJF	1992	0,12
Jan/93	35,49	0,16	JFM	1993	0,12
Fev/93	35,52	0,16	FMA	1993	0,11
Mar/93	35,38	0,04	MAM	1993	0,09
Abr/93	35,39	0,12	AMJ	1993	0,08
Mai/93	35,42	0,10	MJJ	1993	0,07
Jun/93	35,47	0,03	JJA	1993	0,06
Jul/93	35,63	0,09	JAS	1993	0,06
Ago/93	35,65	0,05	ASO	1993	0,04
Set/93	35,63	0,03	SON	1993	0,03
Out/93	35,61	0,04	OND	1993	0,03
Nov/93	35,55	0,02	NDJ	1993	0,04
Dez/93	35,44	0,03	DJF	1993	0,04
Jan/94	35,39	0,06	JFM	1994	0,04
Fev/94	35,39	0,03	FMA	1994	0,00
Mar/94	35,37	0,03	MAM	1994	-0,03
Abr/94	35,22	-0,05	AMJ	1994	-0,08
Mai/94	35,25	-0,07	MJJ	1994	-0,10
Jun/94	35,32	-0,11	JJA	1994	-0,13
Jul/94	35,42	-0,13	JAS	1994	-0,14
Ago/94	35,45	-0,15	ASO	1994	-0,15
Set/94	35,44	-0,16	SON	1994	-0,11
Out/94	35,44	-0,14	OND	1994	-0,07
Nov/94	35,49	-0,04	NDJ	1994	-0,02
Dez/94	35,39	-0,03	DJF	1994	-0,01
Jan/95	35,34	0,01	JFM	1995	0,01
Fev/95	35,34	-0,02	FMA	1995	0,03
Mar/95	35,36	0,03	MAM	1995	0,05

Abr/95	35,34	0,07	AMJ	1995	0,02
Mai/95	35,37	0,05	MJJ	1995	-0,02
Jun/95	35,38	-0,06	JJA	1995	-0,03
Jul/95	35,51	-0,04	JAS	1995	-0,06
Ago/95	35,60	0,00	ASO	1995	-0,10
Set/95	35,47	-0,13	SON	1995	-0,15
Out/95	35,40	-0,17	OND	1995	-0,15
Nov/95	35,37	-0,16	NDJ	1995	-0,12
Dez/95	35,28	-0,13	DJF	1995	-0,12
Jan/96	35,25	-0,08	JFM	1996	-0,11
Fev/96	35,21	-0,15	FMA	1996	-0,11
Mar/96	35,23	-0,11	MAM	1996	-0,08
Abr/96	35,18	-0,08	AMJ	1996	-0,08
Mai/96	35,27	-0,05	MJJ	1996	-0,09
Jun/96	35,34	-0,10	JJA	1996	-0,11
Jul/96	35,43	-0,11	JAS	1996	-0,13
Ago/96	35,47	-0,13	ASO	1996	-0,15
Set/96	35,46	-0,14	SON	1996	-0,16
Out/96	35,40	-0,18	OND	1996	-0,16
Nov/96	35,37	-0,16	NDJ	1996	-0,13
Dez/96	35,28	-0,14	DJF	1996	-0,09
Jan/97	35,23	-0,10	JFM	1997	-0,05
Fev/97	35,33	-0,03	FMA	1997	0,01
Mar/97	35,32	-0,02	MAM	1997	0,06
Abr/97	35,35	0,08	AMJ	1997	0,09
Mai/97	35,44	0,11	MJJ	1997	0,07
Jun/97	35,52	0,08	JJA	1997	0,01
Jul/97	35,55	0,01	JAS	1997	0,02
Ago/97	35,56	-0,05	ASO	1997	0,02
Set/97	35,69	0,09	SON	1997	0,06
Out/97	35,59	0,02	OND	1997	0,05
Nov/97	35,60	0,07	NDJ	1997	0,04
Dez/97	35,48	0,06	DJF	1997	-0,01
Jan/98	35,32	-0,01	JFM	1998	-0,07

Fev/98	**35,28**	**-0,08**	**FMA**	**1998**	**-0,19**
Mar/98	**35,20**	**-0,14**	**MAM**	**1998**	**-0,21**
Abr/98	**34,92**	**-0,35**	**AMJ**	**1998**	**-0,26**
Mai/98	**35,17**	**-0,15**	**MJJ**	**1998**	**-0,21**
Jun/98	**35,16**	**-0,28**	**JJA**	**1998**	**-0,20**
Jul/98	**35,35**	**-0,19**	**JAS**	**1998**	**-0,15**
Ago/98	**35,46**	**-0,14**	**ASO**	**1998**	**-0,09**
Set/98	**35,48**	**-0,12**	**SON**	**1998**	**-0,04**
Out/98	**35,56**	**-0,01**	**OND**	**1998**	**-0,02**
Nov/98	**35,53**	**0,00**	**NDJ**	**1998**	**-0,05**
Dez/98	**35,38**	**-0,04**	**DJF**	**1998**	**-0,09**
Jan/99	**35,22**	**-0,11**	**JFM**	**1999**	**-0,14**
Fev/99	**35,24**	**-0,12**	**FMA**	**1999**	**-0,08**
Mar/99	**35,13**	**-0,20**	**MAM**	**1999**	**-0,10**
Abr/99	**35,35**	**0,09**	**AMJ**	**1999**	**-0,05**
Mai/99	**35,15**	**-0,18**	**MJJ**	**1999**	**-0,10**
Jun/99	**35,39**	**-0,05**	**JJA**	**1999**	**-0,08**
Jul/99	**35,46**	**-0,08**	**JAS**	**1999**	**-0,07**
Ago/99	**35,48**	**-0,12**	**ASO**	**1999**	**-0,03**
Set/99	**35,59**	**-0,01**	**SON**	**1999**	**0,04**
Out/99	**35,60**	**0,03**	**OND**	**1999**	**0,05**
Nov/99	**35,63**	**0,10**	**NDJ**	**1999**	**0,07**
Dez/99	**35,45**	**0,03**	**DJF**	**1999**	**0,00**
Jan/00	**35,39**	**0,07**	**JFM**	**2000**	**0,02**
Fev/00	**35,26**	**-0,10**	**FMA**	**2000**	**0,02**
Mar/00	**35,42**	**0,08**	**MAM**	**2000**	**0,05**
Abr/00	**35,34**	**0,07**	**AMJ**	**2000**	**0,04**
Mai/00	**35,33**	**0,00**	**MJJ**	**2000**	**0,01**
Jun/00	**35,47**	**0,04**	**JJA**	**2000**	**0,01**
Jul/00	**35,53**	**-0,02**	**JAS**	**2000**	**0,01**
Ago/00	**35,62**	**0,02**	**ASO**	**2000**	**0,04**
Set/00	**35,64**	**0,04**	**SON**	**2000**	**0,07**
Out/00	**35,64**	**0,07**	**OND**	**2000**	**0,08**
Nov/00	**35,62**	**0,09**	**NDJ**	**2000**	**0,06**

Dez/00	35,50	0,09	DJF	2000	0,03
Jan/01	35,32	-0,01	JFM	2001	-0,03
Fev/01	35,37	0,01	FMA	2001	-0,04
Mar/01	35,25	-0,08	MAM	2001	-0,01
Abr/01	35,21	-0,06	AMJ	2001	0,02
Mai/01	35,42	0,09	MJJ	2001	0,03
Jun/01	35,46	0,02	JJA	2001	-0,03
Jul/01	35,51	-0,04	JAS	2001	-0,05
Ago/01	35,54	-0,06	ASO	2001	-0,04
Set/01	35,54	-0,06	SON	2001	0,00
Out/01	35,58	0,01	OND	2001	0,00
Nov/01	35,57	0,04	NDJ	2001	-0,04
Dez/01	35,37	-0,04	DJF	2001	-0,05
Jan/02	35,20	-0,13	JFM	2002	-0,05
Fev/02	35,39	0,03	FMA	2002	-0,03
Mar/02	35,29	-0,04	MAM	2002	-0,02
Abr/02	35,19	-0,08	AMJ	2002	-0,02
Mai/02	35,38	0,05	MJJ	2002	-0,05
Jun/02	35,40	-0,04	JJA	2002	-0,09
Jul/02	35,39	-0,15	JAS	2002	-0,09
Ago/02	35,51	-0,09	ASO	2002	-0,02
Set/02	35,58	-0,02	SON	2002	-0,05
Out/02	35,60	0,03	OND	2002	-0,11
Nov/02	35,36	-0,17	NDJ	2002	-0,13
Dez/02	35,22	-0,19	DJF	2002	-0,07
Jan/03	35,31	-0,02	JFM	2003	-0,04
Fev/03	35,35	-0,01	FMA	2003	-0,04
Mar/03	35,26	-0,08	MAM	2003	-0,04
Abr/03	35,24	-0,02	AMJ	2003	-0,06
Mai/03	35,30	-0,02	MJJ	2003	-0,08
Jun/03	35,30	-0,14	JJA	2003	-0,07
Jul/03	35,47	-0,07	JAS	2003	-0,01
Ago/03	35,61	0,01	ASO	2003	0,02
Set/03	35,62	0,02	SON	2003	-0,03

Out/03	**35,59**	**0,01**	**OND**	**2003**	**-0,11**
Nov/03	**35,41**	**-0,12**	**NDJ**	**2003**	**-0,17**
Dez/03	**35,20**	**-0,21**	**DJF**	**2003**	**-0,19**
Jan/04	**35,14**	**-0,18**	**JFM**	**2004**	**-0,15**
Fev/04	**35,18**	**-0,18**	**FMA**	**2004**	**-0,12**
Mar/04	**35,25**	**-0,08**	**MAM**	**2004**	**-0,09**
Abr/04	**35,16**	**-0,11**	**AMJ**	**2004**	**-0,09**
Mai/04	**35,25**	**-0,07**	**MJJ**	**2004**	**-0,13**
Jun/04	**35,34**	**-0,10**	**JJA**	**2004**	**-0,15**
Jul/04	**35,33**	**-0,22**	**JAS**	**2004**	**-0,13**
Ago/04	**35,47**	**-0,13**	**ASO**	**2004**	**-0,09**
Set/04	**35,55**	**-0,04**	**SON**	**2004**	**-0,07**
Out/04	**35,49**	**-0,08**	**OND**	**2004**	**-0,06**
Nov/04	**35,46**	**-0,07**	**NDJ**	**2004**	**-0,02**
Dez/04	**35,38**	**-0,03**	**DJF**	**2004**	**0,01**
Jan/05	**35,38**	**0,05**	**JFM**	**2005**	**0,04**
Fev/05	**35,37**	**0,01**	**FMA**	**2005**	**0,09**
Mar/05	**35,39**	**0,05**	**MAM**	**2005**	**0,15**
Abr/05	**35,48**	**0,21**	**AMJ**	**2005**	**0,18**
Mai/05	**35,53**	**0,20**	**MJJ**	**2005**	**0,16**
Jun/05	**35,56**	**0,12**	**JJA**	**2005**	**0,13**
Jul/05	**35,70**	**0,16**	**JAS**	**2005**	**0,13**
Ago/05	**35,71**	**0,11**	**ASO**	**2005**	**0,09**
Set/05	**35,71**	**0,11**	**SON**	**2005**	**0,09**
Out/05	**35,63**	**0,06**	**OND**	**2005**	**0,08**
Nov/05	**35,63**	**0,10**	**NDJ**	**2005**	**0,11**
Dez/05	**35,49**	**0,07**	**DJF**	**2005**	**0,06**
Jan/06	**35,48**	**0,15**	**JFM**	**2006**	**0,07**
Fev/06	**35,33**	**-0,03**	**FMA**	**2006**	**0,06**
Mar/06	**35,41**	**0,08**	**MAM**	**2006**	**0,09**
Abr/06	**35,41**	**0,15**	**AMJ**	**2006**	**0,06**
Mai/06	**35,36**	**0,04**	**MJJ**	**2006**	**0,02**
Jun/06	**35,45**	**0,01**	**JJA**	**2006**	**0,01**
Jul/06	**35,56**	**0,01**	**JAS**	**2006**	**0,01**

Ago/06	**35,61**	**0,01**	**ASO**	**2006**	**0,02**
Set/06	**35,60**	**0,00**	**SON**	**2006**	**0,01**
Out/06	**35,61**	**0,04**	**OND**	**2006**	**0,02**
Nov/06	**35,52**	**-0,01**	**NDJ**	**2006**	**0,05**
Dez/06	**35,45**	**0,04**	**DJF**	**2006**	**0,09**
Jan/07	**35,44**	**0,11**	**JFM**	**2007**	**0,10**
Fev/07	**35,49**	**0,13**	**FMA**	**2007**	**0,07**
Mar/07	**35,40**	**0,06**	**MAM**	**2007**	**0,01**
Abr/07	**35,28**	**0,01**	**AMJ**	**2007**	**-0,01**
Mai/07	**35,27**	**-0,05**	**MJJ**	**2007**	**-0,01**
Jun/07	**35,46**	**0,02**	**JJA**	**2007**	**0,00**
Jul/07	**35,55**	**0,00**	**JAS**	**2007**	**-0,04**
Ago/07	**35,58**	**-0,02**	**ASO**	**2007**	**-0,07**
Set/07	**35,50**	**-0,10**	**SON**	**2007**	**-0,08**
Out/07	**35,48**	**-0,09**	**OND**	**2007**	**-0,07**
Nov/07	**35,47**	**-0,05**	**NDJ**	**2007**	**-0,10**
Dez/07	**35,36**	**-0,05**	**DJF**	**2007**	**-0,13**
Jan/08	**35,13**	**-0,20**	**JFM**	**2008**	**-0,16**
Fev/08	**35,23**	**-0,13**	**FMA**	**2008**	**-0,14**
Mar/08	**35,18**	**-0,16**	**MAM**	**2008**	**-0,14**
Abr/08	**35,15**	**-0,12**	**AMJ**	**2008**	**-0,11**
Mai/08	**35,19**	**-0,13**	**MJJ**	**2008**	**-0,06**
Jun/08	**35,35**	**-0,08**	**JJA**	**2008**	**-0,04**
Jul/08	**35,57**	**0,03**	**JAS**	**2008**	**-0,04**
Ago/08	**35,55**	**-0,05**	**ASO**	**2008**	**-0,09**
Set/08	**35,49**	**-0,11**	**SON**	**2008**	**-0,12**
Out/08	**35,46**	**-0,11**	**OND**	**2008**	**-0,10**
Nov/08	**35,39**	**-0,14**	**NDJ**	**2008**	**-0,08**
Dez/08	**35,37**	**-0,05**	**DJF**	**2008**	**-0,09**
Jan/09	**35,28**	**-0,05**	**JFM**	**2009**	**-0,15**
Fev/09	**35,19**	**-0,17**	**FMA**	**2009**	**-0,18**
Mar/09	**35,12**	**-0,22**	**MAM**	**2009**	**-0,20**
Abr/09	**35,11**	**-0,16**	**AMJ**	**2009**	**-0,13**
Mai/09	**35,09**	**-0,24**	**MJJ**	**2009**	**-0,05**

Jun/09	35,45	0,02	JJA	2009	0,06
Jul/09	35,60	0,06	JAS	2009	0,08
Ago/09	35,70	0,10	ASO	2009	0,10
Set/09	35,67	0,07	SON	2009	0,10
Out/09	35,69	0,12	OND	2009	0,10
Nov/09	35,63	0,11	NDJ	2009	0,13
Dez/09	35,51	0,09	DJF	2009	0,15
Jan/10	35,53	0,20	JFM	2010	0,16
Fev/10	35,52	0,16	FMA	2010	0,15
Mar/10	35,47	0,13	MAM	2010	0,15
Abr/10	35,42	0,16	AMJ	2010	0,14
Mai/10	35,48	0,15	MJJ	2010	0,11
Jun/10	35,54	0,10	JJA	2010	0,08
Jul/10	35,62	0,08	JAS	2010	0,07
Ago/10	35,67	0,07	ASO	2010	0,06
Set/10	35,67	0,07	SON	2010	0,06
Out/10	35,61	0,04	OND	2010	0,06
Nov/10	35,61	0,08	NDJ	2010	0,03
Dez/10	35,48	0,06	DJF	2010	-0,03
Jan/11	35,27	-0,05	JFM	2011	-0,09
Fev/11	35,26	-0,10	FMA	2011	-0,11
Mar/11	35,22	-0,11	MAM	2011	-0,05
Abr/11	35,16	-0,11	AMJ	2011	0,03
Mai/11	35,39	0,06	MJJ	2011	0,08
Jun/11	35,56	0,13	JJA	2011	0,07
Jul/11	35,59	0,05	JAS	2011	0,05
Ago/11	35,64	0,04	ASO	2011	0,02
Set/11	35,67	0,07	SON	2011	0,01
Out/11	35,52	-0,06	OND	2011	-0,02
Nov/11	35,55	0,02	NDJ	2011	0,01
Dez/11	35,40	-0,01	DJF	2011	-0,02
Jan/12	35,33	0,01	JFM	2012	-0,02
Fev/12	35,29	-0,07	FMA	2012	0,00
Mar/12	35,35	0,01	MAM	2012	0,03

Abr/12	35,32	0,06	AMJ	2012	0,01
Mai/12	35,33	0,01	MJJ	2012	-0,02
Jun/12	35,40	-0,03	JJA	2012	-0,05
Jul/12	35,51	-0,04	JAS	2012	-0,05
Ago/12	35,54	-0,06	ASO	2012	-0,06
Set/12	35,54	-0,06	SON	2012	-0,06
Out/12	35,52	-0,05	OND	2012	-0,04
Nov/12	35,47	-0,05	NDJ	2012	-0,03
Dez/12	35,40	-0,01	DJF	2012	-0,05
Jan/13	35,31	-0,02	JFM	2013	-0,10
Fev/13	35,24	-0,12	FMA	2013	-0,14
Mar/13	35,17	-0,16	MAM	2013	-0,12
Abr/13	35,12	-0,14	AMJ	2013	-0,04
Mai/13	35,27	-0,05	MJJ	2013	0,03
Jun/13	35,51	0,08	JJA	2013	0,07
Jul/13	35,61	0,06	JAS	2013	0,06
Ago/13	35,67	0,06	ASO	2013	0,05
Set/13	35,66	0,06	SON	2013	0,07
Out/13	35,61	0,03	OND	2013	0,11
Nov/13	35,63	0,10	NDJ	2013	0,15
Dez/13	35,60	0,18	DJF	2013	0,17
Jan/14	35,50	0,17	JFM	2014	0,15
Fev/14	35,50	0,14	FMA	2014	0,12
Mar/14	35,46	0,13	MAM	2014	0,06
Abr/14	35,36	0,09	AMJ	2014	0,06
Mai/14	35,28	-0,04	MJJ	2014	0,06
Jun/14	35,55	0,12	JJA	2014	0,07
Jul/14	35,64	0,09	JAS	2014	0,04
Ago/14	35,61	0,01	ASO	2014	0,02
Set/14	35,61	0,02	SON	2014	0,06
Out/14	35,62	0,05	OND	2014	0,09
Nov/14	35,64	0,11	NDJ	2014	0,10
Dez/14	35,52	0,10	DJF	2014	0,09
Jan/15	35,40	0,07	JFM	2015	0,09

Fev/15	**35,47**	**0,11**	**FMA**	**2015**	**0,10**
Mar/15	**35,44**	**0,10**	**MAM**	**2015**	**0,08**
Abr/15	**35,36**	**0,09**	**AMJ**	**2015**	**0,10**
Mai/15	**35,38**	**0,05**	**MJJ**	**2015**	**0,09**
Jun/15	**35,59**	**0,15**	**JJA**	**2015**	**0,09**
Jul/15	**35,61**	**0,07**	**JAS**	**2015**	**0,08**
Ago/15	**35,66**	**0,06**	**ASO**	**2015**	**0,10**
Set/15	**35,70**	**0,10**	**SON**	**2015**	**0,12**
Out/15	**35,72**	**0,15**	**OND**	**2015**	**0,15**
Nov/15	**35,64**	**0,11**	**NDJ**	**2015**	**0,17**
Dez/15	**35,61**	**0,19**	**DJF**	**2015**	**0,20**
Jan/16	**35,52**	**0,19**	**JFM**	**2016**	**0,20**
Fev/16	**35,56**	**0,20**	**FMA**	**2016**	**0,20**
Mar/16	**35,54**	**0,21**	**MAM**	**2016**	**0,17**
Abr/16	**35,46**	**0,19**	**AMJ**	**2016**	**0,14**
Mai/16	**35,44**	**0,12**	**MJJ**	**2016**	**0,12**
Jun/16	**35,57**	**0,13**	**JJA**	**2016**	**0,09**
Jul/16	**35,65**	**0,10**	**JAS**	**2016**	**0,05**
Ago/16	**35,64**	**0,04**	**ASO**	**2016**	**0,03**
Set/16	**35,60**	**0,00**	**SON**	**2016**	**0,04**
Out/16	**35,63**	**0,06**	**OND**	**2016**	**0,07**
Nov/16	**35,58**	**0,05**	**NDJ**	**2016**	**0,07**
Dez/16	**35,51**	**0,10**	**DJF**	**2016**	**0,06**
Jan/17	**35,40**	**0,07**	**JFM**	**2017**	**0,05**
Fev/17	**35,38**	**0,02**	**FMA**	**2017**	**0,04**
Mar/17	**35,38**	**0,04**	**MAM**	**2017**	**0,08**
Abr/17	**35,33**	**0,06**	**AMJ**	**2017**	**0,12**
Mai/17	**35,47**	**0,14**	**MJJ**	**2017**	**0,13**
Jun/17	**35,60**	**0,16**	**JJA**	**2017**	**0,11**
Jul/17	**35,63**	**0,08**	**JAS**	**2017**	**0,10**
Ago/17	**35,70**	**0,10**	**ASO**	**2017**	**0,09**
Set/17	**35,70**	**0,11**	**SON**	**2017**	**0,08**
Out/17	**35,62**	**0,05**	**OND**	**2017**	**0,03**
Nov/17	**35,60**	**0,07**	**NDJ**	**2017**	**0,02**

Dez/17	**35,38**	**-0,04**	**DJF**	**2017**	**0,00**
Jan/18	**35,36**	**0,03**	**JFM**	**2018**	**0,04**
Fev/18	**35,36**	**0,00**	**FMA**	**2018**	**0,06**
Mar/18	**35,43**	**0,10**	**MAM**	**2018**	**0,07**
Abr/18	**35,34**	**0,07**	**AMJ**	**2018**	**0,04**
Mai/18	**35,38**	**0,06**	**MJJ**	**2018**	**0,04**
Jun/18	**35,44**	**0,00**	**JJA**	**2018**	**0,05**
Jul/18	**35,60**	**0,06**	**JAS**	**2018**	**0,06**
Ago/18	**35,68**	**0,08**	**ASO**	**2018**	**0,06**
Set/18	**35,64**	**0,04**	**SON**	**2018**	**0,03**
Out/18	**35,62**	**0,05**	**OND**	**2018**	**0,00**
Nov/18	**35,52**	**-0,01**	**NDJ**	**2018**	**-0,01**
Dez/18	**35,37**	**-0,04**	**DJF**	**2018**	**0,02**
Jan/19	**35,35**	**0,02**	**JFM**	**2019**	**0,02**
Fev/19	**35,44**	**0,08**	**FMA**	**2019**	**-0,02**
Mar/19	**35,31**	**-0,03**	**MAM**	**2019**	**-0,05**
Abr/19	**35,16**	**-0,10**	**AMJ**	**2019**	**-0,02**
Mai/19	**35,29**	**-0,03**	**MJJ**	**2019**	**0,05**
Jun/19	**35,52**	**0,08**	**JJA**	**2019**	**0,08**
Jul/19	**35,63**	**0,08**	**JAS**	**2019**	**0,06**
Ago/19	**35,67**	**0,07**	**ASO**	**2019**	**0,04**
Set/19	**35,63**	**0,03**	**SON**	**2019**	**0,01**
Out/19	**35,60**	**0,02**	**OND**	**2019**	**-0,01**
Nov/19	**35,50**	**-0,03**	**NDJ**	**2019**	**-0,07**
Dez/19	**35,38**	**-0,04**	**DJF**	**2019**	**-0,11**
Jan/20	**35,19**	**-0,14**	**JFM**	**2020**	**-0,12**
Fev/20	**35,22**	**-0,14**	**FMA**	**2020**	**-0,06**
Mar/20	**35,25**	**-0,09**	**MAM**	**2020**	**0,00**
Abr/20	**35,31**	**0,04**	**AMJ**	**2020**	**0,03**
Mai/20	**35,36**	**0,03**	**MJJ**	**2020**	**0,02**
Jun/20	**35,46**	**0,03**	**JJA**	**2020**	**0,00**
Jul/20	**35,53**	**-0,01**	**JAS**	**2020**	**-0,03**
Ago/20	**35,58**	**-0,02**	**ASO**	**2020**	**-0,05**
Set/20	**35,55**	**-0,05**	**SON**	**2020**	**-0,03**

Out/20	**35,49**	**-0,08**	**OND**	**2020**	**0,01**
Nov/20	**35,56**	**0,04**			
Dez/20	**35,48**	**0,06**			