

**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

Flaviano Fernandes Ferreira

**Previsão sazonal da precipitação no Nordeste do Brasil
com base na temperaturas da superfície do mar**



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

**PREVISÃO SAZONAL DA PRECIPITAÇÃO NO NORDESTE DO
BRASIL COM BASE NOS PADRÕES DA TEMPERATURA DA
SUPERFÍCIE DO MAR**

FLAVIANO FERNANDES FERREIRA

CAMPINA GRANDE – PB

JUNHO – 2019

FLAVIANO FERNANDES FERREIRA

PREVISÃO SAZONAL DA PRECIPITAÇÃO NO NORDESTE DO BRASIL
COM BASE NA TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR

Área de Concentração: Meteorologia de Meso e Grande Escala

SubÁrea: Climatologia

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós – Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Campina Grande em cumprimento às exigências para a obtenção do grau de Doutor em Meteorologia.

Orientador: Prof. Dr. Vicente de Paulo Rodrigues da Silva

CAMPINA GRANDE – PB

JUNHO - 2019

F383p

Ferreira, Flaviano Fernandes.

Previsão sazonal da precipitação no nordeste do Brasil com base na temperatura da superfície do mar / Flaviano Fernandes Ferreira. - Campina Grande, 2019.

114 f. : il. color.

Tese (Doutorado em Meteorologia) - Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, 2019.

"Orientação: Prof. Dr. Vicente de Paulo Rodrigues da Silva"

Referências.

1. Temperatura da Superfície do Mar. 2. Meteorologia - Modelagem Estatística. 3. Meteorologia - Correlação. I. Silva, Vicente de Paulo Rodrigues da. II. Título.

CDU 551.585(043)


FLAVIANO FERNANDES FERREIRA


PREVISÃO SAZONAL DA PRECIPITAÇÃO NO NORDESTE DO BRASIL COM BASE
NOS PADRÕES DA TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR


TESE APROVADA EM 28/06/2019

BANCA EXAMINADORA


Prof. Dr. VICENTE DE PAULO RODRIGUES DA SILVA
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande


Prof. Dr. ENIO PEREIRA DE SOUZA
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande


Prof. Dr. ENILSON PALMEIRA CAVALCANTI
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande


Prof. Dr. JOSÉ MARIA BRABO ALVES
Departamento de Física e Química
Centro de Ciências e Tecnologia
Universidade Estadual do Ceará


Prof. Dr. JOÃO HUGO BARACUY DA CUNHA CAMPOS
Centro de Ciências, Tecnologia e Saúde
Universidade Estadual da Paraíba

Aos meus pais:

Vicente Ferreira de Amorim (In Memoria)

Maria das Dores Fernandes Ferreira

“A herança que eu deixo para vocês são os estudos, aproveitem”

Frase do meu Pai

“O sertanejo é, antes de tudo, um forte”

Euclides da Cunha

AGRADECIMENTOS

Primeiramente a DEUS, por iluminar o meu caminho.

Aos meus familiares (mãe e irmãos), pelo apoio incondicional às minhas escolhas e decisões.

A minha esposa, Maylme Felinto da Silva, pelo apoio, paciência, compreensão, amor e carinho durante todo esse tempo.

Ao professor Dr. Vicente de Paulo Rodrigues da Silva, por todo apoio e paciência na realização desse trabalho.

Aos professores membros externos: Dr. José Maria Brabo Alves (UECE) e Dr. João Hugo Baracuy da Cunha Campos (UEPB) e aos professores membros internos da Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas da UFCG: Dr. Enio Pereira de Souza e Dr. Enilson Palmeira Cavalcanti, pelas sugestões ao trabalho.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo apoio financeiro.

À coordenação de Pós-Graduação do curso de Meteorologia pela confiança no meu trabalho.

Aos professores do Departamento de Meteorologia pelo empenho e trabalho no intuito de fortalecer os alunos e o curso.

Ao professor Dr. Ranyere Silva Nóbrega na colaboração no Estágio Docência, na disciplina Climatologia Dinâmica.

A todos que de forma direta ou indiretamente contribuíram de alguma forma para realização desse trabalho.

O meu muito obrigado!

RESUMO

Neste estudo foi analisada a correlação da anomalia de precipitação pluviométrica de sete grupos homogêneos de postos pluviométricos no Nordeste do Brasil (NEB) com anomalias de temperatura da superfície do mar (TSM) nos oceanos Pacífico e Atlântico. O objetivo geral foi o de desenvolver fórmulas estatísticas de regressão múltipla com finalidade de elaborar prognósticos quantitativos da precipitação sobre o NEB durante a estação chuvosa (quadra chuvosa) de cada grupo a partir dos dados de TSM com *lag* de até -5 meses. O período estudado foi de 1994 a 2016 e a análise mostra que há influência dos oceanos Pacífico e Atlântico sobre as chuvas do NEB, com maior correlação no Pacífico Norte e Atlântico Norte (com correlação maior que 0,6, e significativa a $p < 0,05$). Essas correlações foram evidenciadas por Kayano et al. (2018) na qual, mostram a influência de dois modos dominantes de baixa frequência, a Oscilação Decadal do Pacífico (ODP) e a Oscilação Multidecadal do Atlântico (OMA), nas teleconexões climáticas relacionadas com as precipitações sobre o NEB. Na análise dos grupos homogêneos foram desenvolvidos sete grupos: Grupo 1, correspondente a quadra chuvosa de Outubro a Janeiro; Grupo 2 tem a quadra chuvosa de Novembro a Fevereiro; Grupo 3 representa a quadra chuvosa de Dezembro a Março; Grupo 4 tem a quadra chuvosa de Janeiro a Abril; Grupo 5 a quadra chuvosa é de Fevereiro a Maio; Grupo 6 corresponde a quadra chuvosa de Março a Junho; e o Grupo 7 possui a quadra chuvosa de Abril a Julho. Os modelos de previsão que foram desenvolvidos para os sete grupos tiveram variações nas suas respostas, ou seja, as correlações e níveis de explicação variaram de acordo com cada grupo. A melhor representação foi vista no Grupo 2, com um coeficiente de correlação da ordem de 83,91%, acompanhado do Grupo 5, com 67,56%. O Grupo 3 apresentou o pior coeficiente de correlação com 49,21%, seguidos pelos grupos 1, 4, 6 e 7, com coeficientes de correlação da ordem de 51,34%, 55,00%, 55,14% e 55,19%, respectivamente.

Palavras Chaves: TSM, Modelagem Estatística, Correlação.

ABSTRACT

In this study, the correlation of the pluviometric precipitation anomaly of seven homogeneous groups of pluviometric stations in the Northeast of Brazil (NEB) with anomalies of sea surface temperature (SST) in the Pacific and Atlantic oceans was analyzed. The general objective was to develop multiple regression statistical formulas with the purpose for elaborating quantitative forecast of precipitation on the NEB during the rainy season of each group from SST data with lag up to -6 months. The period studied was from 1994 a 2016 and the analysis shows that there is influence of the Pacific and Atlantic oceans on NEB rains, with a higher correlation in the North Pacific and North Atlantic (with a correlation greater than 0.6, and $p < 0.05$). These correlations were evidenced by Kayano et al. (2018) in which they show the influence of two low frequency dominant modes, the Pacific Decadal Oscillation (PDO) and the Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO), in the climate-related teleconnections related to NEB precipitation. In the analysis of the homogeneous groups, seven groups were developed: Group 1, corresponding to the rainy season from October to January; Group 2 has the rainy season from November to February; Group 3 represents the rainy season from Decembre to March; Group 4 has the rainy season from January to April; Group 5 a rainy block is from February to May; Group 6 corresponds to rainy season from March to June; and Group 7 has the rainy season from April to July. The predictive models that were developed for the seven groups had variations in their responses, that is, the correlations and levels of explanation varied according to each group. The best representation was seen in Group 2, with a correlation coefficient of 83.91%, followed by Group 5, with 67.56%. Group 3 presented the worst correlation coefficient with 49.21%, followed by groups 1, 4, 6 and 7, with correlation coefficient of 51.34%, 55.00%, 55.14% and 55.19%, respectively.

Keywords: SST, Statistical Modeling, Correlation

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	19
Objetivos: geral e específicos.....	21
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	22
2.1.Teleconexões.....	23
2.2.El niño oscilação sul.....	24
2.3.Oscilação decadal do Pacífico.....	26
2.4.Oscilação multidecal do Atlântico.....	27
2.5.Oscilação do Atlântico Norte.....	28
2.6.Temperatura da superfície do mar.....	29
2.7.Previsão sazonal para o Nordeste do Brasil.....	30
3. METRIAL E MÉTODOS.....	33
3.1.Área de estudo.....	33
3.2.Dados de pluviometria.....	35
3.3.Análise de agrupamento.....	36
3.4.Dados de temperatura da superfície do mar.....	36
3.5.Correlações Lineares.....	37
3.6.Modelo estatístico de regressão linear múltipla.....	37
4. RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	39
4.1.Variabilidade pluviométrica dos grupos homogêneos do NEB.....	39
4.2.Correlações entre as anomalias de precipitação.....	44
4.2.1. Análise do grupo 1 (ONDJ).....	44
4.2.2. Análise do grupo 2 (NDJF).....	49
4.2.3. Análise do grupo 3 (DJFM).....	54
4.2.4. Análise do grupo 4 (JFMA).....	59
4.2.5. Análise do grupo 5 (FMAM).....	63
4.2.6. Análise do grupo 6 (MAMJ).....	68
4.2.7. Análise do grupo 7 (AMJJ).....	72
4.3.Modelo de regressão múltipla.....	76
4.4.Modelos de previsão.....	78

4.4.1. Previsão da precipitação da quadra chuvosa de ONDJ.....	79
4.4.2. Previsão da precipitação da quadra chuvosa de NDJF.....	81
4.4.3. Previsão da precipitação da quadra chuvosa de DJFM.....	84
4.4.4. Previsão da precipitação da quadra chuvosa de JFMA.....	86
4.4.5. Previsão da precipitação da quadra chuvosa de FMAM.....	89
4.4.6. Previsão da precipitação da quadra chuvosa de MAMJ.....	92
4.4.7. Previsão da precipitação da quadra chuvosa de AMJJ.....	94
5. CONCLUSÕES	97
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	99

LISTA DE FIGURAS

Figura 1- Mapa do Brasil com região Nordeste em destaque. Fonte: Rodriguez (1999). E seu regime de precipitação sobre o Nordeste do Brasil com seus principais meses chuvosos: (3) Dezembro, (1) Março e (2) Junho.....	34
Figura 2- Distribuição espacial dos 385 postos pluviométricos na área de estudo, sendo ilustrado no eixo vertical a latitude, no eixo horizontal a longitude.....	35
Figura 3- Variação espacial da precipitação para a média anual dos postos utilizados neste trabalho entre os anos de 1994 a 2016, no NEB.....	39
Figura 4- Localização dos sete Grupos de precipitação homogêneas do NEB de acordo com análise de agrupamento.....	41
Figura 5- Séries temporais da anomalia de precipitação para os 3 grupos no período chuvoso (ONDJ, NDJF e DJFM) do Nordeste do Brasil.....	42
Figura 6- Séries temporais da anomalia de precipitação para os 3 grupos no período chuvoso (JFMA, FMAM, MAMJ e AMJJ) do Nordeste do Brasil.....	44
Figura 7- Correlações entre as precipitações do grupo 1 e anomalias de TSM do mês de Outubro, período de 1994 a 2016.....	46
Figura 8- Correlações entre as precipitações do grupo 1 e anomalias de TSM do mês de Setembro, período de 1994 a 2016.....	47
Figura 9- Correlações entre as precipitações do grupo 1 e anomalias de TSM do mês de Agosto, período de 1994 a 2016.....	47
Figura 10- Correlações entre as precipitações do grupo 1 e anomalias de TSM do mês de Julho, período de 1994 a 2016.....	48
Figura 11- Correlações entre as precipitações do grupo 1 e anomalias de TSM do mês de Junho, período de 1994 a 2016.....	48
Figura 12- Correlações entre as precipitações do grupo 1 e anomalias de TSM do mês de Maio, período de 1994 a 2016.....	49
Figura 13- Correlações entre as precipitações do grupo 2 e anomalias de TSM do mês de Novembro, período de 1994 a 2016.....	51
Figura 14- Correlações entre as precipitações do grupo 2 e anomalias de TSM do mês de Outubro, período de 1994 a 2016.....	51

Figura 15- Correlações entre as precipitações do grupo 2 e anomalias de TSM do mês de Setembro, período de 1994 a 2016.....	52
Figura 16- Correlações entre as precipitações do grupo 2 e anomalias de TSM do mês de Agosto, período de 1994 a 2016.....	52
Figura 17- Correlações entre as precipitações do grupo 2 e anomalias de TSM do mês de Julho, período de 1994 a 2016.....	53
Figura 18- Correlações entre as precipitações do grupo 2 e anomalias de TSM do mês de Junho, período de 1994 a 2016.....	53
Figura 19- Correlações entre as precipitações do grupo 3 e anomalias de TSM do mês de Dezembro, período de 1994 a 2016.....	56
Figura 20- Correlações entre as precipitações do grupo 3 e anomalias de TSM do mês de Novembro, período de 1994 a 2016.....	57
Figura 21- Correlações entre as precipitações do grupo 3 e anomalias de TSM do mês de Outubro, período de 1994 a 2016.....	57
Figura 22- Correlações entre as precipitações do grupo 3 e anomalias de TSM do mês de Setembro, período de 1994 a 2016.....	58
Figura 23- Correlações entre as precipitações do grupo 3 e anomalias de TSM do mês de Agosto, período de 1994 a 2016.....	58
Figura 24- Correlações entre as precipitações do grupo 3 e anomalias de TSM do mês de Julho, período de 1994 a 2016.....	59
Figura 25- Correlações entre as precipitações do grupo 4 e anomalias de TSM do mês de Janeiro, período de 1994 a 2016.....	60
Figura 26- Correlações entre as precipitações do grupo 4 e anomalias de TSM do mês de Dezembro, período de 1994 a 2016.....	61
Figura 27- Correlações entre as precipitações do grupo 4 e anomalias de TSM do mês de Novembro, período de 1994 a 2016.....	61
Figura 28- Correlações entre as precipitações do grupo 4 e anomalias de TSM do mês de Outubro, período de 1994 a 2016.....	62
Figura 29- Correlações entre as precipitações do grupo 4 e anomalias de TSM do mês de Setembro, período de 1994 a 2016.....	62
Figura 30- Correlações entre as precipitações do grupo 4 e anomalias de TSM do mês de Agosto, período de 1994 a 2016.....	63
Figura 31- Correlações entre as precipitações do grupo 5 e anomalias de TSM do mês de Fevereiro, período de 1994 a 2016.....	65

Figura 32- Correlações entre as precipitações do grupo 5 e anomalias de TSM do mês de Janeiro, período de 1994 a 2016.....	65
Figura 33- Correlações entre as precipitações do grupo 5 e anomalias de TSM do mês de Dezembro, período de 1994 a 2016.....	66
Figura 34- Correlações entre as precipitações do grupo 5 e anomalias de TSM do mês de Novembro, período de 1994 a 2016.....	66
Figura 35- Correlações entre as precipitações do grupo 5 e anomalias de TSM do mês de Outubro, período de 1994 a 2016.....	67
Figura 36- Correlações entre as precipitações do grupo 5 e anomalias de TSM do mês de Setembro, período de 1994 a 2016.....	67
Figura 37- Correlações entre as precipitações do grupo 6 e anomalias de TSM do mês de Março, período de 1994 a 2016.....	69
Figura 38- Correlações entre as precipitações do grupo 6 e anomalias de TSM do mês de Fevereiro, período de 1994 a 2016.....	69
Figura 39- Correlações entre as precipitações do grupo 6 e anomalias de TSM do mês de Janeiro, período de 1994 a 2016.....	70
Figura 40- Correlações entre as precipitações do grupo 6 e anomalias de TSM do mês de Dezembro, período de 1994 a 2016.....	70
Figura 41- Correlações entre as precipitações do grupo 6 e anomalias de TSM do mês de Novembro, período de 1994 a 2016.....	71
Figura 42- Correlações entre as precipitações do grupo 6 e anomalias de TSM do mês de Outubro, período de 1994 a 2016.....	71
Figura 43- Correlações entre as precipitações do grupo 7 e anomalias de TSM do mês de Abril, período de 1994 a 2016.....	73
Figura 44- Correlações entre as precipitações do grupo 7 e anomalias de TSM do mês de Março, período de 1994 a 2016.....	74
Figura 45- Correlações entre as precipitações do grupo 7 e anomalias de TSM do mês de Fevereiro, período de 1994 a 2016.....	74
Figura 46- Correlações entre as precipitações do grupo 7 e anomalias de TSM do mês de Janeiro, período de 1994 a 2016.....	75
Figura 47- Correlações entre as precipitações do grupo 7 e anomalias de TSM do mês de Dezembro, período de 1994 a 2016.....	75
Figura 48- Correlações entre as precipitações do grupo 7 e anomalias de TSM do mês de Novembro, período de 1994 a 2016.....	76

Figura 49 – Correlação entre a precipitação observada e a prevista entre os anos de 2006-07 a 2015-16 e o coeficiente de determinação do modelo estatístico para o Grupo1	80
Figura 50 – Correlação entre a precipitação observada e a prevista entre os anos de 2006-07 a 2015-16 e o coeficiente de determinação do modelo estatístico para o Grupo2.....	82
Figura 51 – Correlação entre a precipitação observada e a prevista entre os anos de 2006-07 a 2015-16 e o coeficiente de determinação do modelo estatístico para o Grupo3.....	85
Figura 52 – Correlação entre a precipitação observada e a prevista entre os anos de 2007 a 2016 e o coeficiente de determinação do modelo estatístico para o Grupo4.....	87
Figura 53 – Correlação entre a precipitação observada e a prevista entre os anos de 2007 a 2016 e o coeficiente de determinação do modelo estatístico para o Grupo5.....	90
Figura 54 – Correlação entre a precipitação observada e a prevista entre os anos de 2007 a 2016 e o coeficiente de determinação do modelo estatístico para o Grupo6.....	93
Figura 55 – Correlação entre a precipitação observada e a prevista entre os anos de 2007 a 2016 e o coeficiente de determinação do modelo estatístico para o Grupo7.....	95

LISTA DE TABELAS

TABELA 1 - Retardos de TSM com relação as anomalias de precipitação para o grupo 1.....	37
TABELA 2- Coeficientes do modelo de regressão múltipla com as respectivas constantes, bases da TSM, coeficientes de determinação e os erros padrões do modelo 1.....	81
TABELA 3- Coeficientes do modelo de regressão múltipla com as respectivas constantes, bases da TSM, coeficientes de determinação e os erros padrões do modelo 2.....	83
TABELA 4- Coeficientes do modelo de regressão múltipla com as respectivas constantes, bases da TSM, coeficientes de determinação e os erros padrões do modelo 3.....	86
TABELA 5- Coeficientes do modelo de regressão múltipla com as respectivas constantes, bases da TSM, coeficientes de determinação e os erros padrões do modelo 4.....	88
TABELA 6- Coeficientes do modelo de regressão múltipla com as respectivas constantes, bases da TSM, coeficientes de determinação e os erros padrões do modelo 5.....	91
TABELA 7- Coeficientes do modelo de regressão múltipla com as respectivas constantes, bases da TSM, coeficientes de determinação e os erros padrões do modelo 6.....	94
TABELA 8- Coeficientes do modelo de regressão múltipla com as respectivas constantes, bases da TSM, coeficientes de determinação e os erros padrões do modelo 7.....	96

LISTA DE ABREVIATURAS

AA	Análise de Agrupamento
AB	Alta da Bolívia
AESA	Agência Executiva de Gestão das Águas do Estado da Paraíba
AL	Alagoas
AMJJ	Abril-Maio-Junho-Julho
ANA	Agência Nacional das Águas
APAC	Agência Pernambucana de Águas e Clima do Estado de Pernambuco
AS	Alta Subtropical
BA	Bahia
BOM	<i>Bureau of Meteorology</i>
CCM	Complexo Convectivo de Mesoescala
CCS	Convectivos de Escala Subsinótica
CE	Ceará
CH	Célula de Hadley
COADS	<i>Comprehensive Ocean-Atmospheric Data Set</i>
CPRM	Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
CW	Célula de Walker
DOL	Distúrbios Ondulatórios de Leste
DJFM	Dezembro-Janeiro-Fevereiro-Março
DSAS	Dipolo Subtropical do Atlântico Sul
ECHAM4.5	<i>European Hamburg Model Version 4.5</i>
ECMWF	<i>European Center for Medium-Range Weather Forecast</i>
EMPARN	Empresa de Pesquisa Agropecuária do Estado do Rio Grande do Norte
ENOS	El Niño Oscilação Sul
FMAM	Fevereiro-Março-Abril-Maio
FUNCEME	Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
INPE	Instituto Nacional de Pesquisa Espaciais
IPCC	<i>Intergovernmental Panel on Climate Change</i>

IRI	<i>International Research Institute for Climate and Society</i>
JFMA	Janeiro-Fevereiro-Março-Abril
MA	Maranhão
MAMJ	Março-Abril-Maio-Junho
MAS	Módulo Anular do Sul
MCGA	Modelo de Circulação Geral Atmosférica
MCR	Modelos de Circulação Regionais
NCAR	<i>National Center for Atmospheric Research</i>
NCEP	<i>National Center for Environmental Prediction</i>
NDJF	Novembro-Dezembro-janeiro-Fevereiro
NEB	Nordeste Brasileiro
AO	Oscilação Antártica
OAN	Oscilação do Atlântico Norte
ODP	Oscilação Decadal do Pacífico
OMA	Oscilação Multidecadal do Atlântico
OMJ	Oscilação de Madden-Julian
OMM	Organização Mundial de Meteorologia
ONDJ	Outubro-Novembro-Dezembro-Janeiro
PB	Paraíba
PE	Pernambuco
PI	Piauí
PNA	Pacífico Norte-Americana
PNM	Pressão ao Nível Médio do Mar
RN	Rio Grande do Norte
RSM	<i>Regional Spectral Model</i>
SE	Sergipe
SEAGRI	Secretaria da Agricultura, Pecuária, Irrigação, Pesca e Aquicultura da Bahia
SEMARH	Secretaria de Estado do Meio Ambiente e dos Recursos Hídricos de Alagoas
SF	Sistema Frontal
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
VCAN	Vórtice Ciclônico de Altos Níveis
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

1 - INTRODUÇÃO

O Nordeste do Brasil (NEB), parte mais oriental das Américas, vai de 36°W a 47°W e de 1°S a 18°S. A precipitação nessa região possui altas flutuações mensais, interanuais e grande variação temporal e espacial, e é influenciada termodinamicamente pelas águas dos oceanos Pacífico e Atlântico. Na maior parte dessa região, a precipitação é escassa com altas flutuações mensais e interanuais, e grande variação temporal e espacial dependendo do posicionamento, intensidade e manutenção de diferentes sistemas meteorológicos de grande escala. (Strang, 1972; Moura & Sukla, 1981; Aragão, 1996; Nobre & Sukla, 1996; Silva, 2004; Silva et al., 2012; Alves et al., 2006).

Em um estudo pioneiro, Walker (1928) descobriu uma notável conexão entre as leituras barométricas de estações nos lados orientais e ocidentais do Pacífico. Ele observou que quando a pressão cresce no leste, geralmente cai no oeste e vice-versa. Esse autor criou o termo Oscilação Sul para representar o sobe-desce dos barômetros no Pacífico equatorial. Nesse estudo Walker notou uma coincidência do aquecimento anômalo do Oceano Pacífico equatorial leste e da seca no NEB. Rasmusson & Carpenter (1980), buscaram um melhor entendimento dos mecanismos que causam as anomalias climáticas sobre o NEB, focalizando no papel que o fenômeno El Niño Oscilação Sul (ENOS) exerce em tais anomalias.

Moura & Shukla (1981), analisaram as precipitações no NEB com uma forte correlação com as temperaturas da superfície do mar (TSM) do oceano Atlântico tropical, conhecido como Dipolo do Atlântico. O modo de Dipolo não tem similaridade com o ENOS e se caracteriza pelo gradiente meridional de anomalia de TSM. Este modo envolve variações espaciais de TSM nos dois hemisférios entre mais ou menos 5°N-23°N e 20°S-0°, com variabilidade nas escalas sazonal, interanual e decadal. Há evidências, também, de que o ENOS pode estar associado com o desenvolvimento do modo de Dipolo de TSM em ambos os hemisférios do Atlântico Tropical (Servain, 1993). A influência remota do ENOS sobre a variabilidade climática no Atlântico Tropical é complicada desde que os modos equatoriais e de Dipolo também, interagem com o ciclo ENOS (Enfield & Mayer, 1997; Harzallah & Aragão, 1996). Tem-se relatado, nesses estudos, também, a influência do El Niño na TSM de áreas do Atlântico Tropical Norte (Klein et al., 1999; Hastenrath, 2000).

Nas últimas décadas, um termo muito usado pelos pesquisadores são as teleconexões. Os fenômenos de teleconexões são ações remotas que se referem a alterações climáticas simultâneas produzidas por trocas de circulação atmosférica e alterações anômalas de TSM dos oceanos, ou seja, o que acontece de um lado do planeta pode ter efeito em outro lado. Os estudos

sobre estes fenômenos e suas influências na estrutura horizontal da circulação atmosférica podem ser úteis para a detecção de eventos anômalos em diversas regiões do Planeta (Kousky et al., 1984; Grimm et al., 2000; Kayano, 2003; Kayano & Capistrano, 2014).

A meteorologia vem utilizando modelos numéricos, baseados nas leis da física desde a década de 60, para a previsão do tempo. Graças aos avanços da compreensão dos sistemas atuantes na atmosfera, os modelos numéricos usados atualmente representam uma maior realidade da atmosfera. Os modelos utilizados para prever o tempo e o clima da região NEB, são espelhados nos modelos desenvolvidos para altas latitudes, deixando assim, a desejar alguns acertos para a região. No Brasil, órgãos científicos/acadêmicos e órgãos operacionais, através dos governos federais e estaduais utilizam dos modelos numéricos e estatísticos para prever o tempo e o clima.

As previsões climáticas são ferramentas extremamente úteis para ser usada em favor do desenvolvimento sustentável, visto que ajudará no manejo dos recursos naturais e, conseqüentemente, na qualidade de vida das pessoas. A população rural, principalmente a que vive em regiões vulneráveis aos impactos da variabilidade climática, como é o caso do NEB, pode usar essa ferramenta para o melhor gerenciamento de seus recursos, que resultará numa ampliação da produção, diminuindo, desta forma, a desigualdade social. Verifica-se assim, que estas previsões são imprescindíveis ao planejamento da sociedade como um todo, do ponto de vista social e econômico (Alves et al., 2009; Silva et al., 2011).

Visando delimitar regiões homogêneas quanto a uma determinada variável, a Análise de Agrupamento (AA) tem se consolidado como uma das maneiras mais úteis no processo de filtrar dados para descobrir grupos homogêneos e identificar padrões que estejam ocultos nos dados (Halkidi et al., 2001). A AA permite a exploração do comportamento de séries temporais onde as variáveis classificatórias são inicialmente separadas em grandes grupos, utilizando para isso uma medida de similaridade ou distância (Amanajás et al., 2010), fornecendo assim, a espacialização de regiões climaticamente homogêneas.

É com esse intuito, que esta pesquisa visa identificar áreas pluviométricas homogêneas no NEB, a partir da AA, e correlacionar essas áreas com as TSM nos oceanos Pacífico e Atlântico para identificar regiões que possam ser usadas para prever a precipitação no NEB com *lags* de até seis meses de antecedências.

Com esse trabalho, pode-se antever a qualidade da estação chuvosa e estabelecer medidas preventivas sobre áreas urbanas, ambientais e agrícolas, causados pela variabilidade pluviométrica no NEB. As previsões sazonais para o NEB, normalmente são elaboradas através de modelos dinâmicos acoplados (oceano+atmosfera). Mas, atualmente também se utilizam os

modelos empíricos/estatísticos. Esses modelos estatísticos tem uma grande vantagem pois mostra quantitativamente a qualidade da quadra chuvosa.

Neste sentido, o presente trabalho tem os seguintes objetivos:

Geral:

Estabelecer um modelo de previsão estatística de regressão múltipla para a região Nordeste do Brasil, com base nas anomalias de TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico.

Específicos:

(i) Aplicar as técnicas de análise agrupamento aos dados de precipitação do NEB a fim de obter a distribuição espaço-temporal e estabelecer a delimitação de regiões pluviométricas homogêneas (RPH) do NEB;

(ii) Correlacionar as anomalias das precipitações nas RPH com as anomalias de TSM nos oceanos Pacífico e Atlântico.

(iii) Identificar áreas dos oceanos Pacífico e Atlântico que mais influenciam a qualidade do regime de chuva nas RPH do NEB.

(iv) Desenvolver modelos estatísticos de previsão climática para as RPH do NEB com lags de até seis meses de antecedências.

2 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

O estudo da variabilidade espacial de precipitação pluviométrica, é de suma importância na caracterização do clima de uma região e na explicação da ocupação socioeconômica de uma população. Nessa seção é feita uma citação dos principais sistemas que causam precipitação sobre o NEB e uma revisão dos principais mecanismos físicos, em geral associados as variações da TSM, que interagem com teleconexões e afetam a variabilidade pluviométrica do NEB da escala interanual a decadal.

A alta variabilidade espacial e temporal do NEB é devido à influência de vários sistemas meteorológicos atmosféricos, com características climáticas diferenciadas, tais como: Alta da Bolívia (AB, Gill, 1980; Rao et al., 1993; Figueroa et al., 1995; Zhou e Lau, 2001), Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN, Kousky e Gan, 1981; Gan e Kousky, 1986), Sistemas Frontais (SF, Calvalcanti et al., 2009), Zona de Convergência InterTropical (ZCIT, Hastenrath e Heller, 1977; Moura e Sukla, 1981; Kousky e Kayano, 1994; Nobre e Sukla, 1996), Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS, Satyamurty e Rao, 1988; Carvalho et al., 2004; Ambrizzi & Ferraz, 2015), Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOL, Yamazaki, 1975; Santis, 2008; Saha, 2010), Altas Subtropicais localizadas nos oceanos (AS, Nimer, 1979; Gan e Rao, 1991; Kayano & Andreolli, 2004). Além dos fenômenos de escala local como brisas marítimas e terrestres (Kousky, 1980; Vianello e Alves, 1991; Molion e Bernardo, 2002) e os Complexos Convectivos de Meso escala (CCM, Maddox, 1980; Machado & Roosow, 1993) e fenômenos de escala global como a Oscilação de Madden-Julian (OMJ, Kousky & Kayano, 1994; Repelli et al., 1998; Carvalho et al., 2004). Esses fenômenos atuam em sub-regiões distintas e se superpõem em algumas sub-regiões, nas mesmas épocas e/ou épocas diferentes.

O clima global tem diversos padrões preferenciais de variabilidade que constituem o clima da superfície da terra. Alguns padrões refletem-se na circulação atmosférica, outros na oceânica, e muitos evoluem em função do acoplamento entre atmosfera e oceano. Todas essas preferências da variabilidade do clima são chamadas de padrões de teleconexões, pois se tratam de fenômenos ondulatórios, de baixa frequência, que transportam energia para regiões distantes da fonte de perturbação, tornando a relação causa-efeito bastante complexa, tanto espacial quanto temporalmente.

2.1 - Teleconexões

Com oscilações mais periódicas e rítmicas, o clima também possui uma variabilidade natural interna muito complexa, o que lhe dá a natureza de que um mês, um ano, ou um período (dias, semanas, meses, anos, décadas), seja diferente dos períodos anteriores e dos seguintes (Conti, 2000; 2005).

As teleconexões climáticas têm sido um conceito recorrente e, atualmente, quase suficiente para explicar parte desses aspectos da atmosfera e do clima em sua variabilidade, considerando desde a circulação atmosférica local até sua interação/conexão com os oceanos e continentes.

Nesse caso, alguns estudos já têm encontrado similaridades com as temporalidades, diversos padrões de teleconexões climáticas e associações com a variabilidade climática, destacadamente, a variabilidade pluviométrica (Walker & Bliss, 1932; Angstron, 1935; Mo & White, 1985; Mo & Ghil, 1987; Cavalcanti et al., 2009; Kayano & Andreolli, 2009; Rebello, 2009).

Segundo Cavalcanti et al. (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. Além do mais, as anomalias de uma determinada região são associadas às anomalias em regiões remotas.

Esses padrões climáticos agem conjuntamente em escalas espaciais e temporais diferentes, dessa forma, criam backgrounds entre si. Contudo, são observadas interconexões e definições de alguns padrões que podem reforçar ou enfraquecer outras componentes, dependendo de suas escalas, porém, elas não se eliminam (Kayano & Andreolli, 2009).

Os primeiros estudos de teleconexões foram relacionados à Oscilação Sul, em que Walker & Bliss (1932) analisaram os dados de pressão ao nível do mar e encontraram correlações negativas entre regiões do oceano Pacífico Sul, da Austrália e do oceano Índico.

Posteriormente, o termo teleconexões foi introduzido pela primeira vez por Angstron (1935) no trabalho *“Teleconnections of climate changes in presente time”*. Neste trabalho, o autor definiu a teleconexão atmosférica com uma visão geral da circulação atmosférica, onde forçantes locais agem para influenciar regiões remotas.

As primeiras observações de teleconexões no Hemisfério Sul foram aplicadas primeiramente por Mo & White (1985). Conseguiram analisar por meio da correlação ponto a ponto da altura geopotencial em 500 hPa, com a pressão à superfície e dados de anomalias

médias mensais de pressão ao nível do mar, no período de 1972 a 1980, uma configuração na estrutura horizontal em diferentes fases entre latitudes baixas, médias e altas, com forte relação com os deslocamentos das correntes de jato.

Mo & Ghil (1987), também verificaram um padrão dipolo zonal formado por um centro sobre o Pacífico Sul Leste e outro sobre o Atlântico Sul Oeste, havendo indicação da Cordilheira dos Andes nessa configuração. Mo & Ghil (1987) a denominaram de Configuração do Pacífico e Atlântico Sul (PAS).

Os principais padrões de variabilidade de baixa frequência conhecidos são o El Niño Oscilação Sul (ENOS), Oscilação Decadal do Pacífico (ODP), Gradiente Meridional do Atlântico Tropical, Oscilação do Atlântico Norte (OAN), Modo Anular do Sul (SAM), Oscilação Multidecadal do Atlântico (OMA), dentre outros (Ambrizzi, 2003).

2.2 - El niño oscilação sul

Este sistema meteorológico/ocênico fica centrado no Pacífico tropical, mas, a magnitude das funções é bastante ampla afetando a TSM ao longo do oceano Pacífico equatorial centro-leste e até outras bacias oceânicas, além de alterar o estado básico da atmosfera gerando padrões de teleconexões, e afetando os regimes de chuva tropical e de regiões extra-tropicais, particularmente no NEB. Os episódios quentes do Pacífico são conhecidos como El Niño e os episódios frios conhecidos como La Niña, estes dois ciclos representam os extremos do ENOS a qual é a maior fonte conhecida de variabilidade climática que ocorre com certa periodicidade (Walker, 1928; Walker & Bliss, 1932; Kousky, 1985; Trenberth, 1997; Ambrizzi et al., 2004).

As teleconexões da fase quente do ENOS indicam déficit de precipitação ou mesmo secas na parte norte e nordeste do Brasil (Moura & Shukla, 1981; Kousky, 1985; Uvo, 1989; Philander, 1990; Andreoli & Kayano, 2007). Por outro lado, a fase fria do ENOS tem em geral mostrada chuvas com sinais opostos sobre as mesmas regiões (Grimm et al., 2000; Roppelwesi & Halpert, 1987). Lembrando que a variabilidade inter-eventos ENOS pode gerar impactos diferenciados sobre o NEB conforme discutido em Kayano & Capistrano (2014).

Coelho et al. (2002) indicaram que o Pacífico tropical leste, em torno de 140°W, tem a maior influência na precipitação em várias regiões da América do Sul durante eventos El Niño. No entanto, durante La Niña, a região próxima da área central do Pacífico mostra uma influência mais significativa.

Nobre & Molion (1988) sugeriram que, na fase quente dos eventos ENSO (El Niño), o ramo ascendente da Circulação de Walker-Hadley, usualmente sobre a Amazônia, seja deslocado para sobre as águas anormalmente quentes do Pacífico Leste ou Central, produzindo centros ciclônicos nos altos níveis sobre norte/nordeste da América do Sul e uma forte subsidência sobre essa região e o sobre o Atlântico tropical. Essa subsidência enfraqueceria a ZCIT e a convecção sobre o NEB, diminuindo as chuvas. Por outro lado, parece existir uma relação oposta entre a fase fria (La Niña) e as chuvas, que seriam intensificadas durante esse período.

Alguns pesquisadores vêm mostrando que o ENSO explica apenas uma parte da variabilidade da precipitação no NEB. Kane (1997) mostra que de 46 eventos de El Niño (fortes e moderados), durante 1849-1992, apenas 21 foram associados com as secas no norte do NEB. A partir das mais recentes secas de 1992, 1998, 2002, 2010 e agora 2012-2015, apenas os de 1998, 2002 e, recentemente, em 2015 as secas aconteceram durante um evento El Niño. Em 2015 a situação foi agravada pela deficiência que já existia pelo menos há 3 anos. Na verdade, a chuva no NEB é marcada por uma forte variabilidade interanual, parte da qual tem sido atribuída ao ENOS, enquanto outros eventos de seca são devido a uma posição anormalmente mais ao norte da ZCIT sobre o setor do Atlântico, devido a um oceano Atlântico Tropical Norte mais quente (Marengo et al., 2013)

O aquecimento do Atlântico Norte Tropical causado por eventos de El Niño pode ser parcialmente explicado pelo mecanismo de temperatura troposférica (Yulaeva & Wallace, 1994; Chiang & Sobel, 2002; Chiang & Lintner, 2005; Chang et al., 2006) e as teleconexões da ponte atmosférica (Curtis & Hastenrath, 1995; Lau & Nath, 1996). No mecanismo de temperatura troposférica, o aquecimento anormal da TSM associado a eventos de El Niño se traduz em aquecimento atmosférico local e remotamente por meio de propagação das Ondas de Kelvin e Rossby, como na teoria de Gill-Matsuno. Assim, a troposfera aquece o Atlântico Tropical, levando a um ambiente mais estável. Isso reduz a convecção úmida e a circulação, aumentando a radiação de ondas curtas de céu claro e o fluxo de calor latente para o oceano, relacionado à redução do resfriamento evaporativo na superfície (Chiang & Sobel, 2002). Como consequência, a superfície do mar se aquece, geralmente cerca de 3 meses após o pico do El Niño (Enfield & Mayer, 1997; Huang et al., 2002). Já o mecanismo da ponte atmosférica envolve mudanças nas circulações de Walker e Hadley e a modulação do padrão de ondas estacionárias Pacífico-Norte-Americana (PNA) ligando ENSO às latitudes médias do Atlântico Norte (Wallace & Gutzler, 1981; Nobre & Sukla, 1996).

O efeito líquido do PNA é enfraquecer os ventos alísios do Atlântico Norte Tropical, reduzindo o movimento descendente climatológico sobre o lado do equador do sistema de Alta Pressão Subtropical (Hastenrath, 2000). O enfraquecimento da velocidade do vento reduz as taxas de evaporação associadas e leva a um aquecimento anômalo sobre o Atlântico Norte Tropical durante o inverno Boreal, após a fase madura dos eventos do Pacífico no final do ano.

Rodrigues et al. (2015) examinaram as anomalias de TSM do Dipolo Subtropical do Atlântico Sul (DSAS), entre o período de 1950 a 2010, e perceberam que 14 dos 19 eventos ocorreram simultaneamente com o ENSO. Ou seja, a relação do ENSO do Pacífico Central com o Atlântico Sul é bem associada. Morioka et al. (2014) mostraram que o DSAS está relacionado com a Oscilação Antártica (AO). Enquanto outros estudos encontraram um fraco elo entre o DSAS e o ENSO (Venegas et al., 1997; Fauchereau et al., 2003; Hermes & Reason, 2005)

Chang et al. (2006) observaram que, para alguns eventos de El Niño, os processos oceânicos no Atlântico competem com o mecanismo de aquecimento da temperaturas troposférica, resultando em condições neutras ou de aquecimento no Atlântico Sul e equatorial. Geralmente, perturbações na célula de Walker induzidas por eventos de El Niño produzem uma subsidência anômala e aumento de PNM na parte leste e sul do Atlântico Tropical, aumento assim o gradiente de pressão zonal na superfície. A subsidência anômala reduz diretamente a convecção e inibe a precipitação no Atlântico equatorial (Sasaki et al., 2014). O gradiente de pressão de superfície anômala fortalece os ventos alísios ao sul do equador, intensificando a circulação local de Walker (Chiang et al., 2003; Sasaki et al., 2014) e dando origem ao mecanismo de *feedback* de Bjerknes no setor Atlântico.

2.3 - Oscilação decadal do Pacífico

Na escala interanual, a variabilidade no oceano Pacífico é a principal fonte de influência para o clima de algumas regiões. Porém, este setor oceânico contem outra escala de variabilidade temporal. Zhang et al. (1997) separaram a variabilidade temporal do oceano Pacífico em duas componentes, uma relacionada à escala interanual do ciclo do ENOS e outra, linearmente independente incluindo toda a variabilidade interdecadal, a Oscilação Decadal do Pacífico (ODP).

Enquanto a ODP possui uma oscilação de período de aproximadamente 60-70 anos, o ENSO possui uma escala de variabilidade temporal em torno de 3-5 anos (Matua et al., 1997). No caso da ODP, a correlação existente é entre as anomalias na TSM do Pacífico e a pressão em superfície na região da baixa dos Aleutas, no Pacífico Norte. Durante a fase quente da ODP,

a baixa das Aleutas se aprofunda, deixando o oeste e o centro do Pacífico Norte anormalmente frios e aquecimento no Pacífico Tropical central e leste.

De acordo com Gershunov & Barnett (1998), a ODP e o ENOS podem ter efeitos combinados na distribuição anômala de precipitação em algumas regiões, como NEB, agindo “construtivamente”, com anomalias forte e bem definidas quando elas estão na mesma fase ou “destrutivamente”, com anomalias fracas e mal definidas quando elas estão em fases opostas.

Segundo Newman et al. (2003), há uma forte relação entre o ENOS e a ODP, devido a uma modulação interdecadal nas diferentes bandas de frequência de cada índice. Verdon e Franks (2006), analisando dados paleoclimáticos dos últimos 400 anos, verificaram que a frequência da ODP é similar à observada no século 20 e que as fases positivas (negativas) da ODP estão associadas com um aumento na frequência relativa de eventos El Niño (La Niña). Valores positivos (negativos) da ODP estão significativamente correlacionados com número de casos de El Niño (La Niña) em todos os períodos do ano, com persistência de até 12 meses. Mas também existem relações significativas com defasagem negativas, isto é, com ENOS precedendo a ODP de 3 a 12 meses. Assim, a ODP não controla fisicamente o ENOS, mas os dois fenômenos interagem mutuamente e, portanto, não podem ser considerados independentes.

Marengo (2004), encontrou períodos de 20-30 anos de condições mais secas (úmidas) na Amazônia, similares às variações na precipitação no NEB e sugeriu que estas condições provavelmente estejam relacionadas com a ODP. Garcia e Kayano (2006), notaram que a circulação de Hadley e de monção variam pouco em relação às fases da ODP, mas que a intensidade e posição da célula de Walker são significativamente diferentes durante as fases positivas (negativas).

2.4 - Oscilação multidecadal do Atlântico

A Oscilação Multidecadal do Atlântico (OMA) é uma série contínua de longa duração multidecadal de temperaturas do mar no oceano Atlântico Norte, com fases quentes e frias que podem durar 20-40 anos (Kerr, 2000). Estas mudanças são naturais e vem ocorrendo pelo menos nos últimos 1.000 anos. Alguns estudos vêm correlacionando à ocorrência da variabilidade da precipitação sobre o NEB (Enfield et al., 2001; Kayano & Capistrano, 2014).

Segundo Siqueira (2012) a OMA é caracterizada pela alteração, em um período longo de tempo, da TSM do Atlântico Norte, entre a região do Golfo do México e a Baixa da Islândia. Para melhor ser observada foi criado um Índice (Enfield et al., 2001), esse é calculado levando em consideração as anomalias da TSM da região norte do Atlântico e a região do Golfo do

México. Após esse cálculo inicial entre 0° e 70° N, é feita a padronização dos dados usando a climatologia dos dados interpolados em 5° x 5° graus desde 1856 até o presente. Essa oscilação é parecida com a ODP, pois também é considerada de baixa frequência, possuindo duas fases distintas, uma fria e a outra quente. Seu tempo de duração é muito longo se comparada, por exemplo, com os fenômenos ENSO.

Conforme (Reboita e Santos, 2014) embora os efeitos de ENSO sejam evidentes na América do Sul, não se deve avaliar a precipitação nesta região sem levar em consideração o padrão das anomalias de TSM no Atlântico Tropical. Nesse sentido, comprovadas relações entre ODP e ENOS e entre ENOS e OMA, o acompanhamento climático dessas variações dos oceanos é uma ferramenta importante e essencial (Silva et al., 2003, 2012).

2.5 - Oscilação do Atlântico norte

A Oscilação do Atlântico Norte (OAN) consiste na oscilação de larga escala da anomalia do campo de pressão, ou segundo Van Loon & Rogers (1978), é uma troca meridional de massa atmosférica em grande escala. Walker (1924) propôs um índice dado pela diferença da PNM entre Islândia e os Açores. Jones et al. (1997) calculam esse índice utilizando a diferença da PNM entre Lisboa e a Islândia, enquanto Osborn et al. (1999) usaram a diferença entre Gilbratar e a Islândia.

Segundo Siqueira (2012), a OAN possui dois modos definidos, modo positivo e o modo negativo, cujo índice apresenta valores positivos da anomalia da PNM e valores do índice negativos, respectivamente. O modo positivo tem, como característica principal, o aumento e intensificação da pressão sobre o centro da Alta Subtropical (Açores), que fica posicionado mais próximo da linha do Equador e afastado mais a oeste do continente africano, enquanto a baixa pressão da Islândia se posiciona mais próximo à ilha (Islândia) e tende a ficar mais intensa que o habitual. Já no modo negativo ocorre o oposto.

A OAN e as anomalias na circulação atmosférica em altas latitudes têm efeitos na variabilidade do Atlântico Tropical por meio da modulação do campo de vento em superfície e que atuam no sentido de impactar a TSM (Xie & Tanimoto, 1998; Czaja et al., 2002). A influência da OAN ocorre principalmente, através da modulação do sistema de alta pressão subtropical no Atlântico Norte e tem grande potencial para afetar os ventos alísios de nordeste (Czaja et al., 2002).

Siqueira (2012) mostraram que a influência da OAN sobre a América do Sul foi distinta dependendo das fases da ODP. Durante a fase fria, ela interagiu com a PNM sobre toda a costa

leste do continente com relação inversa, ou seja, quando o valor do índice foi positivo, a PNM diminuiu, e vice-versa. Durante a fase quente, por outro lado, sua interação foi com a região norte e de forma direta, ou seja, quando o índice foi negativo (positivo), a PNM (diminuiu) aumentou.

2.6 - Temperatura da superfície do mar

Makham & McLain (1977), estudaram as correlações entre as anomalias de TSM sobre o Atlântico Tropical e a precipitação sobre o NEB, concluíram que anomalias positivas de TSM sobre o Atlântico Tropical sul e negativas no Atlântico Tropical norte gera maior precipitação sobre o NEB e a situação inversa gera anos de seca. Como a formação desse quadro de temperatura acontece alguns meses antes do início da estação chuvosa, concluíram que as anomalias de TSM poderiam ser usadas como um elemento precursor para estimar a qualidade da estação chuvosa.

Moura & Shukla (1981), propuseram que um possível mecanismo para ocorrência de anos secos sobre o NEB, é o estabelecimento de uma circulação térmica direta local, que modifica a circulação normal de Hadley, a qual tem seu ramo ascendente em torno de 10° N e seu ramo descendente sobre o NEB, Amazônia oriental e regiões oceânicas vizinhas. Esta circulação anômala seria resultante do aquecimento devido à anomalia de TSM quente sobre o norte do Atlântico tropical, associada a um aumento de convecção úmida e produção de nebulosidade, e o resfriamento associado com anomalia fria de TSM ao sul do Atlântico Tropical, com inibição de formação de nuvens. Os efeitos combinados da subsidência termicamente forçada e a redução da evaporação e da convergência do fluxo de umidade produzem severas condições de seca sobre o NEB. Quando as anomalias estão invertidas, isto é, TSMs mais quentes no sul e mais frias no norte, existe condições de chuvas intensas no NEB.

Hastenrath et al. (1984), procurando um método de previsão para anos secos e chuvosos no NEB, concluíram que os melhores preditores para a precipitação são os parâmetros da circulação oceânica e atmosférica de grande escala, e que uma previsão através desses campos poderia ser feita com até seis meses de antecedência.

Nobre et al. (1985), encontraram alta correlação entre precipitação do NEB e padrões de teleconexão da circulação atmosférica no Hemisfério Norte. Esses padrões, caso se estabeleçam, precedem a estação chuvosa de 1 a 3 meses, de tal forma que podem ser usados como elementos precursores para se estimar a precipitação.

Aragão (1986), realizou uma série de experimentos com um modelo de circulação geral (MCG) do *National Center for Atmospheric Research* (NCAR), no qual anomalias de TSM do oceano Pacífico foram utilizadas para simular respostas na atmosfera devidas a eventos El Niño. Uma análise paralela de composição de dados observacionais de precipitação foi realizada para mostrar a evidência empírica da relação entre eventos de El Niño e secas no NEB. Por outro lado, Servain & Seva (1987) analisaram as correlações entre intensidade das altas pressões de superfície dos Atlânticos Tropicais norte e sul, e conseqüentemente dos alísios sobre o Atlântico tropical e a precipitação no NEB (semiárido ocidental), observando que anos de seca existe um aumento na intensidade do anticiclone do Atlântico Tropical sul, e um enfraquecimento do Atlântico tropical norte, resultando em alísios de sudeste mais fortes, e de nordeste mais fracos.

Ferreira et al. (2016), utilizaram o teste de Mann Kendall para avaliar as tendências das séries temporais aos níveis de 1 e 5% de probabilidades, durante o período de 1982 a 2014, do comportamento das TSM nas áreas dos Niños no oceano Pacífico e nas áreas correspondente ao Dipolo (N-S), no oceano Atlântico. Observaram que apenas as áreas norte do Atlântico e o Dipolo apresentaram uma tendência crescente, ao nível de significância de 1%. De acordo com Moura e Sukla (1981), as precipitações do Nordeste (principalmente no semiárido) dependem do contraste de TSM entre as áreas norte e sul do oceano Atlântico para que a ZCIT possa atuar mais ao sul na sua migração, provocando chuvas intensas nessa região.

2.7 - Previsão sazonal para o Nordeste do Brasil

A previsão climática sazonal é uma informação essencial e estratégica para o planejamento das atividades do agronegócio, recursos hídricos, energia, abastecimento e várias outras atividades que afetam diretamente a sociedade tanto do ponto de vista econômico quanto social.

As previsões são naturalmente afetadas por incertezas, pois os sistemas dinâmicos que controlam a evolução climática têm forte componente caótica. Existem, contudo, controles de baixas frequência, associados aos lentos processos oceânicos, que conferem certa previsibilidade ao clima na escala sazonal, principalmente na região tropical (Cavalcanti et al., 2002).

Alguns autores mostram que os modelos de circulação geral atmosférica (MCGA) reproduzem bem a precipitação sobre o NEB (Harzallah et al., 1996; Sperber & Palmer, 1996). Ward et al. (1988), Ward e Folland (1991), e Ward et al. (1993) documentaram fortes relações,

aparentemente lineares, entre os padrões de anomalia de TSM do Atlântico e Pacífico Tropical e a precipitação sazonal sobre o NEB.

Uma alternativa a modelagem dinâmica para estudos diagnósticos e de previsão de variáveis meteorológicas, devido a sua facilidade de aplicação, tem sido o uso de técnicas estatísticas-estocásticas. Essas técnicas tentam prever o estado de uma ou mais variáveis atmosféricas tendo como bases relações entre essas variáveis que guardam algum sinal físico entre as mesmas.

Técnicas que abordam a previsão de eventos climáticos evoluíram significativamente nesses últimos 30 anos. Revisões sobre o desempenho de previsões dinâmicas e estatísticas podem ser encontradas em Hastenrath (1985); (1990); (2002); Anderson et al., (1999); Alves et al. (2003); (2005); Folland et al. (2001); Repelli e Nobre (2004); Lúcio et al., (2010); Machado & Rocha (2011).

Algumas pesquisas vêm utilizando modelos climáticos regionais (MCR), chamado também de *downscaling*, para melhorar a previsão climática (Nobre et al., 2001; Alves et al., 2005). Focando o NEB, Sun et al. (2005) analisaram previsões entre Janeiro-Junho do *Regional Spectral Model* (RSM), aninhado no MCGA ECHAM4.5 (*European-Hamburg Model version 4.5*) e, utilizando TSM observada, para um período de 30 anos (1971-2000), destacaram que o RSM resolve melhor, tanto o padrão espacial quanto a variabilidade interanual da chuva sobre o NEB. Estas mesmas previsões foram avaliadas por Alves et al. (2005), as quais mostraram que para a quadra chuvosa (Fevereiro-Maio) o ECHAM4.5 apresentou erro médio seco, enquanto o RSM corrigiu as previsões do ECHAM4.5 na costa leste do NEB, prevendo valores de chuva mais próximos do observado.

Um dos grandes avanços nas previsões é o uso de conjuntos de integrações com diferentes modelos, ou com configurações (parametrizações físicas) diferentes. A ideia é a de se extrair de cada modelo dinâmico e estatístico, utilizando-se essas previsões combinadas e corrigidas. A TSM do oceano Pacífico tropical é simulada, e prevista, com uma razoável destreza. Porém com a TSM do oceano Atlântico, o problema é um pouco mais complexo devido a sua baixa previsibilidade.

Esforços precisam ser feitos no sentido de melhorar os índices de previsibilidade, tanto do Atlântico como da precipitação sobre o NEB. Uma abordagem desse problema é o estudo da física envolvida em modelos dinâmicos, como Pezzi & Richards (2003) que estudam a energética das correntes equatoriais e parametrizações de mistura no Pacífico e por Pezzi et al. (2004), onde estudam a interação oceano-atmosfera das Ondas de Instabilidade Tropicais (OIT). Ambos estudos mostram a influência desses processos na simulação da TSM.

Alternativamente, um caminho promissor a ser seguido é o da implementação de técnicas de pós-processamento no sentido de se corrigir estatisticamente as previsões (Coelho et al., 2006) atualmente disponíveis pelos vários modelos climáticos no CPTEC.

Repelli & Nobre (2004), utilizaram um sistema estatístico para prever as anomalias de TSM sobre os oceanos tropicais, com ênfase no Atlântico Tropical. Eles através de correlação canônica procuram identificar sequências críticas de padrões preditores, que podem tender a evoluir para padrões subsequentes e que podem ser usados para formar uma previsão. Segundo os autores, os campos de TSM ao longo do Pacífico equatorial e do Atlântico Tropical podem ser um potencial preditor das anomalias de TSM sobre o Atlântico tropical com 3 a 4 meses de antecedência. De acordo com os autores as estruturas espaciais das anomalias de TSM sobre o Atlântico tropical para o período de março a maio são bem capturadas pelas previsões feitas com condições iniciais de setembro a fevereiro. O desempenho do modelo foi melhor representado no Atlântico tropical Norte do que o Atlântico tropical sul.

Lúcio et al. (2010), discutem um modelo de previsão combinada para a realização de prognósticos climáticos na escala sazonal. Nele, previsões pontuais de modelos estocásticos são agregadas para obter as melhores projeções no tempo. Utilizaram modelos estocásticos autoregressivos integrados a médias móveis, de suavização exponencial e previsões por análise de correlações canônicas. O controle de qualidade das previsões foram feitas através da análise de resíduos e da avaliação do percentual de redução da variância não explicada da modelagem combinada em relação às previsões dos modelos individuais. Atualmente aplica-se esses conceitos em modelos desenvolvidos no INMET e mostram bons resultados e ilustram que as previsões do modelo combinado, superam na maior parte dos casos a de cada modelo componente, quando comparadas aos dados observados.

Diversos centros de meteorologia em todo o planeta elaboram prognósticos climáticos sazonais para diferentes continentes, utilizando em suas previsões ambos os modelos, estatísticos e dinâmicos. Entre os principais centros estão ECMWF (*European Centro for Medium-Range Weather Forecast*) e MetOffice na Europa; BOM na Austrália (*Bureau of Meteorology*); IRI (*International Research Institute for Climate and Society*) e NCEP (*National Centers for Environmental Prediction*) nos Estados Unidos. No Brasil temos o INMET (*Instituto Nacional de Meteorologia*) e CPTEC (*Centro de Previsão Tempo e Estudos Climáticos*).

3 - MATERIAL E MÉTODOS

3.1 - Área de estudo

A região NEB é formada por nove estados litorâneos e ocupa uma área de 1.548.663 km², o equivalente a 18,27% do território brasileiro. Essa região ocupa a maior costa litorânea do País. Uma das regiões mais vulneráveis no Brasil, do ponto de vista social, de mudança do clima, segundo o IPCC (2007), é o NEB. Dentre os muitos aspectos presentes nessa região, destacam-se temperaturas elevadas o ano inteiro (o que é característica das regiões tropicais) e períodos de secas longas, causadas pela escassez e má distribuição das chuvas, tanto em escala espacial quanto temporal. Períodos de secas causam prejuízos à população que, em sua grande maioria, vive da agricultura e pecuária de sobrevivência, além de transtornos nos recursos hídricos, economia, saúde, turismo, dentre outros. A precipitação pode variar consideravelmente, até mesmo dentro da zona semiárida, com grandes problemas para a sociedade e para os ecossistemas naturais, decorrentes das secas (Silva et al., 2011).

Os nove estados do NEB são: Maranhão (MA) – 333.366 km², Piauí (PI) – 252.238 km², Ceará (CE) – 146.348 km², Rio Grande do Norte (RN) – 43.910 km², Paraíba (PB) – 56.585 km², Pernambuco (PE) – 98.938 km², Alagoas (AL) – 27.933 km², Sergipe (SE) – 22.050 km² e Bahia (BA) – 567.295 km². A Figura 4.1 exibe a região NEB, localizada entre as latitudes de 18,32°S e 1,11°S e as longitudes de 48,70°W e 34,81°W (IBGE, 2010).

Em sua extensa região, identificam-se três regimes básicos quanto à distribuição espacial das precipitações (Nobre & Molion, 1988), que varia desde o clima úmido com precipitações excedendo 2.000mm/ano, ao semiárido com precipitações que podem atingir valores entre 300 a 500 mm/ano. No norte do NEB, os meses mais chuvosos estão entre fevereiro a maio; na sub-região sul tem-se o período chuvoso compreendido entre novembro e fevereiro e na costa leste, o período vai de abril a julho (Molion & Bernardo, 2002).

A Figura 1 exibe os três regimes básicos quanto a distribuição espacial da precipitação no NEB, proposto por Strang (1972). Isso foi realizado para se observar maiores detalhes da variabilidade climática e influência dos fenômenos em escalas locais e remotas, já que nessas sub-regiões o período chuvoso ocorre em períodos distintos, sugerindo que mais de um mecanismo de circulação geral seja responsável por essas precipitações.

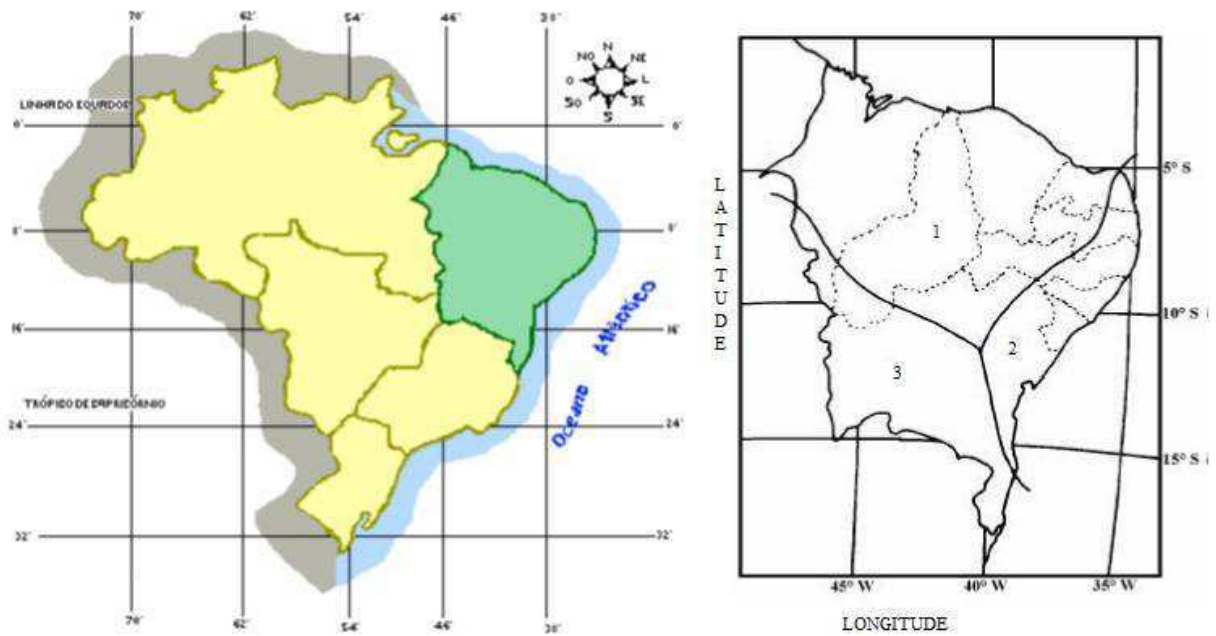


Figura 1 – Mapa do Brasil com região Nordeste em destaque. Fonte: Strang (1972). E seus regimes de precipitação sobre o Nordeste do Brasil com seus principais meses chuvosos: (3) Dezembro, (1) Março e (2) Junho.

As sub-regiões são definidas, praticamente, da seguinte maneira:

- **Sub-região 1** – abrange o centro norte do NEB, a principal estação chuvosa ocorre de fevereiro a maio. Tem a ZCIT como o principal mecanismo produtor de chuvas, durante os meses de março e abril, além da OMJ e convecção local. A sub-região é caracterizada por um regime pluviométrico que varia de 300 mm/ano no interior, a mais de 2.000 mm/ano no litoral (Uvo, 1989; Nobre e Shukla, 1996; Molion & Bernardo, 2002);
- **Sub-região 2** – leste do NEB, o seu período mais chuvoso está compreendido entre os meses de abril a julho (AMJJ), e está relacionado à maior atividade de circulação de brisa que advecta bandas de nebulosidade para o continente; as frentes frias, ou seus remanescentes, associados à convergência dos Alísios e os DOL, possuindo um total pluviométrico variando de 600 a mais 2.000 mm/ano (Nobre & Molion, 1988; Molion & Bernardo, 2012; Cavalcanti et al., 2009); e
- **Sub-região 3** - região sul/sudoeste do NEB, tem entre novembro a fevereiro (NDJF) o período mais chuvoso. O principal mecanismo de precipitação é a estacionariedade dos sistemas frontais alimentados pela umidade proveniente do Atlântico Sul, que definem a ZCAS, sistemas pré-frontais, convecção local e brisas mar e terra. Possui um regime pluviométrico que varia de 600

mm/ano no interior, a mais de 2.000 mm/ano no litoral (Nobre & Molion, 1988; Molion & Bernardo, 2012; Cavalcanti et al., 2009).

3.2 - Dados de pluviometria

Neste trabalho, utilizaram-se totais mensais de precipitação de 385 postos pluviométricos bem distribuídos espacialmente ao longo do NEB (Figura 2), fornecidos pela ANA (Agência Nacional das Águas), INMET (Instituto Nacional de Meteorologia), CPRM (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais), FUNCEME (Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos), EMPARN (Empresa de Pesquisa Agropecuária do Estado do Rio Grande do Norte), AESA (Agência Executiva de Gestão das Águas do Estado da Paraíba), APAC (Agência Pernambucana de Águas e Clima do Estado de Pernambuco), SEMARH (Secretaria de Estado do Meio Ambiente e dos Recursos Hídricos de Alagoas) e SEAGRI (Secretaria da Agricultura, Pecuária, Irrigação, Pesca e Aquicultura do Estado da Bahia). Estes dados compreendem um período de observação que varia de 1994 a 2016. Esse período foi escolhido devido a uma melhor distribuição espacial das estações sem falhas.

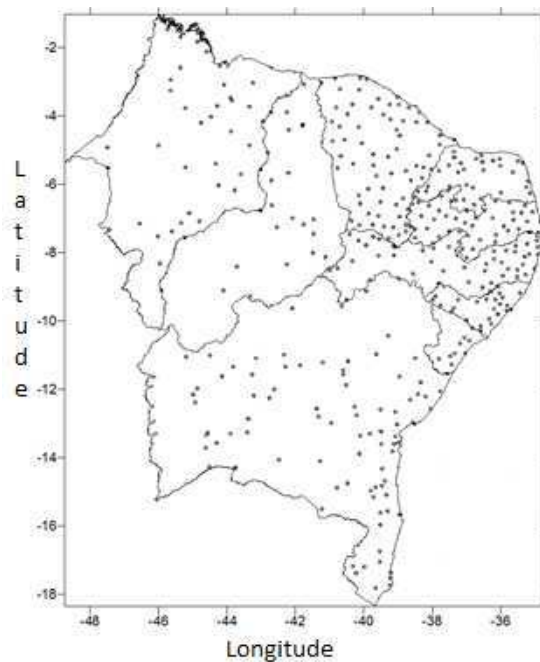


Figura 2 – Distribuição espacial dos 385 postos pluviométricos na área de estudo, sendo ilustrado no eixo vertical a latitude, no eixo horizontal a longitude.

3.3 - Análise de agrupamento

Para análise de agrupamento das estações, considerou-se a distância utilizada como função de grupamento para medir a similaridade ou dissimilaridade entre os indivíduos (postos), P_i e P_j como euclidiana, que são dadas por:

$$D(P_i, P_j) = \left| \sum_{q=1}^n N_i (P_{iq} - P_{jq})^2 \right|^{1/2} \quad (1)$$

em que, P_{ij} representa a precipitação das estações P_i e P_j , n representa o número de anos, e q representa os anos, N_i representa os indivíduos (estações) organizados em K classes.

O critério de agrupamento utilizado foi o de Ward (1963) o qual proõe que em qualquer estágio de uma análise, a perda de informação resultante de agrupamento pode ser medida pela soma dos quadrados dos desvios (SQD) de cada ponto com relação à média do grupo ao qual pertence (Everitt, 1974). Logo para os N_i indivíduos (estações) organizados em K classes, $SQD = \sum_{i=1}^n [X_i^2 - \frac{1}{n} (\sum X_i)^2]$, onde X_i é o indivíduo pertencente a i -ésima classe.

3.4 - Dados de temperatura da superfície do mar

Foram utilizados os dados de anomalias de temperatura da superfície do mar (TSM) provenientes da mais nova versão do *Comprehensive Oceano-Atmospheric Data Set (COADS)*, compilada por Da Silva et al. (1994), a qual, possui a resolução em ponto de grade de $1^\circ \times 1^\circ$ de latitude e longitude para um período de 1994 a 2016. A resolução espacial e temporal do COADS, compilada por Da Silva et al. (1994) é a seguinte:

Tempo grade: /T (tempo mensal) de janeiro 1994 a dezembro 2016

Longitude grade: /X (grau leste) de $0,5^\circ E$ a $0,5^\circ W$ com 360 pontos de grade

Latitude grade: /Y (grau norte) de $89,5^\circ S$ a $89,5^\circ N$ com 180 pontos de grade

Para estudar as correlações lineares entre a precipitação de cada grupo com as anomalias de TSM, as análises fundamentaram-se na série dos totais de precipitação de cada quadra chuvosa e anomalias de TSM para o período de 1994 a 2016.

3.5 - Correlações lineares

O primeiro passo foi fazer correlações lineares entre as anomalias de precipitação de cada grupo com as anomalias de TSM em cada ponto de grade até o “lag” -6, isto é, as séries das anomalias de precipitação em um dado período (período chuvoso de cada grupo) foram correlacionadas com as séries de anomalias mensais de TSM do primeiro mês da quadra chuvosa (*lag* 0) e dos 4 períodos anteriores (*lag* -1 a *lag* -4). A tabela 1 mostra como foram construídos os *lags* de cada grupo.

A partir dessas correlações lineares, identificaram-se áreas de “maiores” correlações ($>|0,4|$). Os valores médios dessas áreas foram extraídos dos dados de anomalias de TSM, e depois inseridos no modelo de regressão múltipla.

Tabela 1 – Retardos de TSM com relação as anomalias de precipitação para cada grupo

		Grupos de Precipitação para os quadrimestres						
		Grupo 1 ONDJ	Grupo 2 NDJF	Grupo 3 DJFM	Grupo 4 JFMA	Grupo 5 FMAM	Grupo 6 MAMJ	Grupo 7 AMJJ
TSM	Lag 0	Outubro	Novembro	Dezembro	Janeiro	Fevereiro	Março	Abril
	Lag 1	Setembro	Outubro	Novembro	Dezembro	Janeiro	Fevereiro	Março
	Lag 2	Agosto	Setembro	Outubro	Novembro	Dezembro	Janeiro	Fevereiro
	Lag 3	Julho	Agosto	Setembro	Outubro	Novembro	Dezembro	Janeiro
	Lag 4	Junho	Julho	Agosto	Setembro	Outubro	Novembro	Dezembro
	Lag 5	Maior	Junho	Julho	Agosto	Setembro	Outubro	Novembro

3.6 - Modelo estatístico de regressão linear múltipla

Tem-se uma regressão linear múltipla quando admite-se que o valor da variável dependente é função linear de duas ou mais variáveis independentes. O modelo estatístico de uma regressão linear múltipla com k variáveis independentes é:

$$Y_j = \beta + \alpha_1 X_{1j} + \alpha_2 X_{2j} + \dots + \alpha_k X_{kj} + \varepsilon_j, \quad j = 1, \dots, n, \quad (2)$$

neste trabalho, Y_j são as precipitações para cada grupo, e X_{kj} são as anomalias de TSM para as áreas escolhidas, α e β_k são parâmetros a serem estimados; e ϵ_j são os erros.

Na montagem dos modelos de previsão trabalhou-se com os dados de cada variável a prever e das respectivas covariáveis de 1994 a 2003 (período intramodelo), que é o período inicial do modelo que serve para prever os anos posteriores acrescentando ao modelo cada ano subsequente observado. O período extramodelo foi de 2004 a 2016, observando as anomalias de precipitação efetivamente observadas no período chuvoso de cada grupo.

Alguns critérios de análise dos Modelos de Regressão Múltipla:

1. Explicação da variância r^2 ;
2. Significância estatística, esta expressada através da probabilidade p de erro, que se espera que seja pequena;
3. Inspeção do gráfico de dispersão dos valores previstos contra os valores observados, para variável independente, no sentido de verificar se o modelo não estaria sendo forçado por valores anômalos.

4 - RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 - Variabilidade pluviométrica dos grupos homogêneos do NEB

A variação espacial na precipitação média anual do NEB pode ser observada na Figura 3. A menor precipitação é de 331,3mm (Riacho de Santo Antônio-PB) e a maior é de 2.281,4mm (Guimarães-MA), e a média é de 945,8mm.

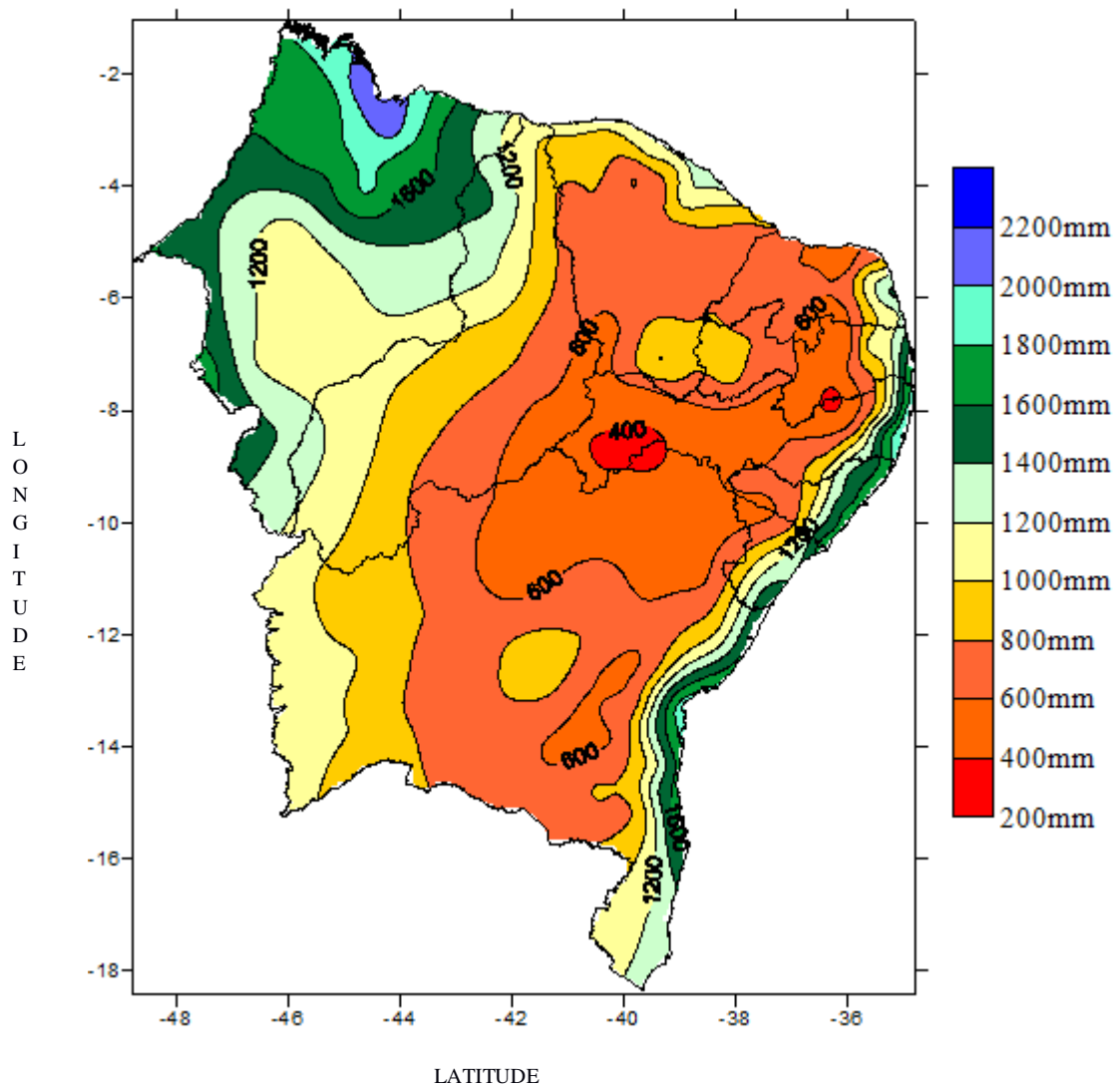


Figura 3 – Variação espacial da precipitação para a média anual dos postos utilizados neste trabalho entre os anos de 1994 a 2016, no NEB.

Os grupos foram escolhidos a partir de análise de agrupamento utilizando o método hierárquico aplicado para os 385 postos pluviométricos, para o período de 1994 a 2016. A

Figura 4 apresenta os sete grupos. Tem-se que as localidades mais ao sul encontram-se no Grupo 1, representa o acumulado da precipitação na quadra chuvosa de Outubro-Novembro-Dezembro-Janeiro (ONDJ), a variação da precipitação média neste grupo varia entre 305,1mm a 733,9mm, e todos os postos ficam no estado da Bahia.

O Grupo 2 representa os municípios localizados no setor centro-oeste da Bahia, representa o acumulado da precipitação na quadra chuvosa de Novembro-Dezembro-Janeiro-Fevereiro (NDJF), a variação da precipitação média neste grupo varia entre 261,1mm a 679,6mm, e todos os postos também ficam no estado da Bahia.

O Grupo 3 se tem as localidades mais ao norte da Bahia, sul dos estados do Piauí e do Maranhão e sertão de São Francisco de Pernambuco, representa o acumulado da precipitação na quadra chuvosa de Dezembro-Janeiro-Fevereiro-Março (DJFM), a variação da precipitação média neste grupo varia entre 286,5mm a 748,5mm.

No Grupo 4 está a região central dos estados do Maranhão e Piauí, centro-sul do Ceará, sertão do Pajeú e Araripe de Pernambuco, centro-oeste da Paraíba e grande parte do sertão do Rio Grande do Norte, representa o acumulado da precipitação na quadra chuvosa de Janeiro-Fevereiro-Março-Abril (JFMA), a variação da precipitação média neste grupo varia entre 353,5mm a 899,3mm.

No Grupo 5 encontra-se o litoral norte do NEB, abrangendo os estados do Maranhão, Piauí, Ceará e Rio Grande do Norte, representa o acumulado da precipitação na quadra chuvosa de Fevereiro-Março-Abril-Maio (FMAM), a variação da precipitação média neste grupo varia entre 403,4mm a 1.325,9mm.

O Grupo 6 apresenta os municípios do setor oeste da região leste, divisa entre zona da mata e sertão, o acumulado da precipitação na quadra chuvosa de Março-Abril-Maio-Junho (MAMJ), a variação da precipitação média neste grupo varia entre 126,4mm a 520,8mm.

O Grupo 7 representa os municípios do setor leste, faixa litorânea da região leste do NEB, representa o acumulado da precipitação na quadra chuvosa de Abril-Maio-Junho-Julho (AMJJ), a variação da precipitação média neste grupo é de 493,5mm a 1.018,5mm, cujos postos ficam nos estados da Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco, Alagoas, Sergipe e Bahia.

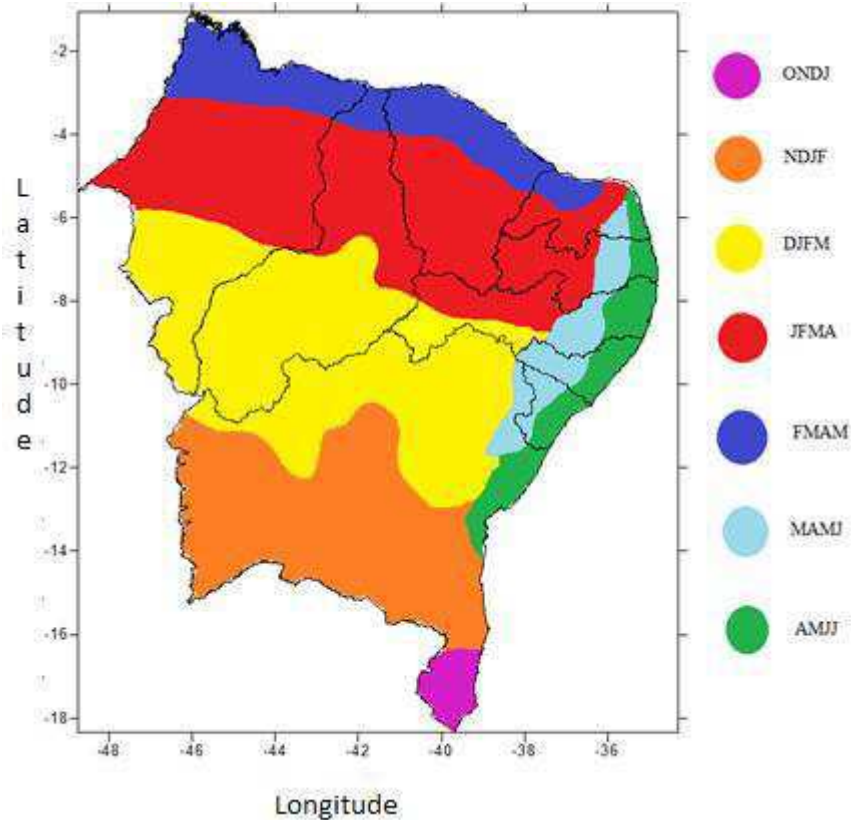


Figura 4 – Localização dos sete Grupos de precipitação homogêneas do NEB de acordo com análise de agrupamento.

Na Figura 4 observam-se as áreas sugeridas por Strang (1972). Os grupos 1 (ONDJ) e 2 (NDJF) representam a área 3 na figura proposta por Strang. Ou seja, região sul/sudoeste do NEB. Os grupos 3 (DJFM), 4 (JFMA) e 5 (FMAM) representam a área 1 na figura proposta por Strang, abrangendo o centro norte do NEB. E as áreas 6 (MAMJ) e 7 (AMJJ) representam a área 2 na figura proposta por Strang. Ou seja, área leste do NEB.

As Figuras 5 e 6 exibem uma comparação entre as séries temporais de anomalias de precipitação dos 7 grupos homogêneos das estações de precipitação do NEB para o período chuvoso de cada grupo. Em alguns anos o comportamento da flutuação interanual foi semelhante para todos os grupos, principalmente para o período chuvoso JFMA, FMAM, MAMJ e AMJJ (Figura 6). Entretanto, existe uma variabilidade muito grande nos grupos das duas Figuras como, por exemplo, na Figura 5 os anos 1995-96, 1998-99, 2000-01, 2002-03, 2003-04, 2005-06, 2006-07, 2008-09, 2010-11, 2011-12 e 2013-14, algum grupo ficou com anomalia de precipitação acima da média e outro grupo qualquer abaixo da média histórica. Na Figura 6 os anos de 1997, 1999, 2002, 2003, 2004, 2005, 2010 e 2013 foram os anos que tiveram mais variabilidade de precipitação entre os grupos.

A Figura 5 representa os três grupos no período ONDJ, NDJF e DJFM. Observa-se que os anos de 1994-95, 1997-98, 2009-10 e 2012-13 tiveram precipitações abaixo da média climatológica para todos os grupos; enquanto os anos 1999-00, 2001-02 e 2004-05 tiveram precipitações acima da média climatológica para todos os grupos. Nos outros anos, ocorre uma variabilidade muito grande nos três grupos, embora com tendências parecidas. A partir do ano 1999-2000 é perceptivo uma tendência negativa na precipitação média para todos os grupos.

O grupo 1 representa o acumulado da precipitação na quadra chuvosa de Outubro-Novembro-Dezembro-Janeiro (ONDJ). A variação da precipitação média neste grupo é de 305,1mm a 733,9mm, e todos os postos ficam no estado da Bahia. O grupo 2 representa o acumulado da precipitação na quadra chuvosa de Novembro-Dezembro-Janeiro-Fevereiro (NDJF); já a variação da precipitação média neste grupo varia entre 261,1mm a 679,6mm, e todos os postos ficam também no estado da Bahia. O grupo 3 representa o acumulada da precipitação na quadra chuvosa de Dezembro-Janeiro-Fevereiro-Março (DJFM). A variação da precipitação média neste grupo varia entre 286,5mm a 748,5mm e, os postos ficam nos estados do Maranhão, Piauí, Pernambuco e Bahia.

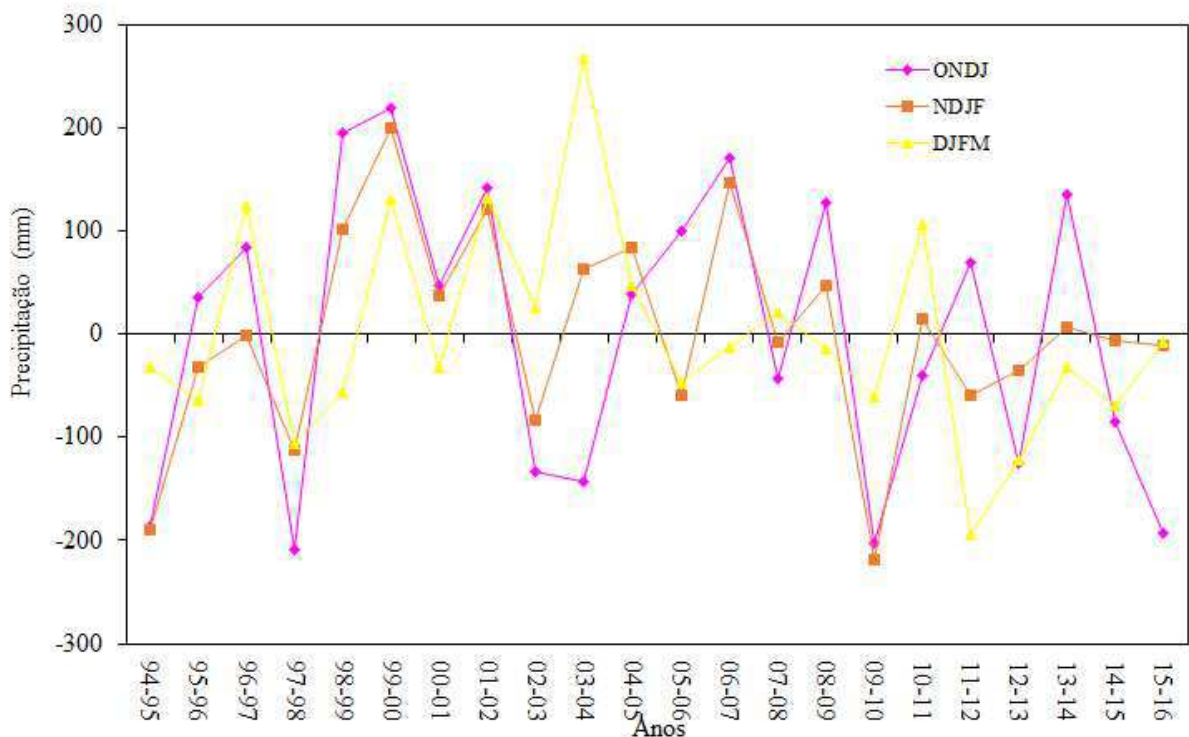


Figura 5 – Séries temporais da anomalia de precipitação para os 3 grupos no período chuvoso (ONDJ, NDJF e DJFM) do Nordeste do Brasil.

A Figura 6 apresenta os grupos JFMA, FMAM, MAMJ e AMJJ, sugerindo-se que os anos 1998, 2001, 2012, 2014, 2015 e 2016 tiveram anomalias de precipitações abaixo da média climatológica para todos os grupos. Por outro lado, os anos de 1994, 1995, 1996, 2006, 2007, 2008 2009 e 2011 tiveram precipitações acima da média climatológica para todos os grupos. A partir do ano 2008 é perceptivo uma tendência negativa na precipitação média para todos os grupos.

O grupo 4 representa o acumulado da precipitação na quadra chuvosa de Janeiro-Fevereiro-Março-Abril (JFMA), a variação da precipitação média neste grupo é de 353,5mm a 899,3mm; esses postos ficam nos estados do Maranhão, Piauí, Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba e Pernambuco. O grupo 5 representa o acumulado da precipitação na quadra chuvosa de Fevereiro-Março-Abril-Maio (FMAM); a variação da precipitação média neste grupo é de 403,4mm a 1.325,9mm e esses postos ficam nos estados do Maranhão, Piauí, Ceará e Rio Grande do Norte. O grupo 6 representa o acumulado da precipitação na quadra chuvosa de Março-Abril-Maio-Junho (MAMJ), cuja variação da precipitação média neste grupo é de 126,4mm a 520,8mm e, os postos ficam nos estados do Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco, Alagoas, Sergipe e Bahia. O grupo 7 representa o acumulado da precipitação na quadra chuvosa de Abril-Maio-Junho-Julho (AMJJ), cuja variação da precipitação média neste grupo é de 493,5mm a 1.018,5mm; os postos deste ficam nos estados da Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco, Alagoas, Sergipe e Bahia.

Há períodos em certos grupos onde o comportamento da precipitação é totalmente diferente dos outros. Isto implica que sistemas atmosféricos atuem com diferentes intensidades em cada grupo, ou que sistemas distintos atuem nos diferentes grupos.

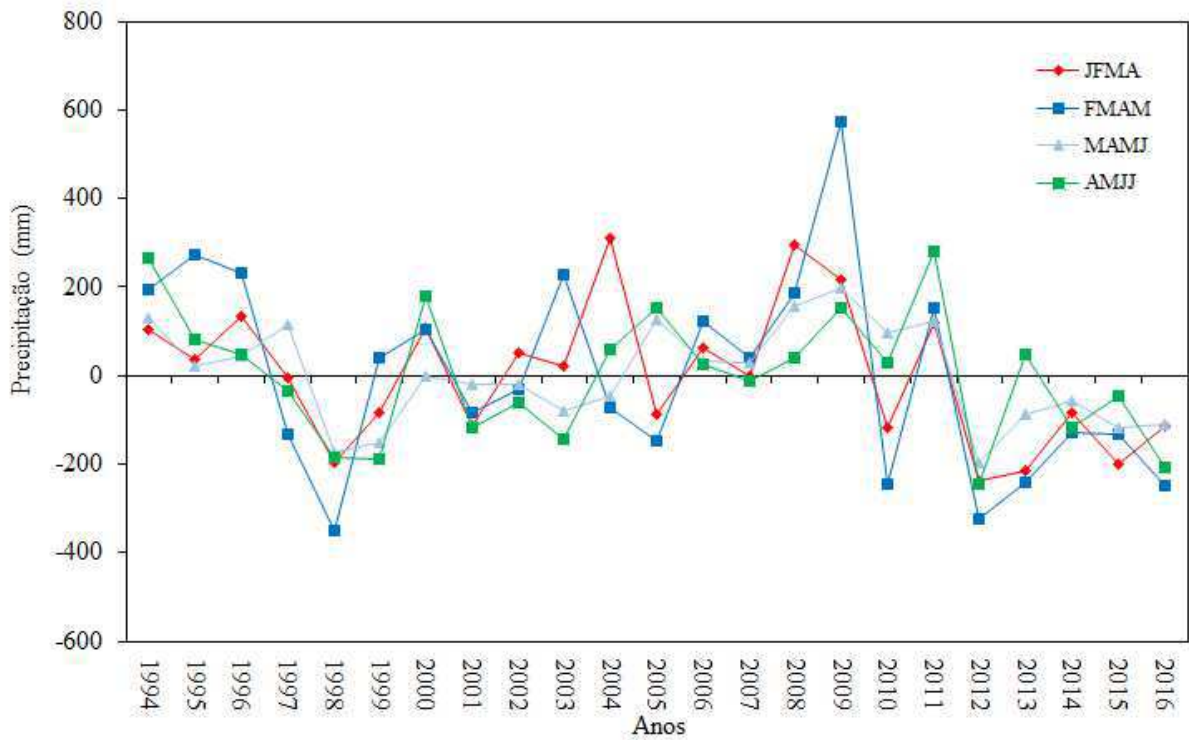


Figura 6 – Séries temporais da anomalia de precipitação para os 4 grupos no período chuvoso (JFMA, FMAM, MAMJ e AMJJ) do Nordeste do Brasil.

4.2 – Correlações entre as anomalias de precipitação.

As primeiras análises feitas foram com os coeficientes de correlação entre as anomalias de precipitação para os setes grupos do NEB e as anomalias de TSM, para cada ponto de grade dos oceanos Pacífico e Atlântico, para o *lag* 0 e os demais *lags* (diferentes retardos).

4.2.1 – Análise do grupo 1 (ONDJ)

Os mapas de correlações dos Oceanos Pacífico e Atlântico, mostrado nas Figuras de 7 a 12, apresentam as correlações entre as anomalias de precipitação de ONDJ e anomalias de TSM's para cada período de *lag*, ou seja, de outubro (*lag* (0) a maio (*lag* (5)). Pode-se notar que as regiões representativas dos Niños no oceano Pacífico praticamente não aparecem nas correlações, e quando aparecem é com um baixo valor de correlação ($r > |0,4|$ com significância estatística de $p < 0,05$). Observa-se que no oceano Pacífico Norte as correlações negativas aparecem apenas nos meses de junho ($45^{\circ}\text{N}-180^{\circ}$) e outubro ($45^{\circ}\text{N}-140^{\circ}\text{W}$), em áreas diferentes. Isso indica que águas frias, nessa parte do oceano, afetam positivamente as chuvas,

e água mais quente, negativamente. Já as correlações positivas são observadas em, praticamente, todos os meses; e elas podem ser observadas próximas à costa americana entre as latitudes de 30°N a 60°N; como também entre as latitudes de 30°N a 45°N e longitudes entre 120°E a 160°W.

No caso do oceano Atlântico Norte observa-se correlações apenas positivas e estão localizadas em, praticamente duas áreas distintas. A primeira área está situada próximo à costa americana, entre as latitudes de 15°N a 30°N e as longitudes de 90°W a 60°W entre os meses de maio a agosto; e a segunda área fica entre as latitudes de 40°N a 60°N e entre as longitudes de 20°W a 30°W, nos meses de maio, julho, agosto e outubro. Isso indica que águas quentes, nessa parte do oceano, afetam positivamente as chuvas, e água mais fria, negativamente.

Uma explicação para as correlações mais significativas estarem no Pacífico Norte e Atlântico Norte são devidas as teleconexões. Alguns pesquisadores (Kayano & Andreoli, 2004; Cavalcanti et al., 2009; Reboita & Santos, 2014; Kayano & Capistrano, 2014) mostram que as teleconexões influenciam remotamente outros locais do planeta devido a propagação principalmente de ondas de Rossby na atmosfera. As teleconexões participam de forma significativa na modulação das chuvas, sobretudo em escala sazonal, interanual e interdecadal.

De acordo com Cavalcanti & Ambrizzi (2009) em meteorologia as teleconexões explicam como anomalias de uma determinada região estão relacionadas a variações que ocorreram em regiões distantes a primeira. As vezes os padrões de teleconexões tornam-se contínuos por anos, caracterizando a relevância que as variabilidades interdecenal e interanual possuem na circulação atmosférica. Assim, tanto o oceano Pacífico quanto o Atlântico, atuam separadamente ou em conjunto, desempenhando um papel fundamental na variabilidade das chuvas na América do Sul, em especial no NEB (Andreoli et al., 2004, 2016; Kayano et al., 2009, 2011 e 2013).

No oceano Pacífico Sul as correlações encontradas foram positivas e negativas em duas áreas distintas. O mês de junho foi o único que apresentou uma correlação positiva próximo a costa americana, entre as latitudes de 15°S a 20°S. Já as correlações negativas apareceram durante os meses de maio, julho, agosto, setembro e outubro, entre as latitudes de 50°S a 50°S e entre as longitudes de 120°E a 180°.

Essas correlações encontradas no Pacífico Sul podem estar associadas a Oscilação Antártica (OA). A AO é reconhecida como o principal modo de circulação atmosférica do Hemisfério Sul (HS), representando as variações na intensidade da circulação circumpolar da baixa troposfera (Santos & Franco, 2010). Mendonça & Romero (2012) definem que a OA é de extrema importância para a circulação extratropical do HS, que está relacionado com as

mudanças na posição da corrente de jato, sistemas frontais, ciclones e anticiclones (sistemas transientes).

A variação do índice da OA é calculada pela diferença de pressão zonal (oeste-leste) entre as latitudes de 40°S e 65°S. Quando a fase é positiva o deslocamento das massas de ar são reduzidos em direção ao HS. Nessa área, o fluxo do jato é mais zonal (oeste-leste) mantendo o cinturão de baixas pressões associados as frentes frias confinados nas latitudes polares. Quando o índice é negativo os ventos ocidentais se enfraquecem e a corrente de jato se mostra numa configuração meridional (norte-sul) fazendo com que ocorra uma migração dos transientes para latitudes menores (Gong & Wang, 1999; Gillet et al., 2006)

No oceano Atlântico Sul aparece apenas uma correlação positiva, significativa acima 0,4, durante o mês de outubro entre as latitudes de 30°S e 40°S e as longitudes de 10°W e 20°W.

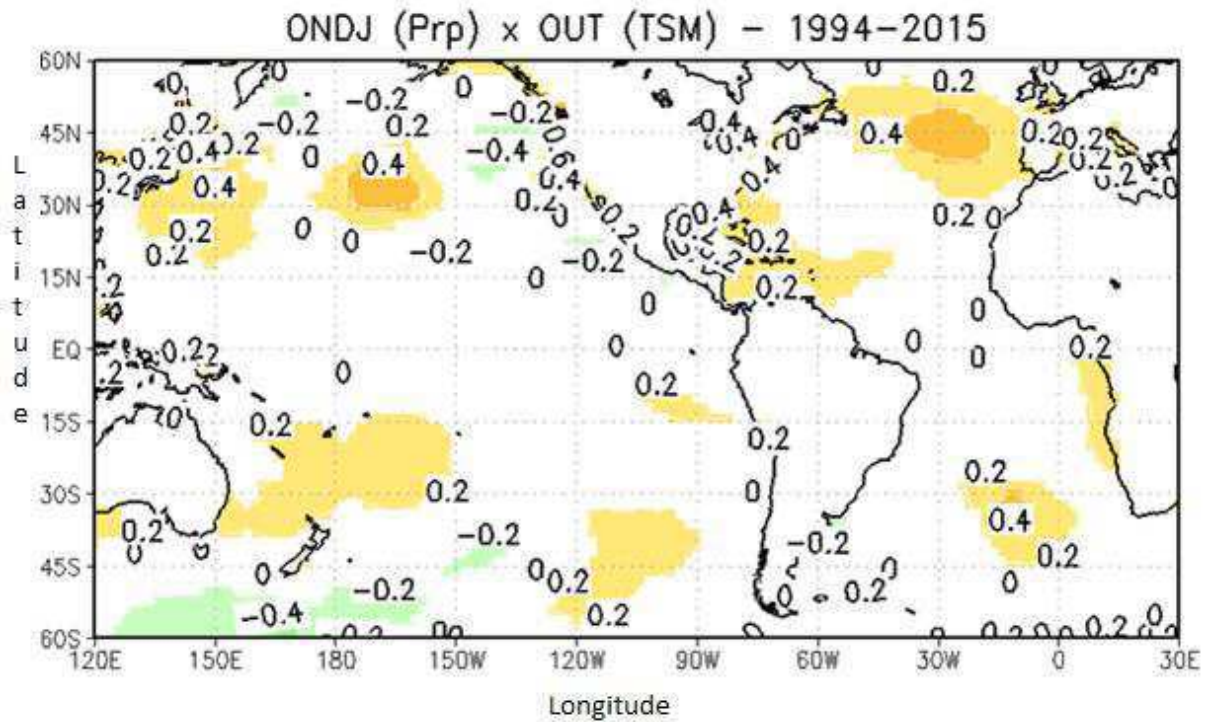


Figura 7 – Correlações entre as precipitações do grupo 1 e anomalias de TSM do mês de Outubro, período de 1994 a 2016.

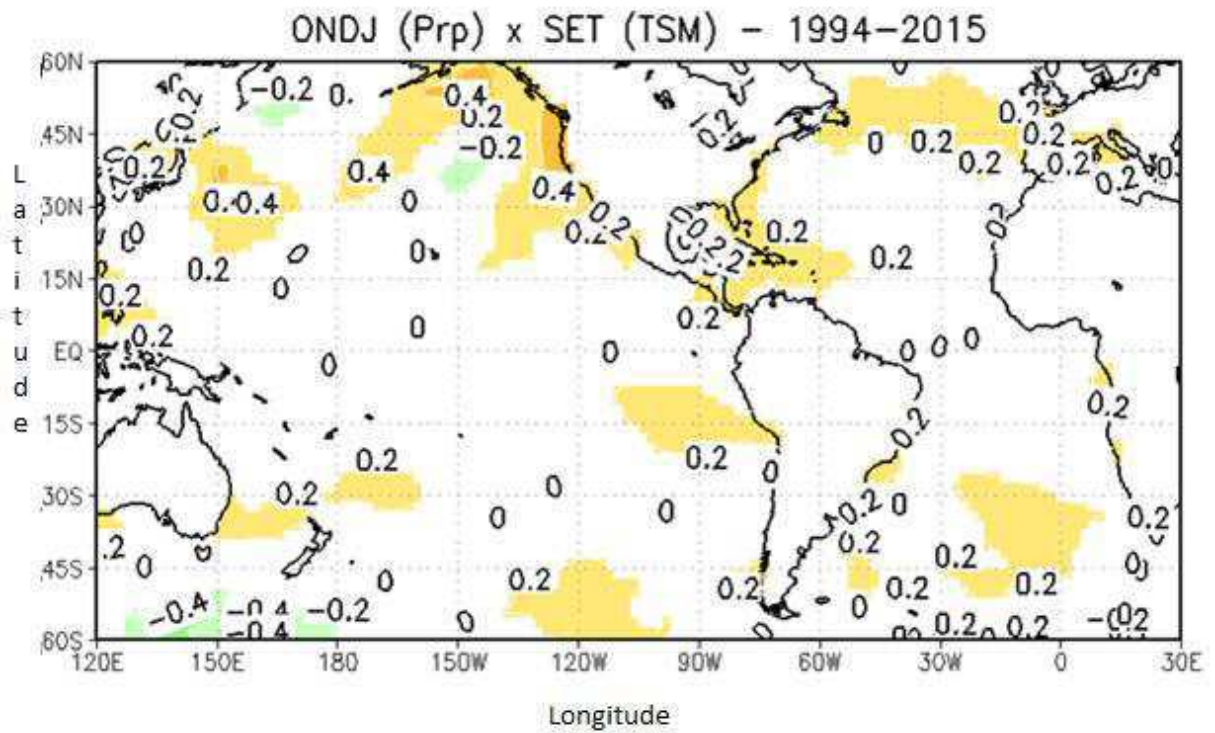


Figura 8 – Correlações entre as precipitações do grupo 1 e anomalias de TSM do mês de Setembro, período de 1994 a 2016.

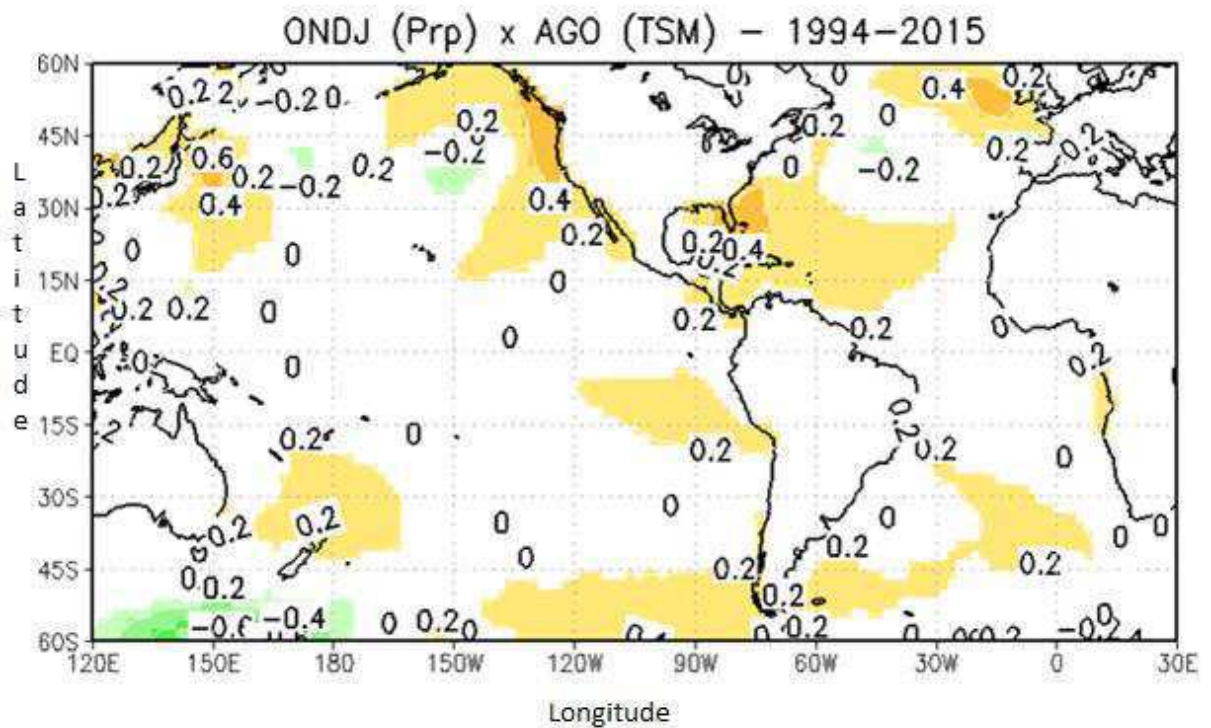


Figura 9 – Correlações entre as precipitações do grupo 1 e anomalias de TSM do mês de Agosto, período de 1994 a 2016.

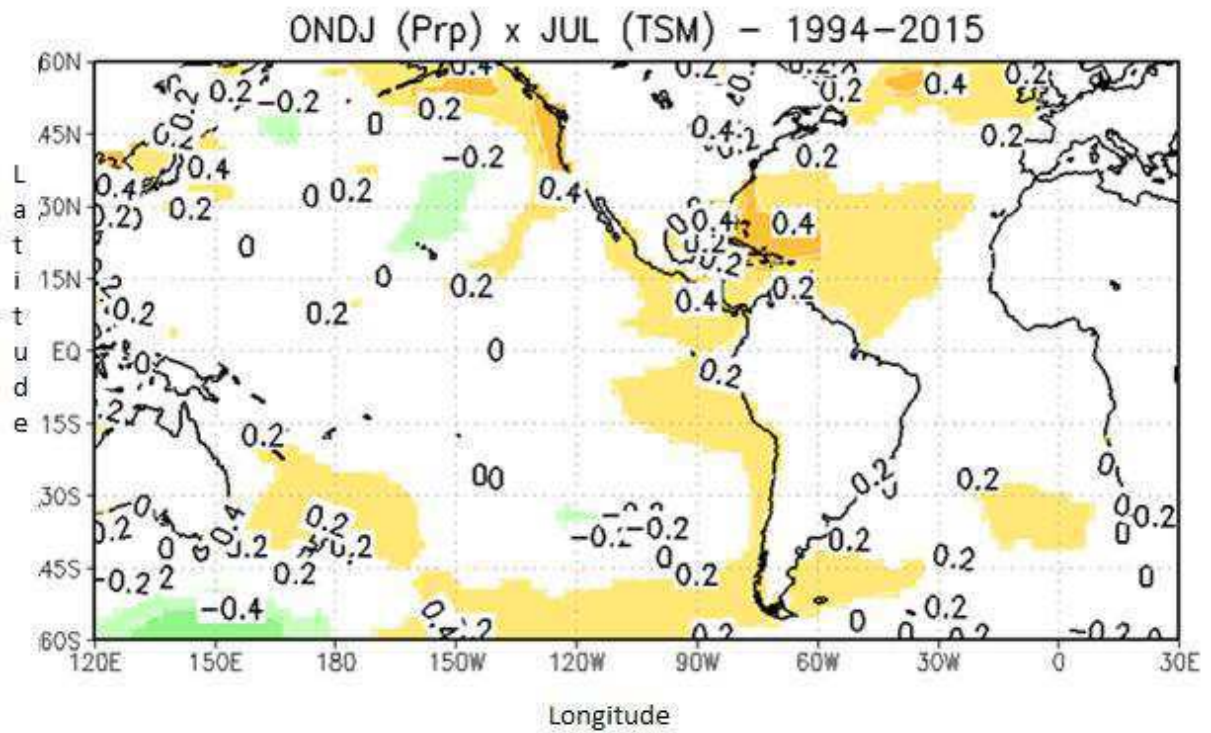


Figura 10 – Correlações entre as precipitações do grupo 1 e anomalias de TSM do mês de Julho, período de 1994 a 2016.

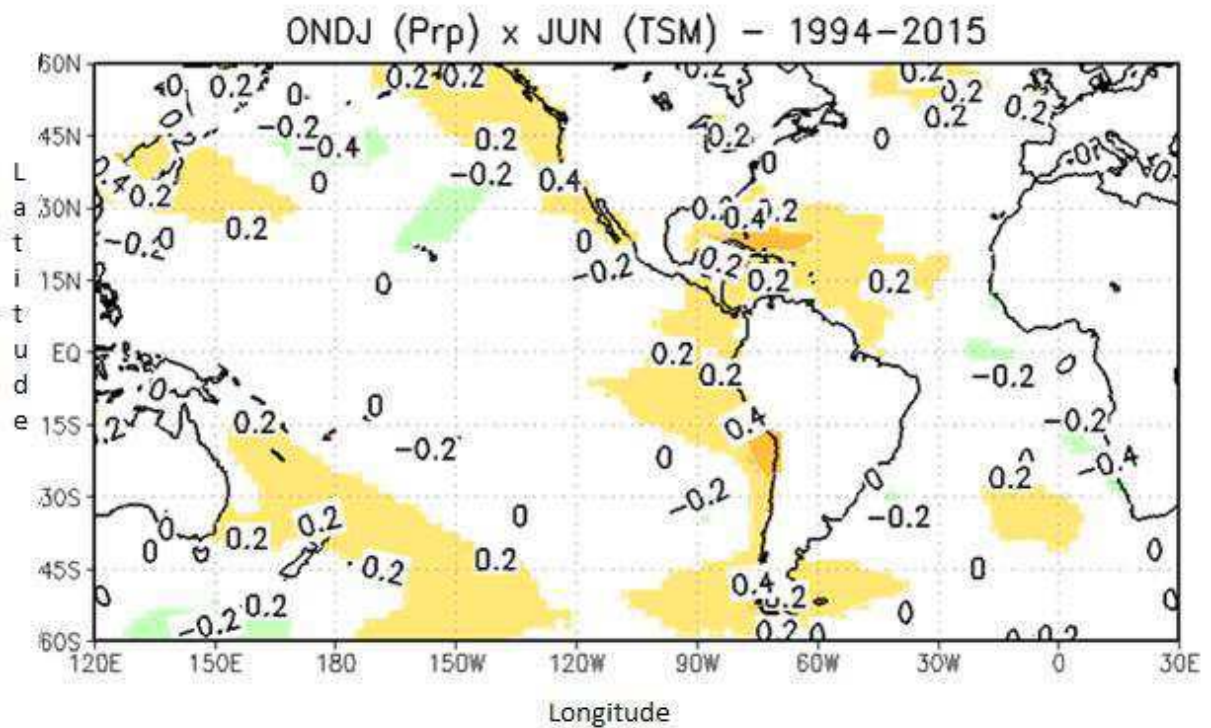


Figura 11 – Correlações entre as precipitações do grupo 1 e anomalias de TSM do mês de Junho, período de 1994 a 2016.

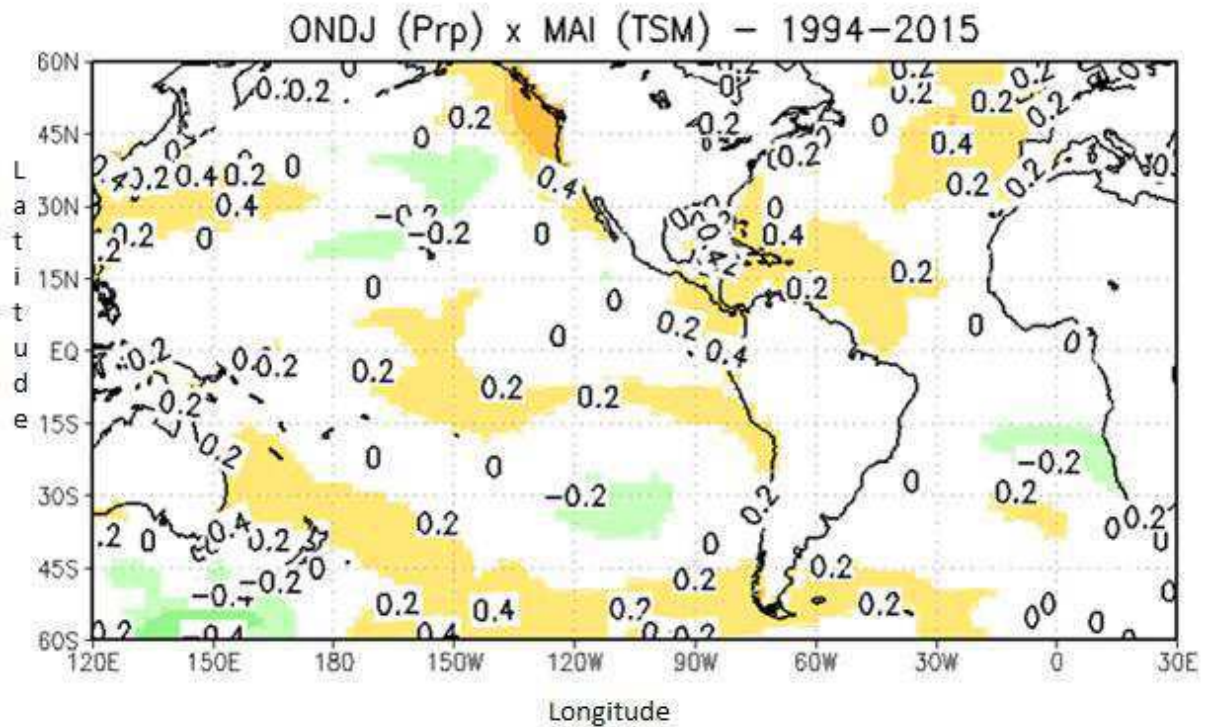


Figura 12 – Correlações entre as precipitações do grupo 1 e anomalias de TSM do mês de Maio, período de 1994 a 2016.

4.2.2 – Análise do grupo 2 (NDJF)

Os mapas de correlações dos Oceanos Pacífico e Atlântico, mostrado nas Figuras de 13 a 18, apresentam as correlações entre as anomalias de precipitação de NDJF e anomalias de TSMs para cada período de *lag*, ou seja, de novembro *lag* (0) a julho *lag* (5). Pode-se notar também nas figuras que as regiões dos Niños no Oceano Pacífico praticamente não aparecem nas correlações, e quando aparecem também é com um baixo valor de correlação, menor que 0,4. No oceano Pacífico Norte aparece apenas uma área de correlação negativa e é observada no mês de junho na latitude 45°N e longitude de 180°. Já as correlações positivas aparecem nos meses de junho, agosto, setembro, outubro e novembro entre as latitudes de 30°N a 40°N e longitudes de 140°E a 160°E. No mês de novembro aparece outro núcleo de correlação positiva entre as latitudes de 30°N a 40°N e entre as longitudes de 150°W a 170°W.

No oceano Atlântico Norte verifica-se apenas correlações positivas e, praticamente, nas mesmas áreas encontradas para a quadra chuvosa de ONDJ. Na área 1, ou seja, situada próximo à costa americana, entre as latitudes de 15°N a 30°N e as longitudes de 90°W a 60°W, as correlações aparecem em todos os meses. Já na área 2, ou seja, entre as latitudes de 40°N a

60°N e entre as longitudes de 20°W a 30°W, aparecem nos meses julho, agosto, setembro e outubro.

No oceano Pacífico Sul aparecem também apenas correlações positivas e são encontradas durante os meses de junho, julho, agosto e novembro. Essas correlações estão localizadas entre as latitudes de 25°S a 45°S e longitudes de 150°E a 180°.

No oceano Atlântico Sul não foram observadas correlações significativas acima 0,4 durante essa quadra chuvosa.

Como observado nas figuras de correlações da quadra ONDJ, a quadra NDJF também mostra, praticamente, as mesmas áreas de correlações. Com isso, ficando com a mesma explicação de influência na variabilidade de precipitação dessas áreas do Nordeste do Brasil devido aos fenômenos atuantes, como ODP/OMA/OA.

A precipitação no sul do NEB é influenciada, principalmente, pelos sistemas frontais (SF), ou seus restos (Kousky, 1979), além dos VCAN (Kousky & Gan, 1981). No início da primavera do Hemisfério Sul (HS), os SF posicionam sobre a América do Sul no sentido NW-SE, gerando a ZCAS, que permanecendo com atividade intermitente posicionada de 12°S a 15°S produz a estação chuvosa da região sul do NEB (Oliveira, 1986).

As OMJ oriundas do oceano Pacífico se propagam em direção ao NEB através da célula de Walker, chegando na Amazônia e formando a ZCAS. Com isso, intensificando as chuvas no sul e semiárido baiano (Siqueira, 2012). A precipitação de outubro a janeiro é principalmente modulada pela variabilidade da precipitação na Amazônia, pela localização da ZCAS, pela posição dos VCANs, e pelas anomalias de TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico (Chaves & Cavalcanti, 2001; Chaves & Nobre, 2004).

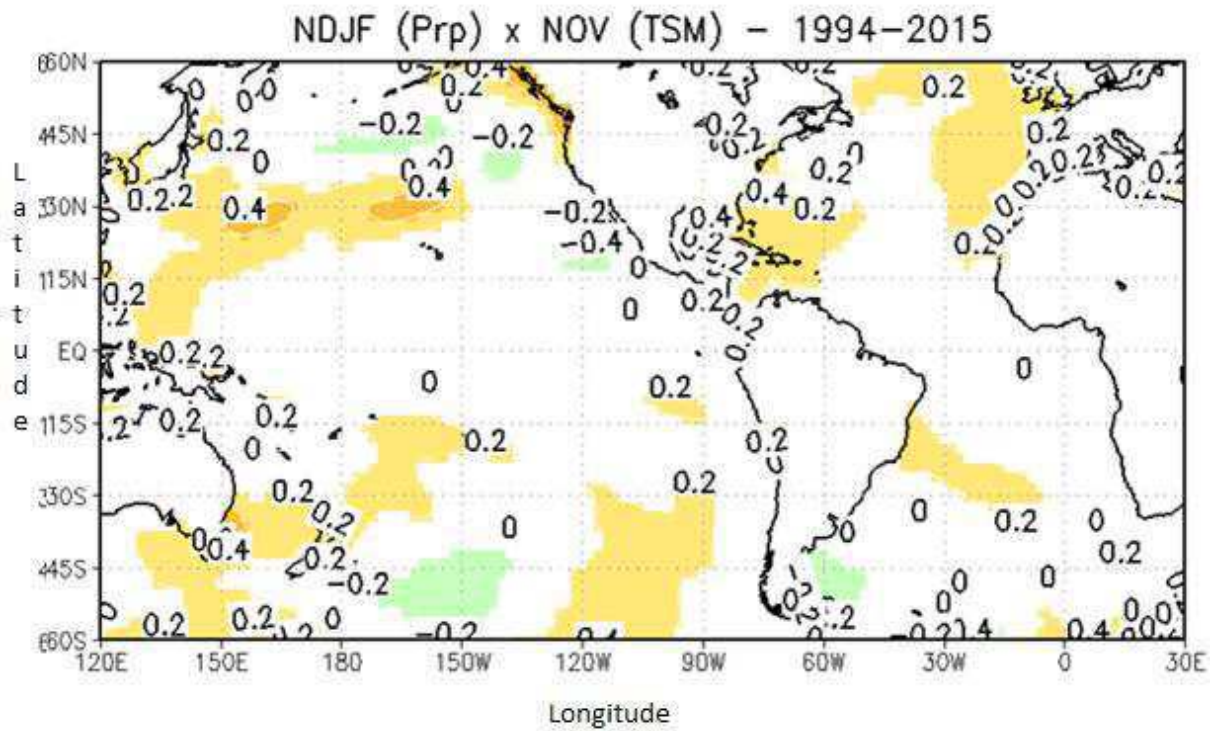


Figura 13 – Correlações entre as precipitações do grupo 2 e anomalias de TSM do mês de Novembro, períodos de 1994 a 2016.

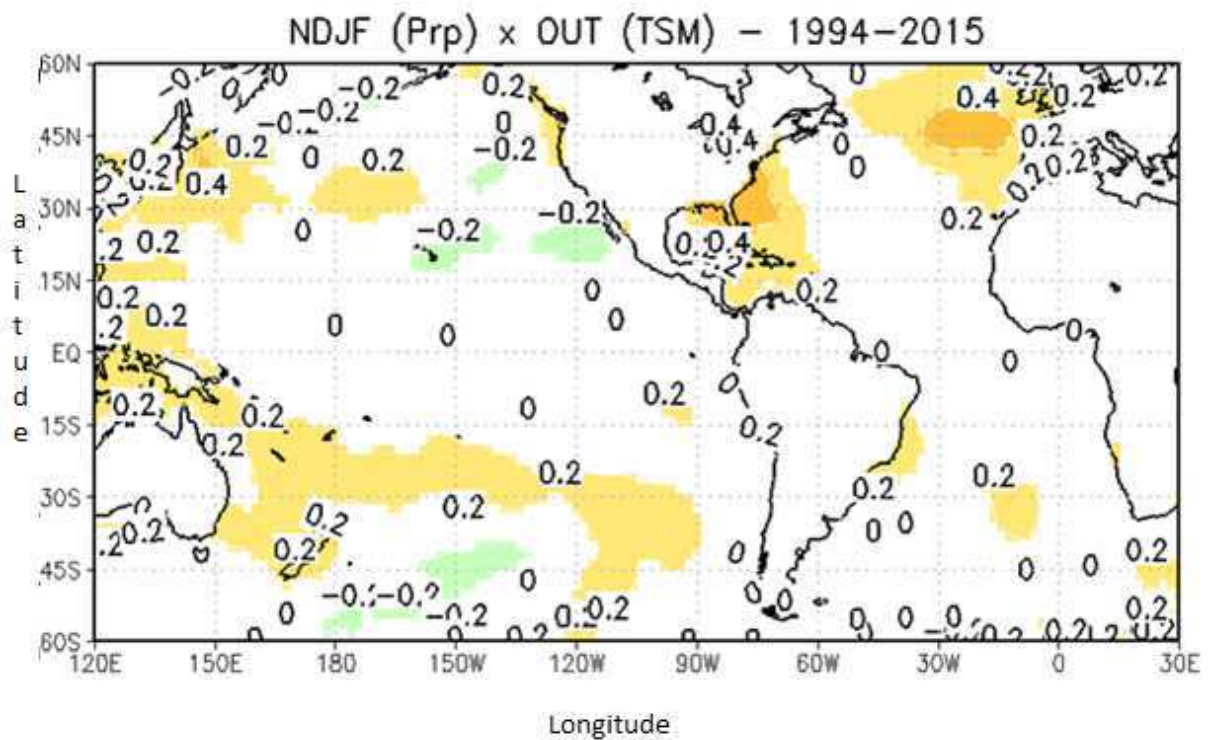


Figura 14 – Correlações entre as precipitações do grupo 2 e anomalias de TSM do mês de Outubro, período de 1994 a 2016.

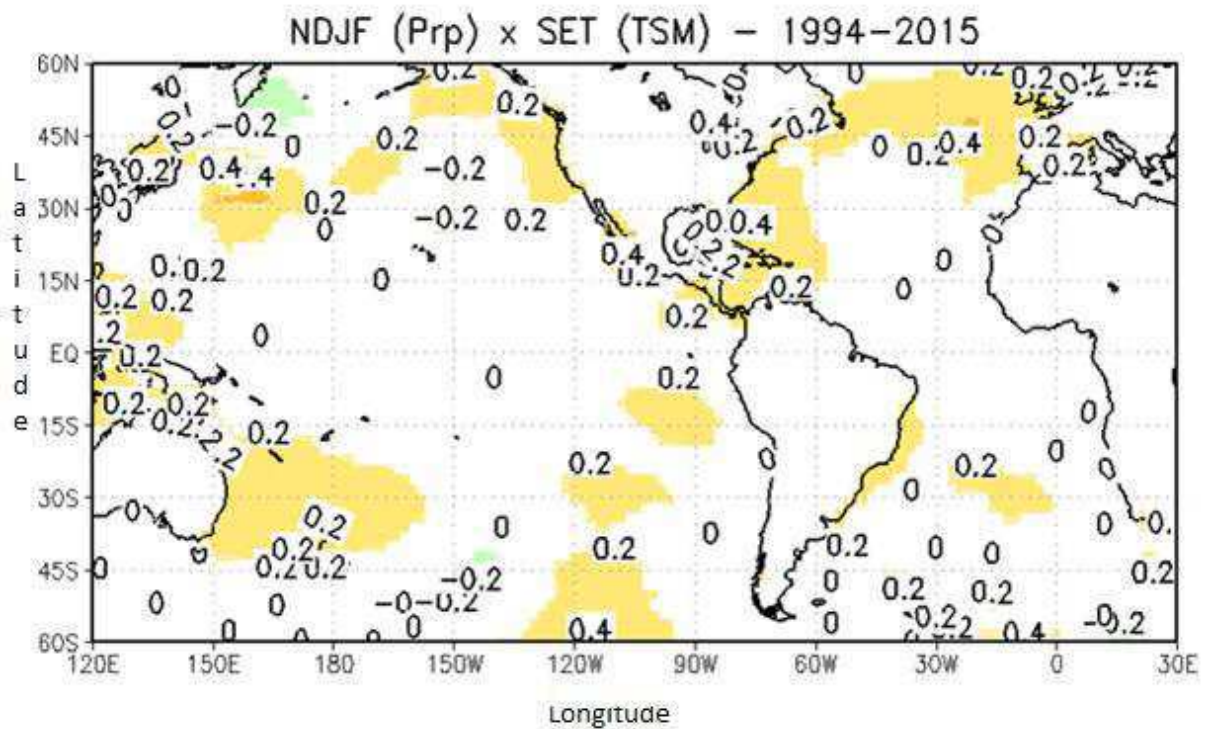


Figura 15 – Correlações entre as precipitações do grupo 2 e anomalias de TSM do mês de Setembro, período de 1994 a 2016.

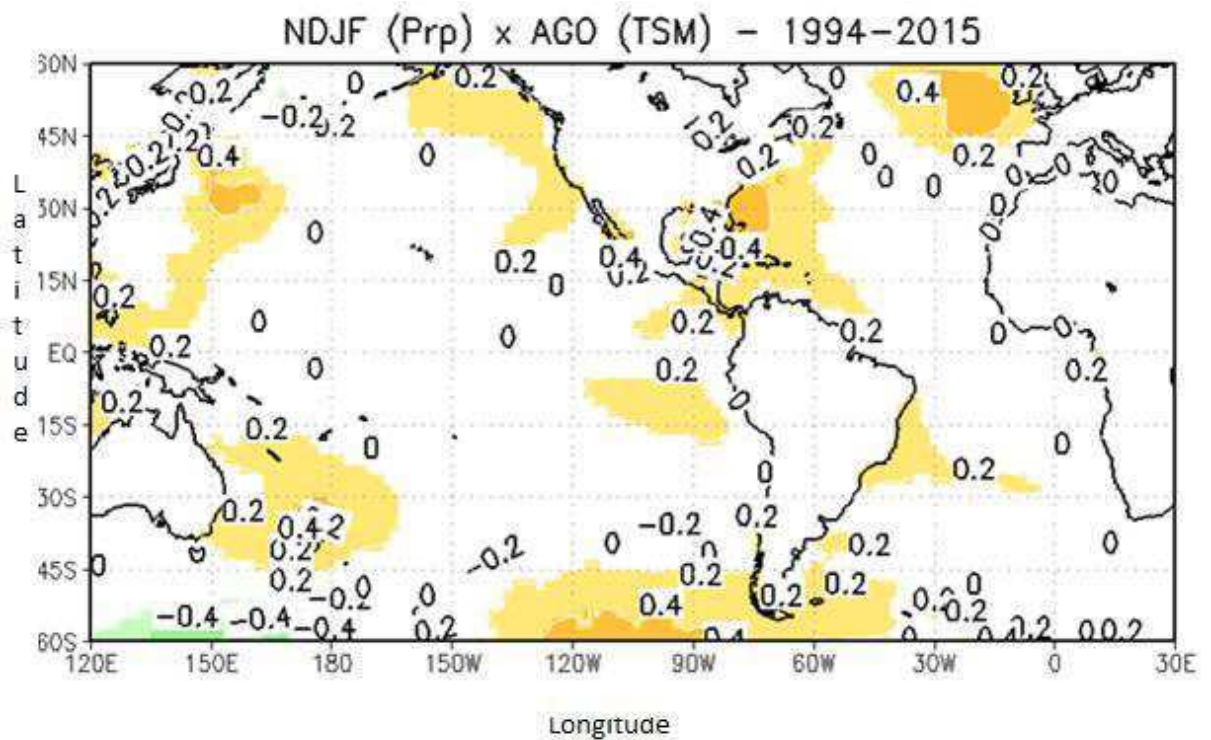


Figura 16 – Correlações entre as precipitações do grupo 2 e anomalias de TSM do mês de Agosto, período de 1994 a 2016.

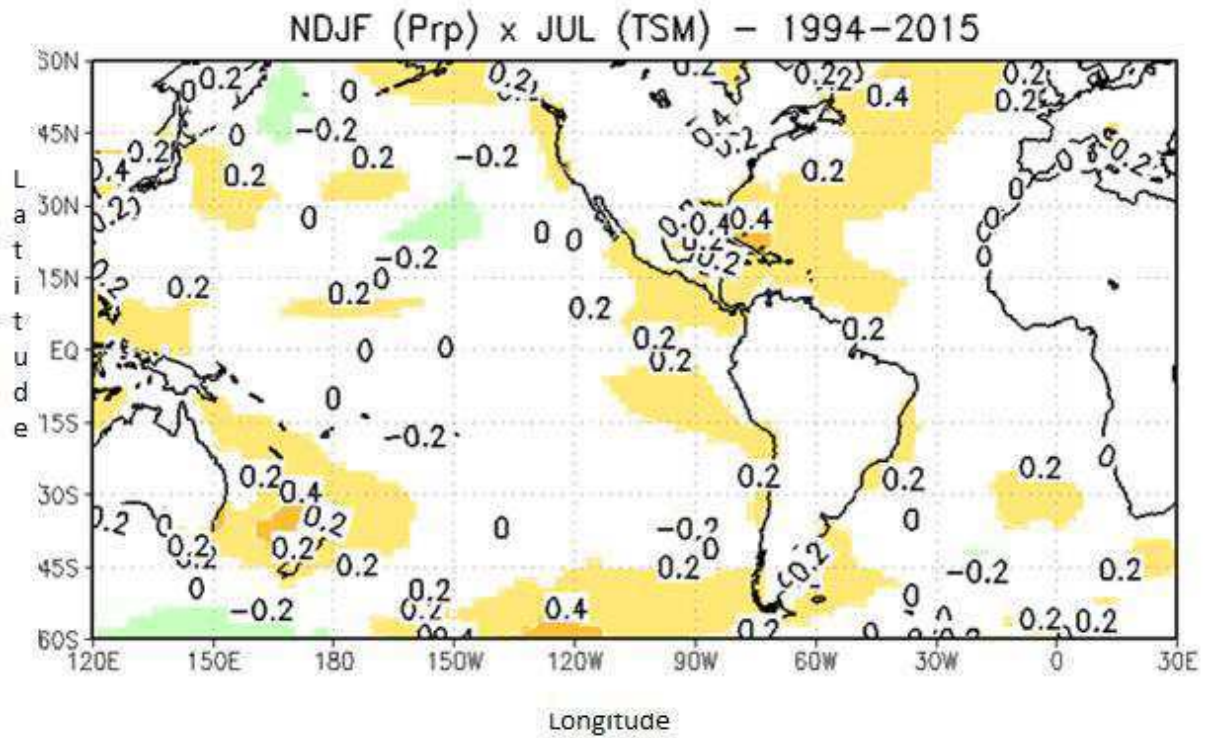


Figura 17 – Correlações entre as precipitações do grupo 2 e anomalias de TSM do mês de Julho, período de 1994 a 2016.

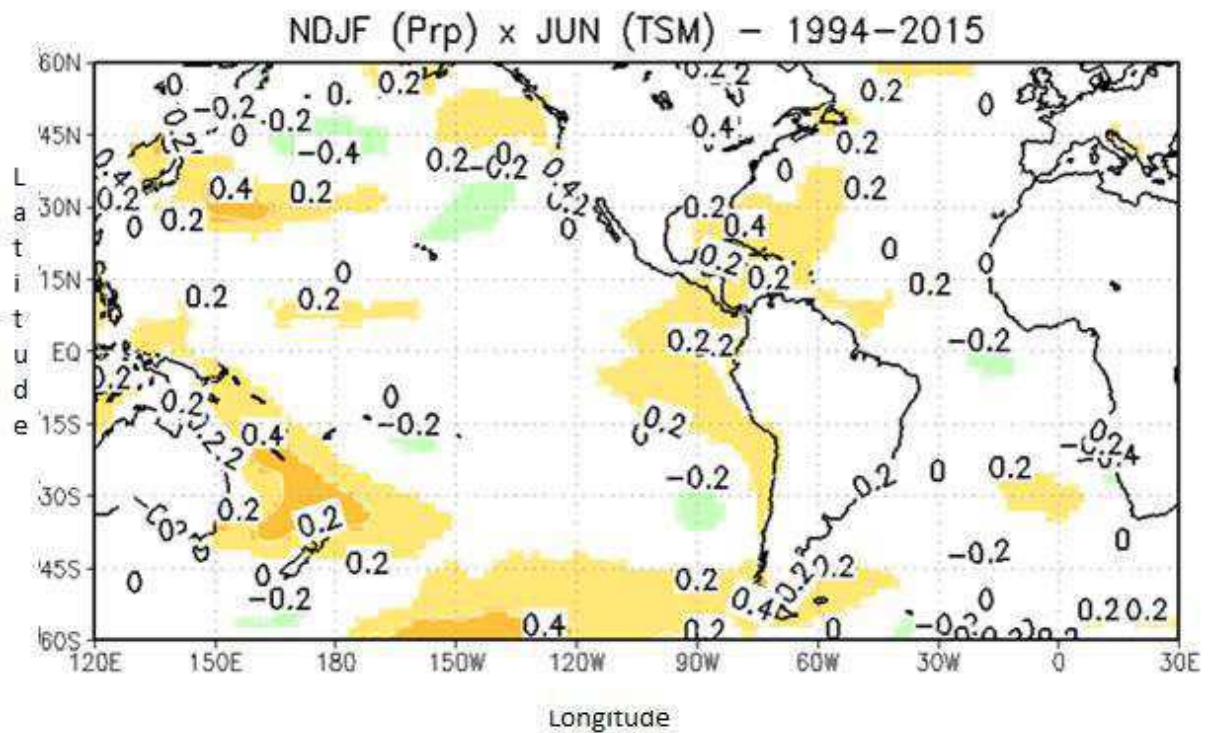


Figura 18 – Correlações entre as precipitações do grupo 2 e anomalias de TSM do mês de Junho, período de 1994 a 2016.

4.2.3 – Análise do grupo 3 (DJFM)

Os mapas de correlações dos Oceanos Pacífico e Atlântico, apresentado nas Figuras de 19 a 24, mostram as correlações entre as anomalias de precipitação de DJFM e anomalias de TSMs para cada período dos *lags* analisados neste estudo, ou seja, dezembro (*lag* (0) a julho *lag* (5). Pode-se notar também das figuras que as regiões clássicas dos fenômenos El Niño no Oceano Pacífico praticamente não aparecem nas correlações, e quando aparecem, como já visto nas análises anteriores, é com um baixo valor de correlação ($< 0,4$). Também são observadas correlações com áreas maiores e com sinal maior do que as encontradas anteriormente nos dois oceanos.

Por exemplo, no oceano Pacífico Norte encontramos áreas de correlações positivas (todos os meses) e negativas (dezembro). A área negativa está localizada entre as latitudes de 35°N a 45°N e entre as longitudes de 180° a 150°W. Para as correlações positivas aparecem duas áreas, a primeira área está localizada entre as latitudes de 15°N a 35°N e entre as longitudes de 120°E a 160°W, e são observadas em todos os meses; já a segunda área está localizada entre as latitudes de 45°N a 60°N e entre a longitude de 150°W até à costa americana, e são observadas nos meses de agosto, setembro, outubro, novembro e dezembro.

No oceano Atlântico Norte aparece uma correlação positiva de até 0,6 na área 1, entre as latitudes situada próximo à costa americana, entre as latitudes de 15°N a 30°N e as longitudes de 90°W a 60°W, nos meses de outubro, novembro e dezembro. Já na área 2, ou seja, entre as latitudes de 40°N a 60°N e entre as longitudes de 20°W a 30°W, aparecem correlações de até 0,4, durante os meses julho, agosto, setembro e outubro.

Kayano & Andreoli (2004) mostraram que a ligação do NEB com as relações da ODP/OAN/OMA é indicativa de que a relação entre a as variações PNM na região da OAN e a precipitação do NEB proposta por Namias (1972) é parte da variabilidade climática decadal que conecta o ODP no Pacífico tropical com a precipitação do NEB através da atmosfera extratropical do Hemisfério Norte. Namias (1972) relacionou as secas (enchentes) no NEB à atividade ciclônica fraca (forte) na área da Groelândia e a atividade anticiclônica na região dos Açores, através das mudanças associadas no anticiclone Subtropical do Atlântico Norte e nos ventos alísios de nordeste. As anomalias de circulação obtidos por Namias (1972) se assemelham ao padrão de teleconexões da OAN.

Essa quadra chuvosa é influenciada pela pelos VCAN e a ZCIT, além da perturbação provocada pela OMJ (Kousky & Gan, 1981; Kousky & Kayano, 1994). Essas contribuições dependem principalmente como se comportam as TSM nos oceanos Pacífico e Atlântico.

Quando a OMJ está na sua fase positiva e está passando sobre o NEB, observa-se uma intensificação da nebulosidade convectiva sobre a região e pode haver uma associação com a ZCIT (Kousky & Kayano, 1994).

As correlações encontradas no oceano Pacífico Sul são todas positivas e estão localizadas em duas áreas, a primeira área situa-se próximo a Austrália, entre as latitudes de 15°S a 45°S e entre as longitudes de 150°E a 180°, que aparece em todos os meses e; a segunda entre as latitudes de 15°S a 45°S e entre as longitudes de 90°W a 160°W.

Os primeiros trabalhos que identificaram a oscilação de 30-60 dias, ou OMJ, foi no início da década de 70 (Madden & Julian, 1971; 1972). Weickmann (1985), utilizando dados de radiação de Ondas Longas (ROL) e ventos em 250hPA, através de análise estatística (análise espectral e espectral cruzada), concluíram que as flutuações no campo de ROL, com períodos de 28-72 dias, estão localizadas desde o Equador até 15°S e estendem-se de 60°E a 160°E, propagando-se com uma velocidade aproximadamente 5m/s. Weickmann (1983) sugeriu que estas oscilações são as componentes mais importantes das variações intrasazonais da convecção tropical e propagam-se orientadas no sentido oeste-leste sobre o oceano Índico diminuindo a sua intensidade quando atinge a Indonésia e o Pacífico equatorial central. Quando o centro do dipolo está sobre o norte da Austrália até a Nova Zelândia. Esta oscilação afeta fortemente as flutuações na Célula de Walker sobre o Pacífico e a Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS).

No oceano Atlântico Sul também aparecem duas áreas de correlações positivas uma próximo à costa africana, entre as latitude do equador e 15°S; e a segunda área próximo à costa sudeste do Brasil, entre as latitudes de 15°S a 35°S e com uma língua se estendendo até a longitude de 0°.

Alguns autores também mostram que a ZCAS é influenciada por uma oscilação intrasazonal denominada de Pacífico-Atlântico-Sul (PAS) e que indica dois modos: um de variabilidade de 21-26 dias e outro de 36-40 dias (Mo & White, 1985). Mo & White (1985) sugeriram que a circulação atmosférica do Hemisfério Sul tem apresentado transições entre circulações zonalmente simétricas e circulações de estrutura horizontal. Esses pesquisadores analisaram através da PNM uma configuração na estrutura horizontal em diferentes fases entre latitudes baixas, médias e altas, com forte relação com os deslocamentos das correntes de jatos.

Rodrigues et al. (2011; 2015), mostram El Niños tipo Modoki (aquecimento anômalo da zona central do Pacífico Equatorial) geram uma fase negativa do Dipolo do Atlântico Sul, que é caracterizado por anomalias de TSM de sinais opostos ao norte e sul de uma linha nodal estendendo-se aproximadamente ao longo de 30°S (Venegas et al., 1997; Sterl & Hazeleger,

2003). A fase negativa desse dipolo é caracterizada por anomalias quentes ao norte (no Atlântico Tropical) e anomalias frias na parte sul (região subtropical). A fase positiva, que está associada a anomalias quentes na parte sul, parece estar ligada a forte manifestação da ZCAS, resultando em chuvas torrenciais para a região sul do NEB.

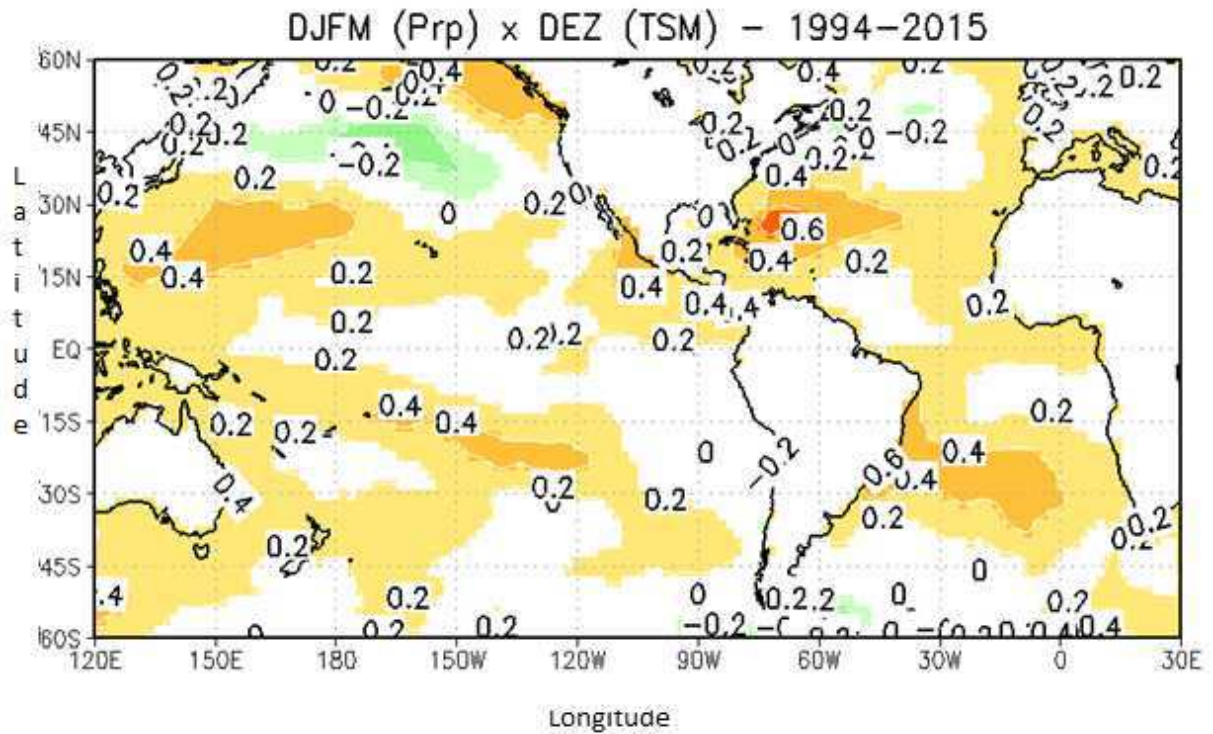


Figura 19 – Correlações entre as precipitações do grupo 3 e anomalias de TSM do mês de Dezembro, período de 1994 a 2016.

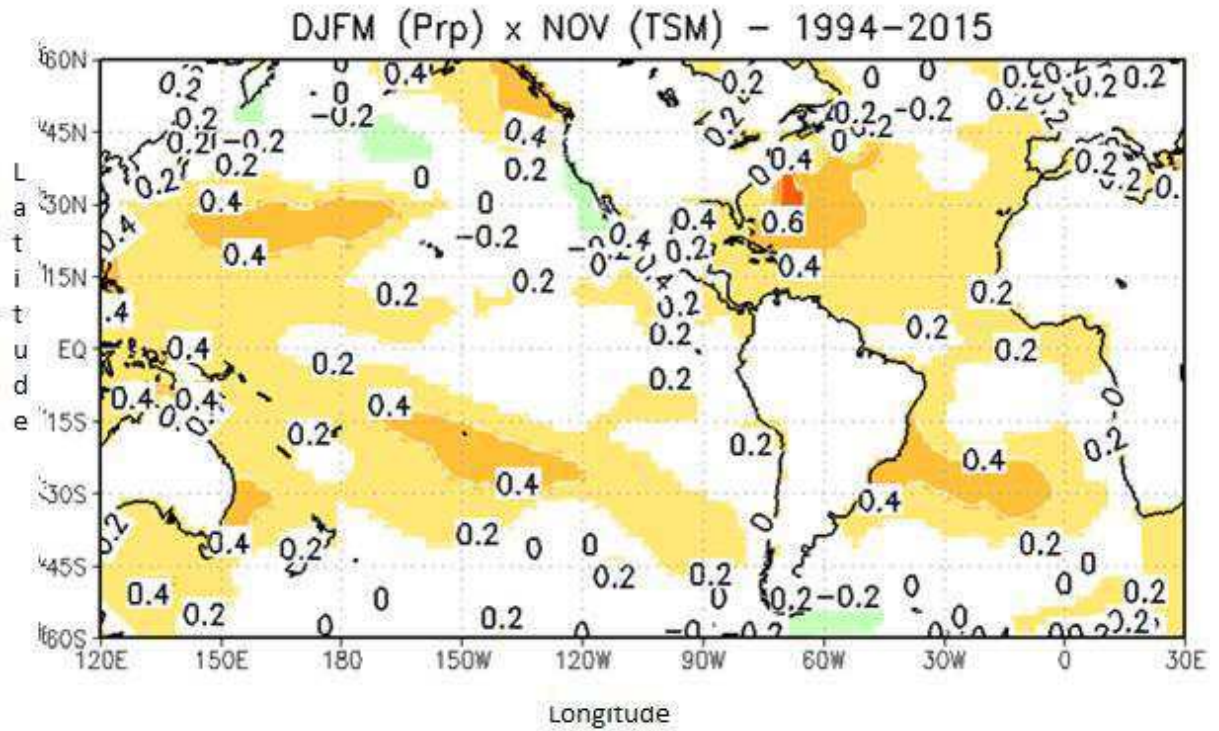


Figura 20 – Correlações entre as precipitações do grupo 3 e anomalias de TSM do mês de Novembro, período de 1994 a 2016.

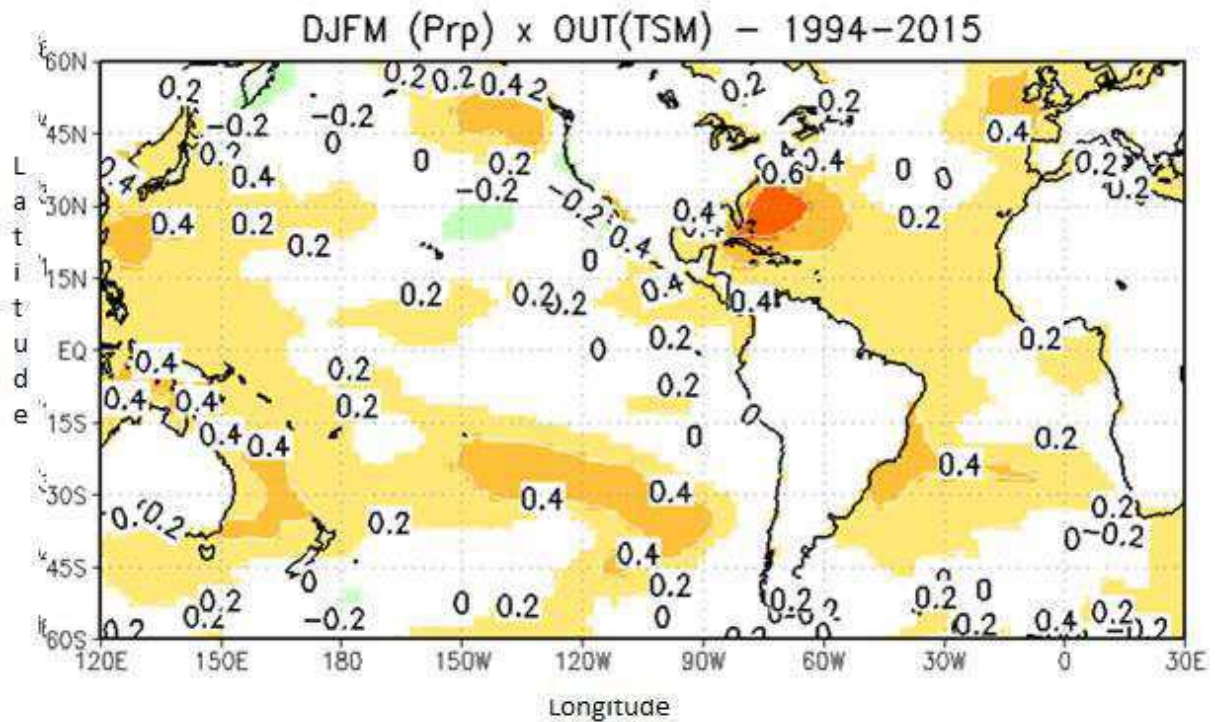


Figura 21 – Correlações entre as precipitações do grupo 3 e anomalias de TSM do mês de Outubro, médias de 1994 a 2016.

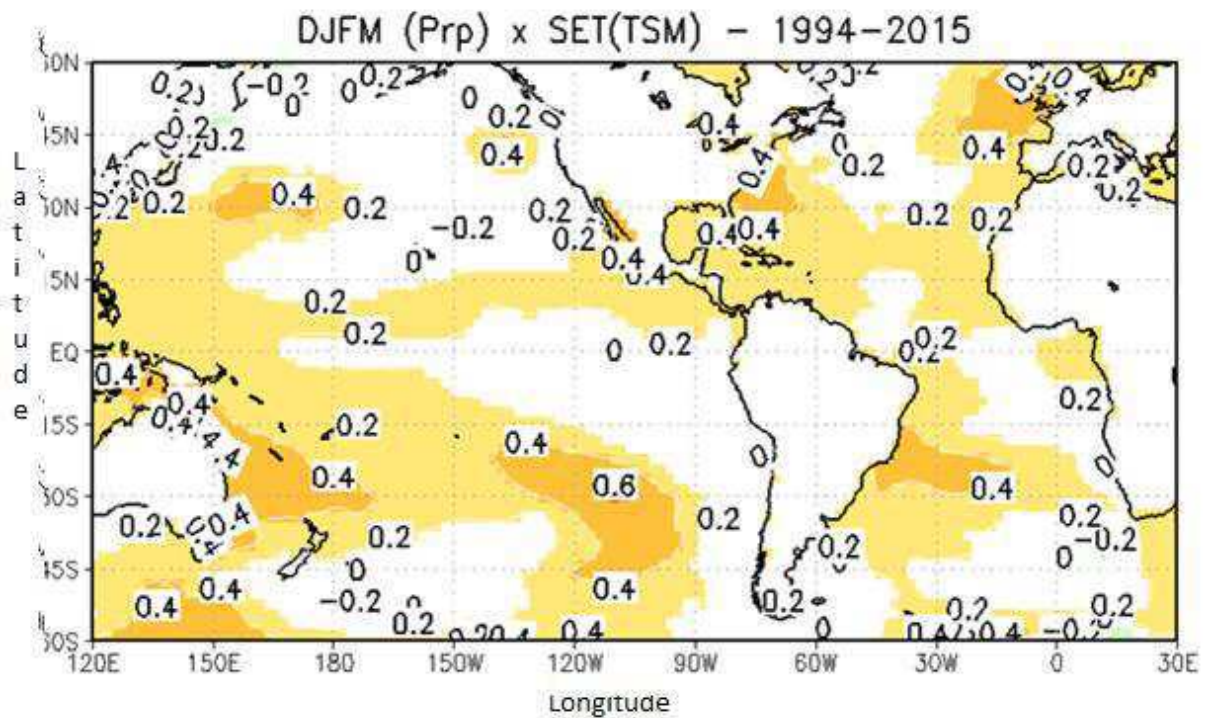


Figura 22 – Correlações entre as precipitações do grupo 3 e anomalias de TSM do mês de Setembro, período de 1994 a 2016.

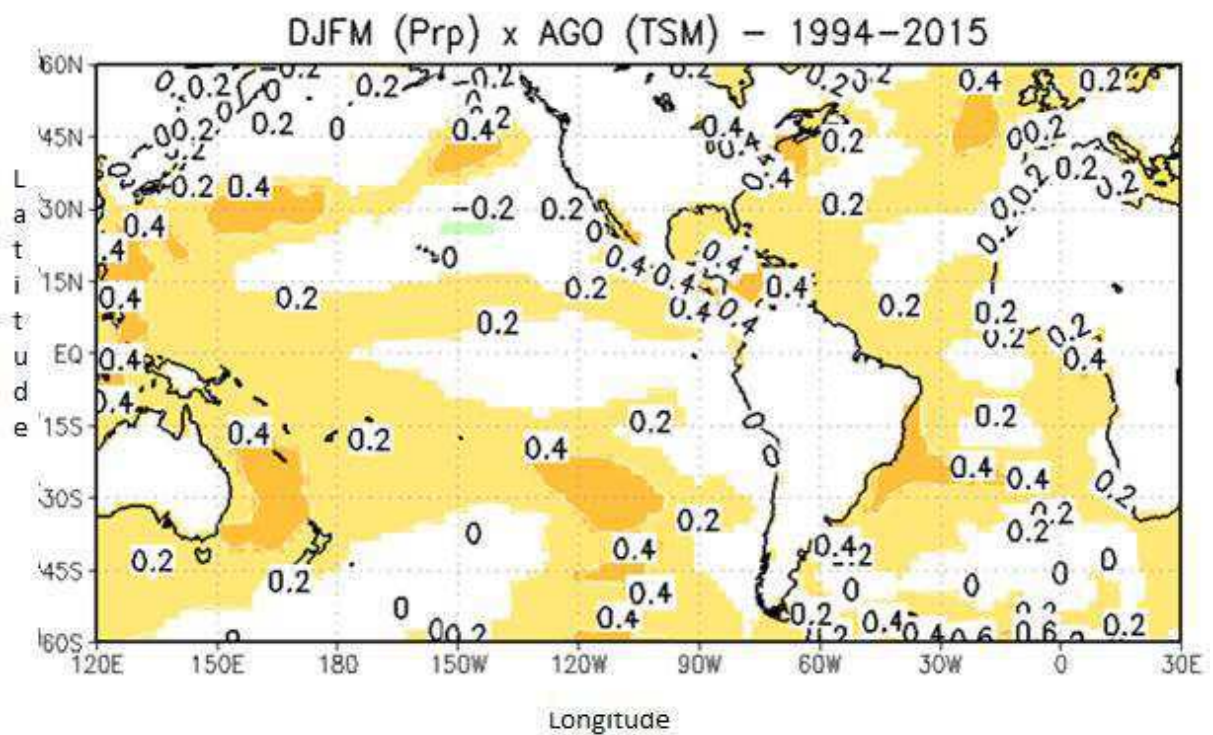


Figura 23 – Correlações entre as precipitações do grupo 3 e anomalias de TSM do mês de Agosto, período de 1994 a 2016.

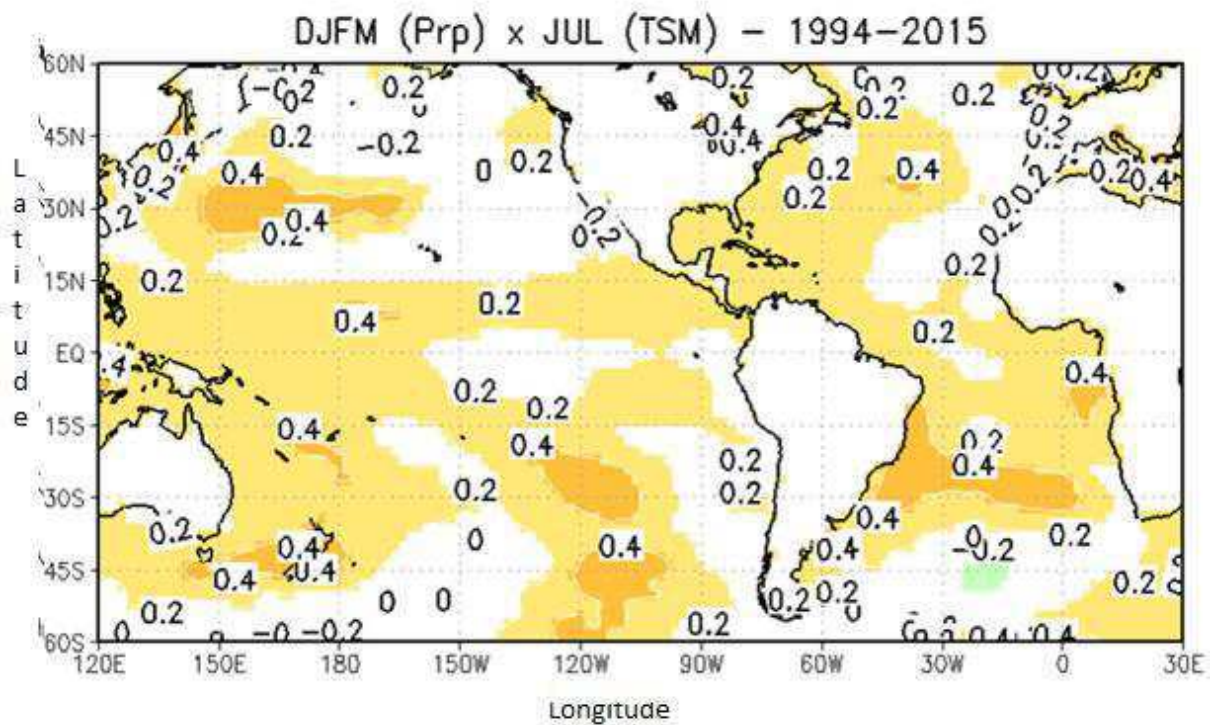


Figura 24 – Correlações entre as precipitações do grupo 3 e anomalias de TSM do mês de Julho, período de 1994 a 2016.

4.2.4 – Análise do grupo 4 (JFMA)

Os mapas de correlações dos Oceanos Pacífico e Atlântico, mostrados nas Figuras de 25 a 30, apresentam as correlações entre as anomalias de precipitação de JFMA e anomalias de TSMs para cada período de *lag* analisado nesse estudo, ou seja, de janeiro *lag* (0) a agosto *lag* (5). Nessa quadra chuvosa aparece uma área de correlação negativa ($r > |0,4|$ com significância estatística de $p < 0,05$), de acordo com o teste t-Student, na área do Niño 3,4, durante o mês de janeiro. Analisando a área do Atlântico tropical verifica-se um deslocamento de uma área de correlação positiva, ou seja, TSM mais quente, inicialmente próximo à costa africana em direção ao continente sul americano, próximo à costa do NEB.

Alguns núcleos de correlações positivas acima de 0,6 são observados nessa quadra chuvosa. Por exemplo, nos meses de outubro (Atlântico Norte e Pacífico Norte), dezembro (Atlântico Norte) e janeiro (Atlântico Sul e Pacífico Norte).

As contribuições das precipitações nessa quadra chuvosa dependem principalmente como se comportam as TSM nos oceanos Pacífico e Atlântico. Neste caso, o ENOS, a ODP e a OMA modulam as células zonal (Walker) e meridional (Hadley) que existem devido aos fortes gradientes leste-oeste e norte-sul da TSM e da estrutura térmica subjacente dos oceanos Pacífico

e Atlântico, assim como o aquecimento das regiões tropicais continentais (McPhaden, 2002). Já o papel independente das TSM no Atlântico Sul tropical na precipitação no NEB é provavelmente mais uma indicação da variabilidade independente da TSM em ambos os lados do Atlântico tropical sugerida por vários autores (Houghton & Tourre, 1992; Andreoli & Kayano, 2004).

As áreas de correlações dessa quadra chuvosa são consistentes com os efeitos dos modos dominantes acoplados oceano-atmosfera da variabilidade interanual no Pacífico tropical, Atlântico tropical e Atlântico Sul (Diaz et al., 2001). Timmermann et al., 2007 também mostraram que a fase fria (quente) da OMA está associada a variabilidade do ENOS forte (fraca) e a magnitude reduzida (aumentada) do ciclo anual da TSM no Pacífico tropical leste. Logo, a OMA afeta as chuvas na América do Sul, incluindo o NEB, do mesmo modo como afeta a variabilidade do ENOS.

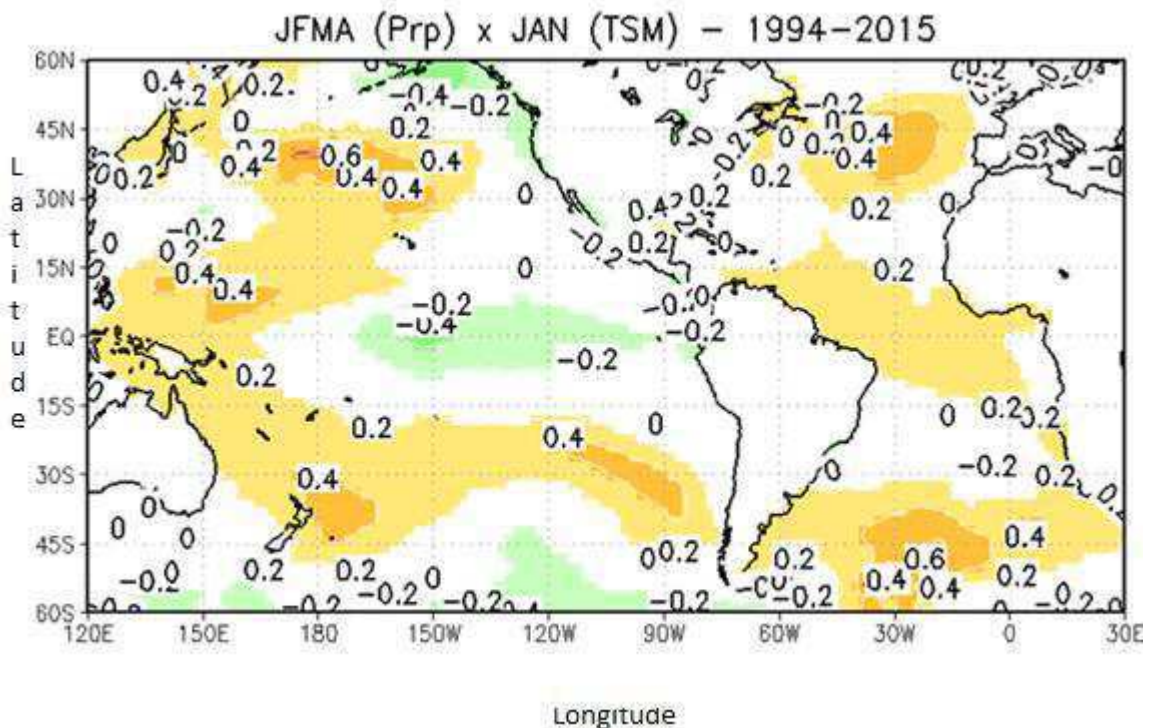


Figura 25 – Correlações entre as precipitações do grupo 4 e anomalias de TSM do mês de Janeiro, período de 1994 a 2016.

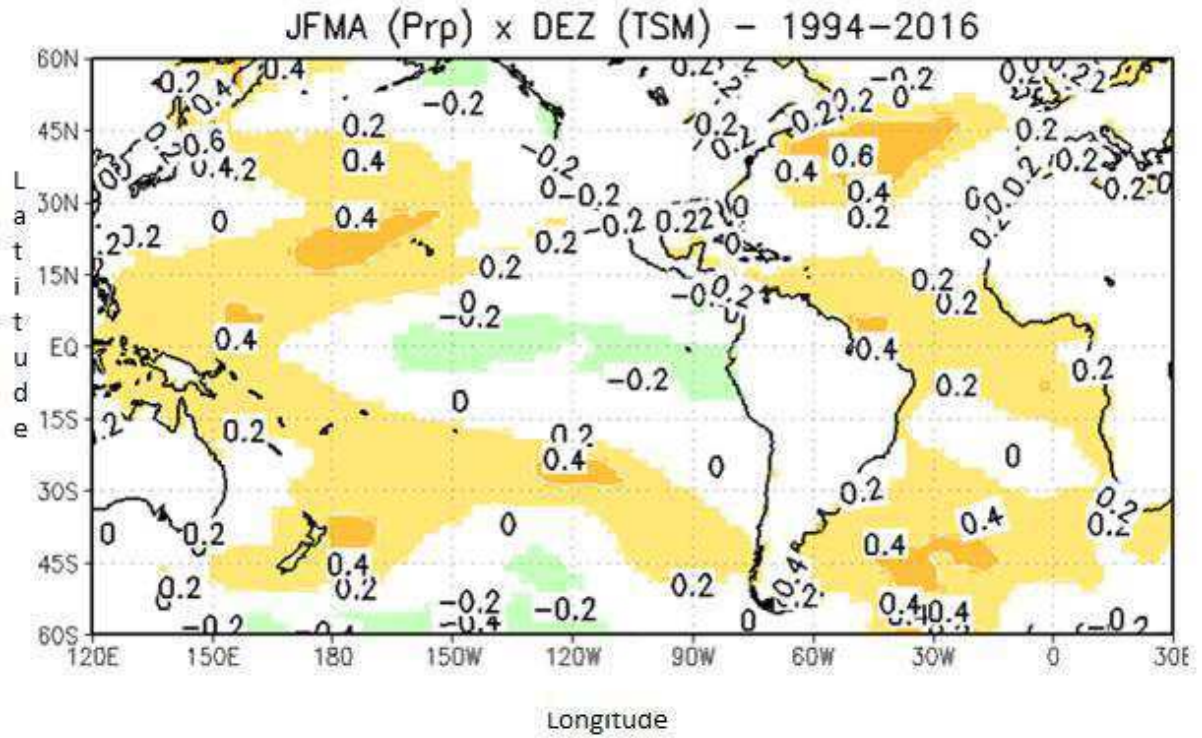


Figura 26 – Correlações entre as precipitações do grupo 4 e anomalias de TSM do mês de Dezembro, período de 1994 a 2016.

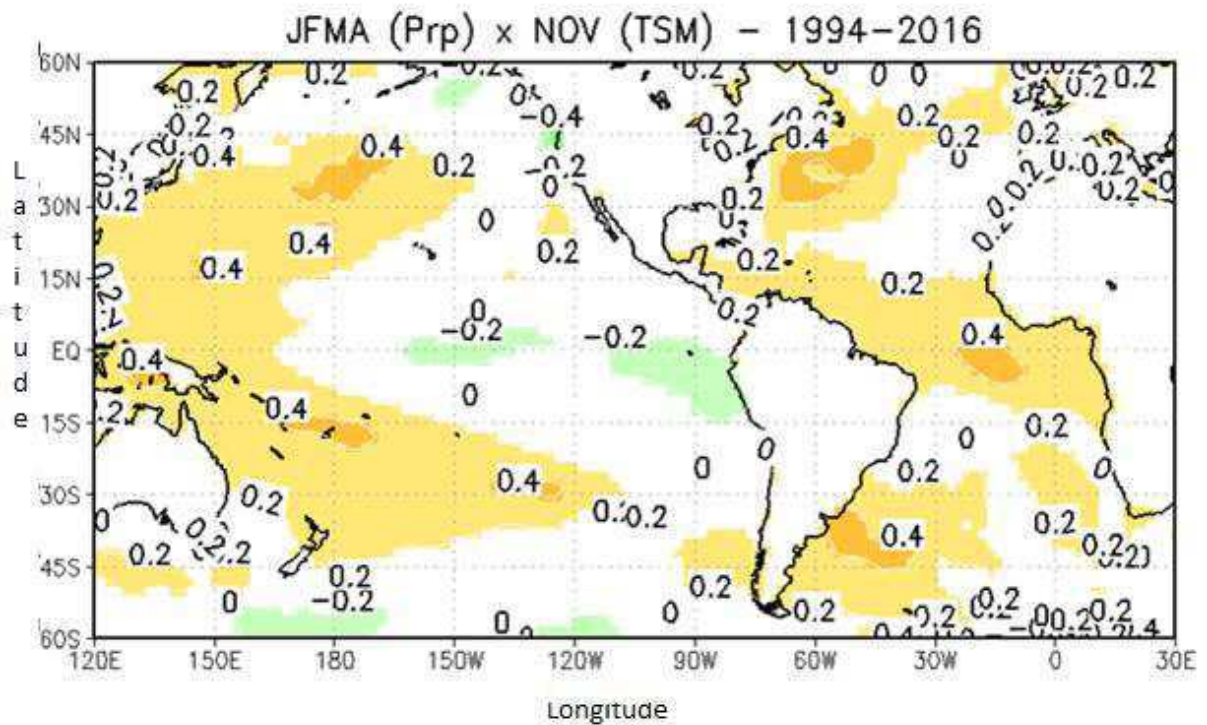


Figura 27 – Correlações entre as precipitações do grupo 4 e anomalias de TSM do mês de Novembro, período de 1994 a 2016.

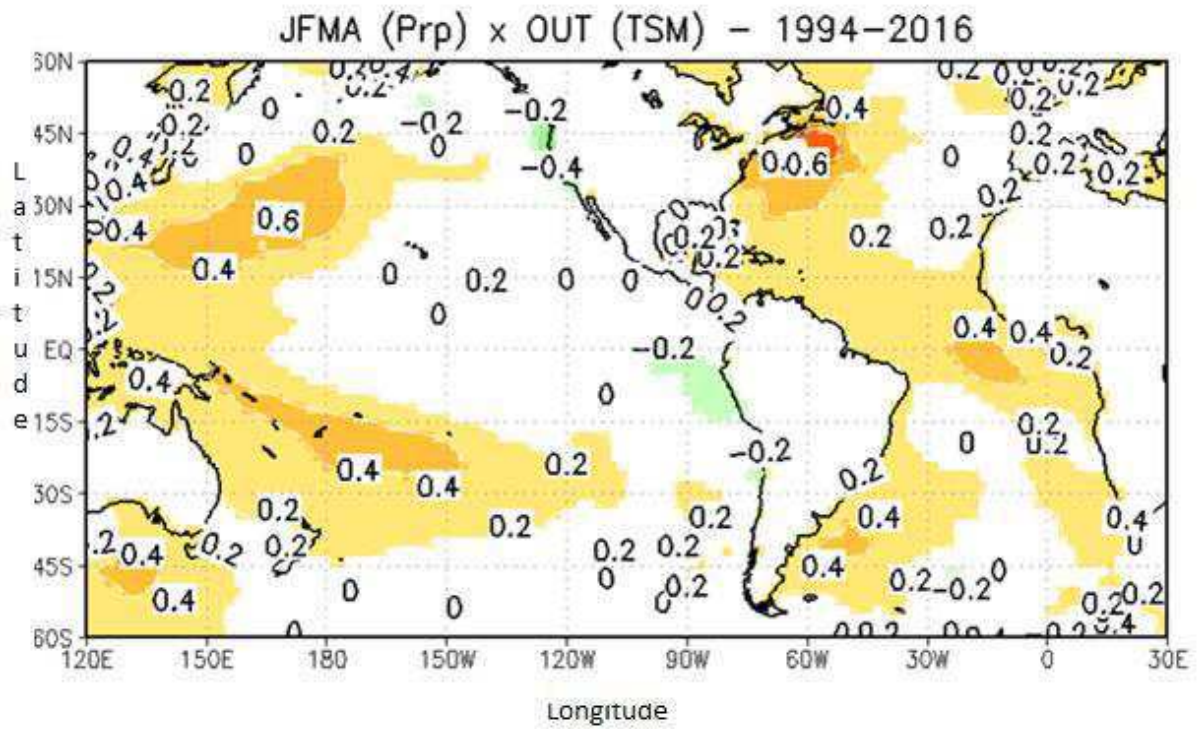


Figura 28 – Correlações entre as precipitações do grupo 4 e anomalias de TSM do mês de Outubro, período de 1994 a 2016.

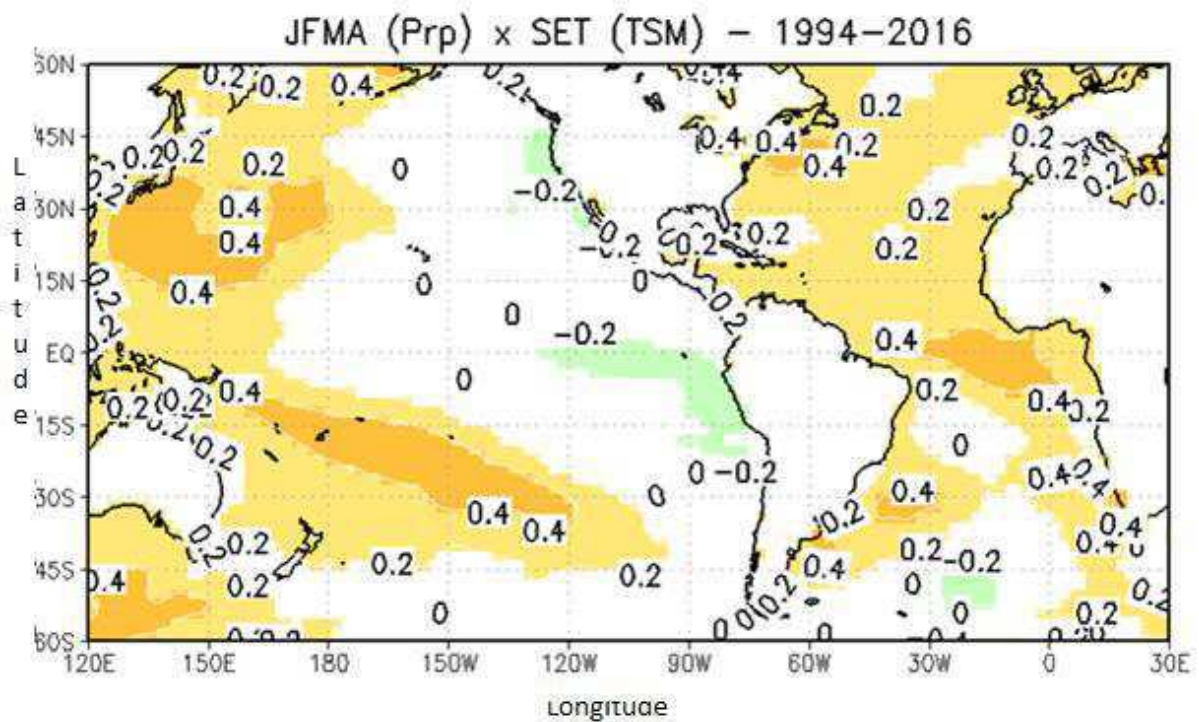


Figura 29 – Correlações entre as precipitações do grupo 4 e anomalias de TSM do mês de Setembro, período de 1994 a 2016.

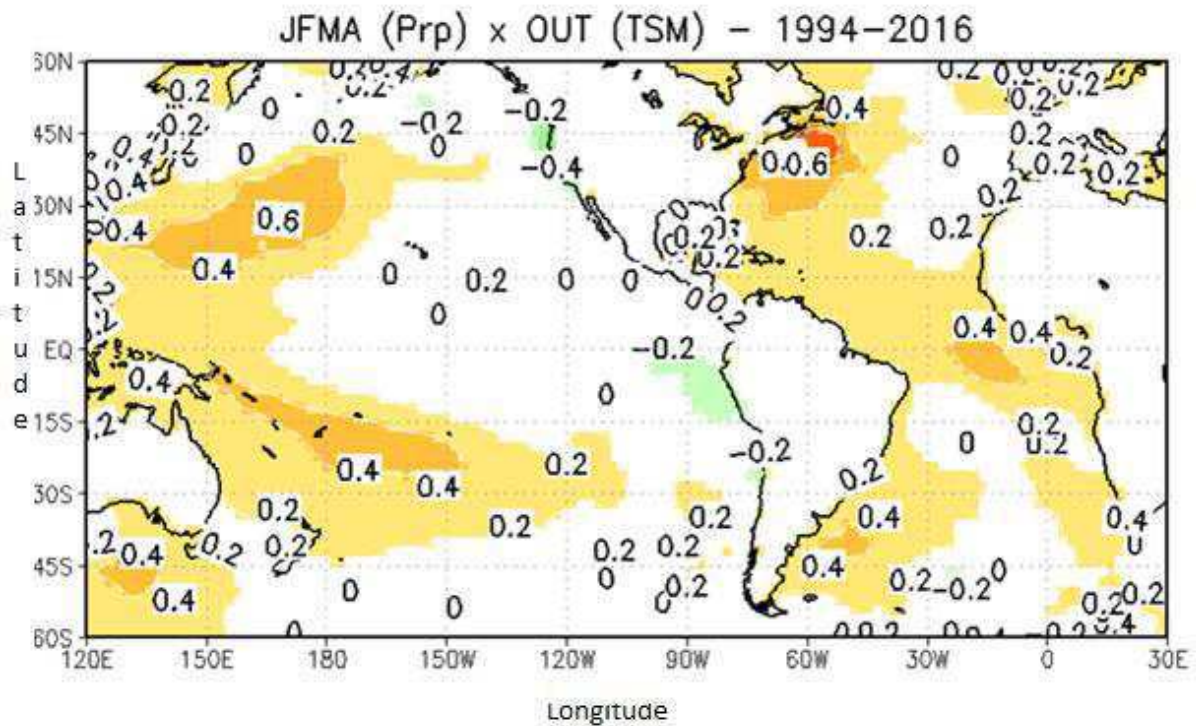


Figura 30 – Correlações entre as precipitações do grupo 4 e anomalias de TSM do mês de Agosto, período de 1994 a 2016.

4.2.5 – Análise do grupo 5 (FMAM)

Os mapas de correlações dos Oceanos Pacífico e Atlântico, exibidos nas Figuras de 31 a 36, apresentam as correlações entre as anomalias de precipitação de FMAM e anomalias de TSMs para cada período de *lag*, ou seja, de fevereiro *lag* (0) a setembro *lag* (5). Nessa quadra chuvosa também aparece correlação negativa na área do Niño 3,4 observada nos meses de janeiro e fevereiro, próximo a longitude 150°W na linha do Equador. No Pacífico Tropical observa-se uma configuração específica da ODP com o ENOS, na fase negativa.

No oceano Atlântico Norte as correlações positivas aparecem nos meses de novembro a fevereiro, com um centro próximo entre as latitudes de 30°N a 45°N e as longitudes de 30°W e 60°W. No Atlântico Sul as correlações também são positivas e aparecem apenas nos meses de janeiro e fevereiro entre as latitudes de 45°S a 60°S e as longitudes de 60°W e 30°E.

No oceano Pacífico observa-se uma configuração de ODP com o ENOS, de fase negativa, principalmente nos meses de janeiro e fevereiro.

Vários estudos mostram evidências de que tanto a OMA quanto a ODP modulam a variabilidade climática interanual em muitas regiões do Globo. As teleconexões entre a ODP e o ENOS modulam sobre a América do Norte (Gershunov & Barnett, 1998) América do Sul

(Andreoli & Kayano, 2005; Andreoli & Kayano, 2007; Garcia & Kayano, 2008) e os sistemas de moções da Índia (Krishnan & Sugi, 2003).

Kayano et al. (2018), mostraram que a ODP e a OMA influenciam de diferentes maneiras as teleconexões relacionadas à La Niña na América do Sul. As origens de baixas frequência nos oceanos Pacífico e Atlântico desempenham um papel importante na modulação das células de Walker e Hadley relacionadas ao La Niña e no padrão de trem de ondas de Rossby no Hemisfério Sul. Onde mostram um padrão de anomalias de TSM relacionadas ao La Niña durante o verão Austral para origens distintas de baixa frequência. O resfriamento (aquecimento) anômalo da superfície do mar de baixa frequência no Pacífico tropical durante a fase fria da ODP (quente da ODP) favorece (impede) o estabelecimento das anomalias negativas da TSM relacionadas ao La Niña neste setor oceano.

Assim, os padrões de anomalias de TSM relacionados ao La Niña no Pacífico tropical de origens da fase fria da ODP são meridionalmente mais extensos e mais fortes do que aquelas de origens da fase quente da ODP. Com relação as porcentagens mais altas e mais baixas dos anos que experimentaram eventos de La Niña ocorreram durante as origens das fases quente da OMA/fases fria da ODP e fases fria da OMA/fases quente da ODP, respectivamente (Kayano et al., 2018).

Dong et al. (2006) encontraram uma fraca variabilidade do ENOS durante a fase quente da ODP. Kayano & Capistrano (2014) encontraram fortes eventos de El Niño (La Niña) durante a fase fria (quente) da OMA e sugeriram que a circulação anômala de Walker no Atlântico conecta os oceanos Atlântico equatorial e Pacífico tropical que leva ao fortalecimento do El Niño (La Niña) durante a fase fria (quente) do OMA.

Tanto o oceano Atlântico quanto o oceano Pacífico influenciam na variabilidade da precipitação sobre o NEB. Tal variabilidade pode ser ainda mais complexa, levando-se em conta que a variabilidade de um oceano pode estar relacionada com a do outro nas escalas interanual e multidecadal.

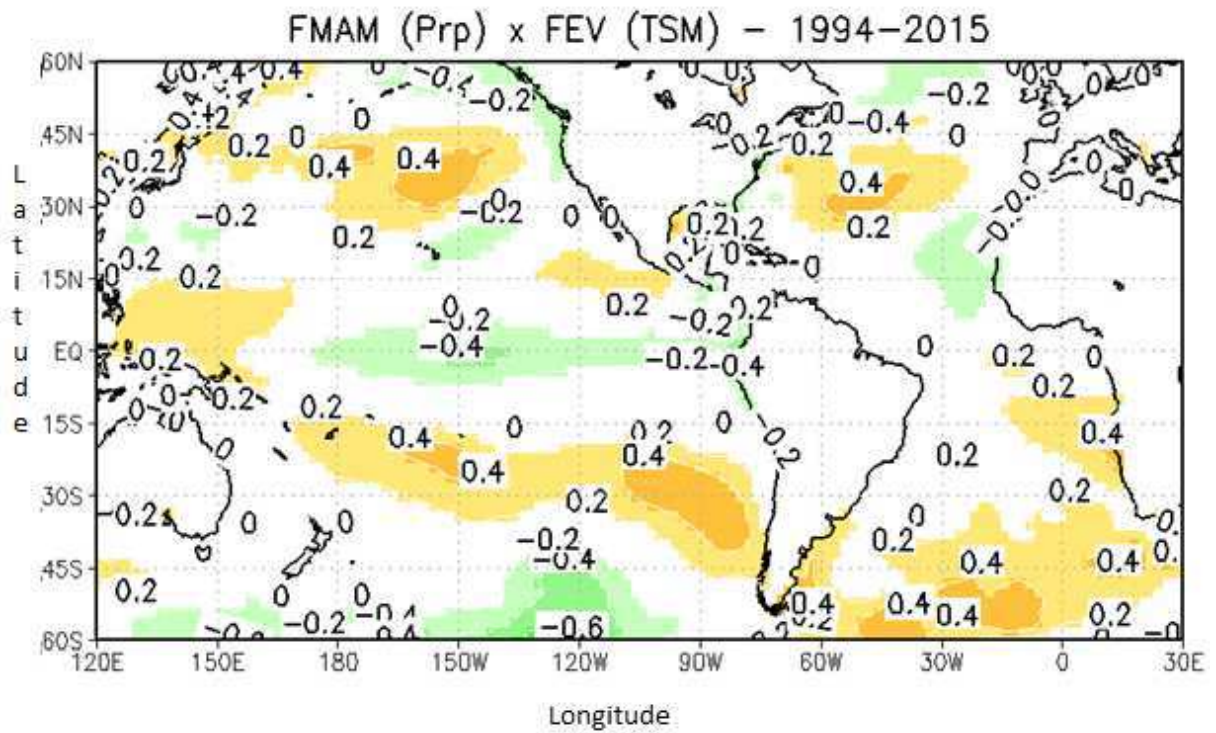


Figura 31 – Correlações entre as precipitações do grupo 5 e anomalias de TSM do mês de Fevereiro, período de 1994 a 2016.

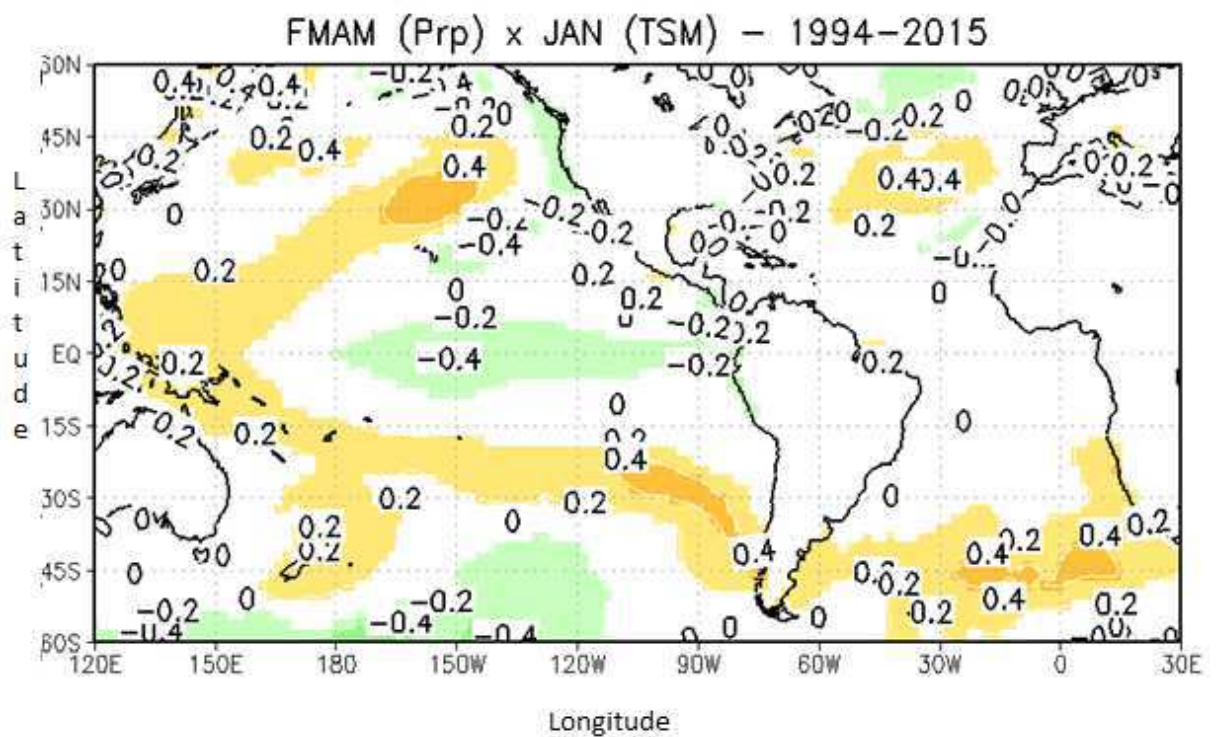


Figura 32 – Correlações entre as precipitações do grupo 5 e anomalias de TSM do mês de Janeiro, período de 1994 a 2016.

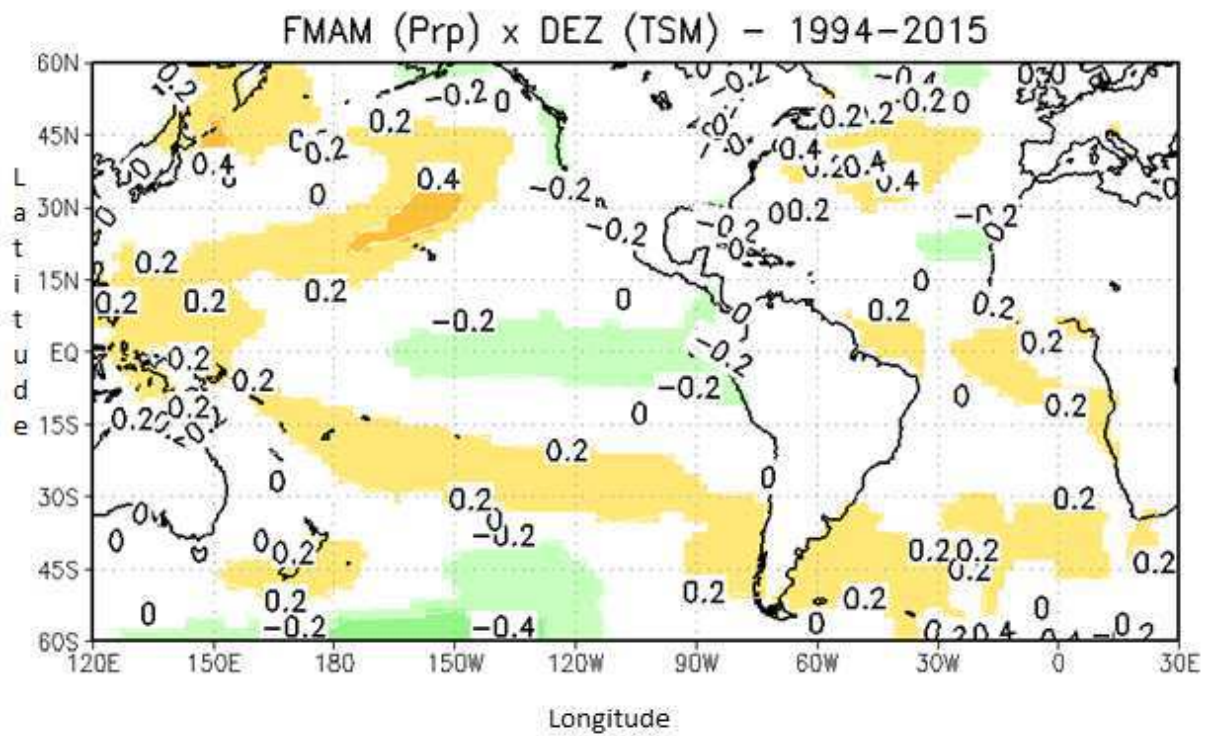


Figura 33 – Correlações entre as precipitações do grupo 5 e anomalias de TSM do mês de Dezembro, período de 1994 a 2016.

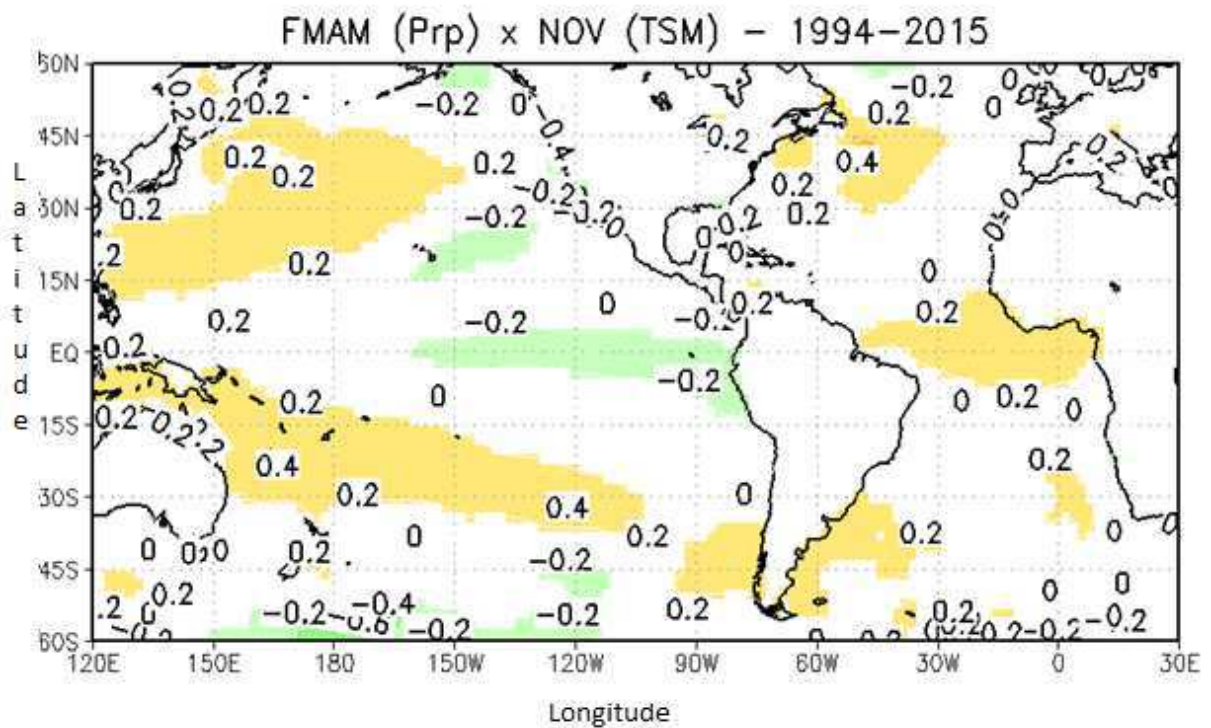


Figura 34 – Correlações entre as precipitações do grupo 5 e anomalias de TSM do mês de Novembro, período de 1994 a 2016.

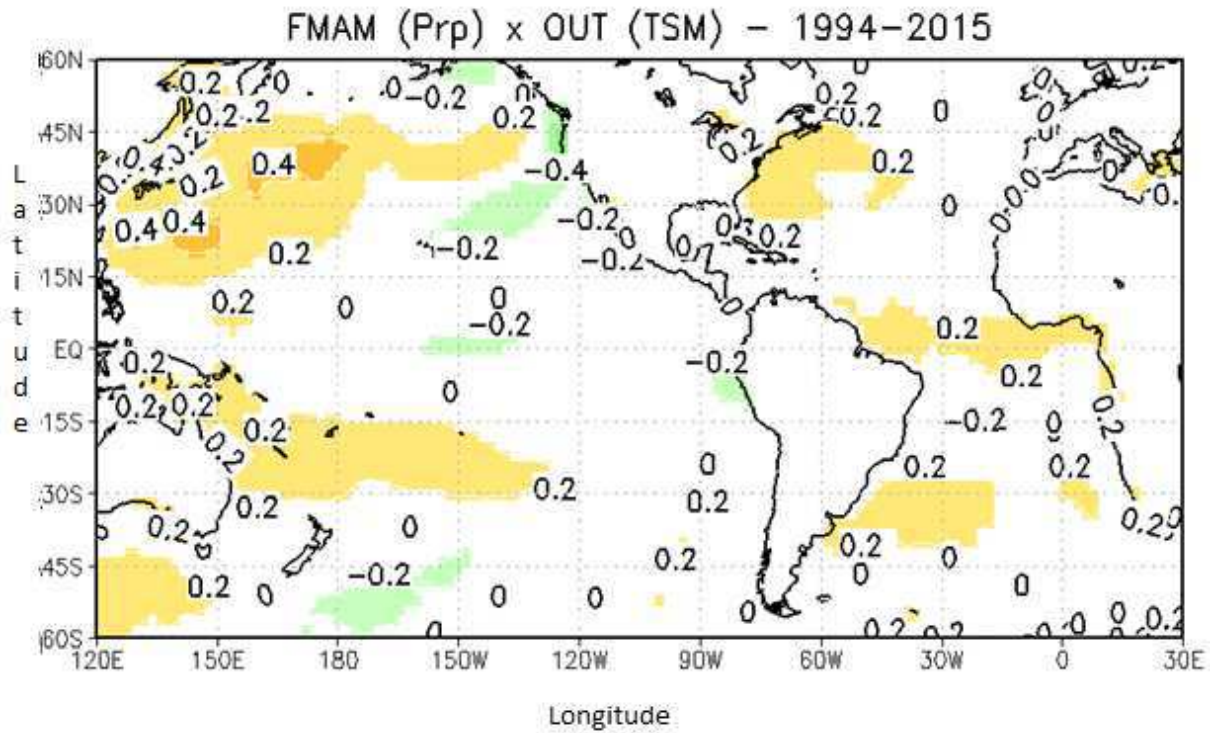


Figura 35 – Correlações entre as precipitações do grupo 5 e anomalias de TSM do mês de Outubro, período de 1994 a 2016.

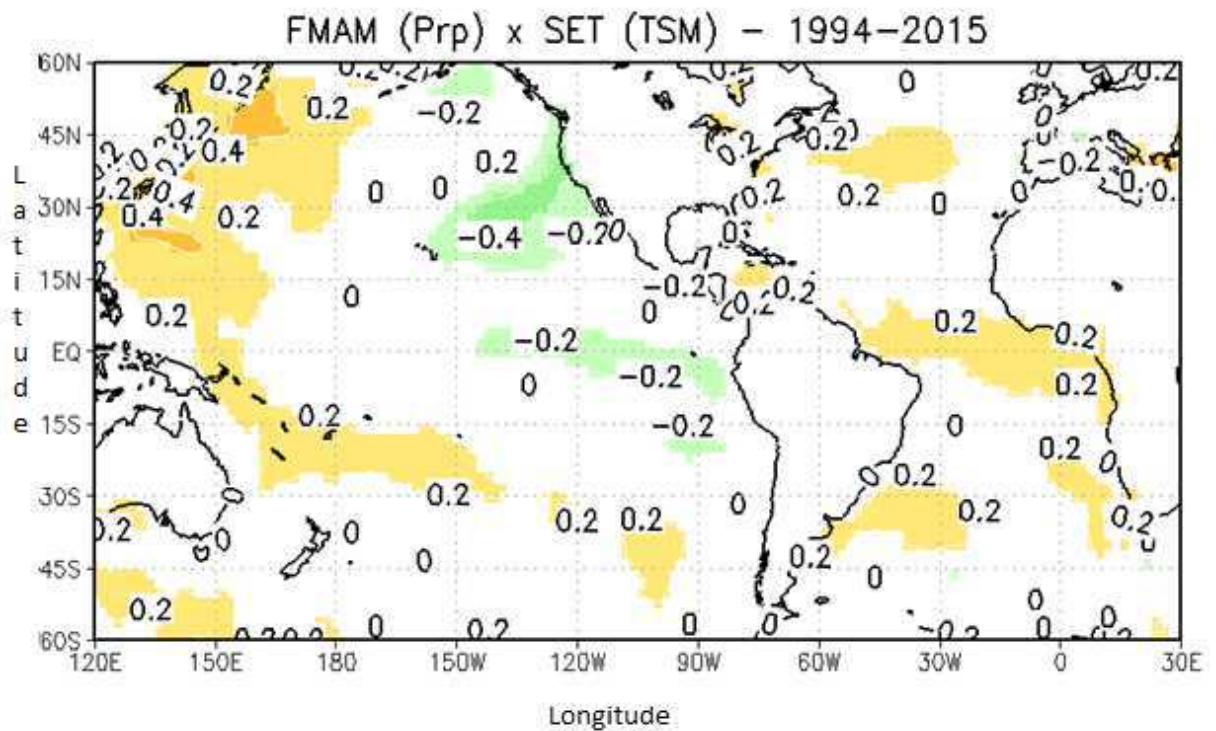


Figura 36 – Correlações entre as precipitações do grupo 5 e anomalias de TSM do mês de Setembro, período de 1994 a 2016.

4.2.6 – Análise do grupo 6 (MAMJ)

Os mapas de correlações dos Oceanos Pacífico e Atlântico, mostrados nas Figuras de 37 a 42, indicam as correlações entre as anomalias de precipitação de MAMJ e anomalias de TSMs para cada período de *lag*, ou seja, de março *lag* (0) a outubro *lag* (5). Observa-se que a TSM na área do Niño 1+2 tem uma correlação negativa com as precipitações da quadra chuvosa de MAMJ, durante os meses de dezembro e março. No Pacífico Norte observa-se entre os meses de novembro até março, entre as latitudes de 30°N a 45°N e entre as longitudes de 180° a 130°W, correlações positivas acima de 0,6 atingindo até correlações de 0,8 nos meses de dezembro e janeiro. No oceano Atlântico Norte as correlações são positivas (novembro, dezembro e janeiro) e negativas (dezembro e janeiro). As correlações positivas estão localizadas entre as latitudes de 35°N a 50°N e entre as longitudes de 30°W a 70°W; As correlações negativas estão entre as latitudes de 25°N a 35°N e entre as longitudes de 70°W a 80°W. No Atlântico Sul observam-se correlações positivas nos meses de outubro, dezembro, janeiro, fevereiro e março, entre as latitudes de 30°S a 55°S e entre as longitudes de 60°W a 20°E.

Kayano & Andreoli (2004) sugerem que as variações decadais da precipitação do NEB podem ser independentemente ligadas às relações da ODP/OMA/anomalias de TSM do Atlântico Norte tropical (ANT) ou as variações decadais de TSM do Atlântico Sul tropical (AST). A ligação do NEB com as relações ODP/OMA/ANT é indicativa de que a relação entre as variações com as anomalias da pressão global do nível do mar (PNM) na região do OMA e a precipitação do NEB é parte da variabilidade climática decadal que conecta a ODP no Pacífico tropical para a precipitação do NEB através da atmosfera extratropical do Hemisfério Norte.

Os padrões da pressão e da circulação atmosférica em uma dada região geográfica podem ser modificados devido à influência de fatores remotos cuja recorrência pode variar semanas, até meses ou anos (Reboita & Santos, 2014). Neste sentido, comprovadas relações entre ENOS e ODP e entre ENOS e OMA, o acompanhamento climático dessas variações dos oceanos é uma ferramenta importante e essencial ao gerenciamento de recursos hídricos desta e de outras bacias hidrográficas (Silva, 2012).

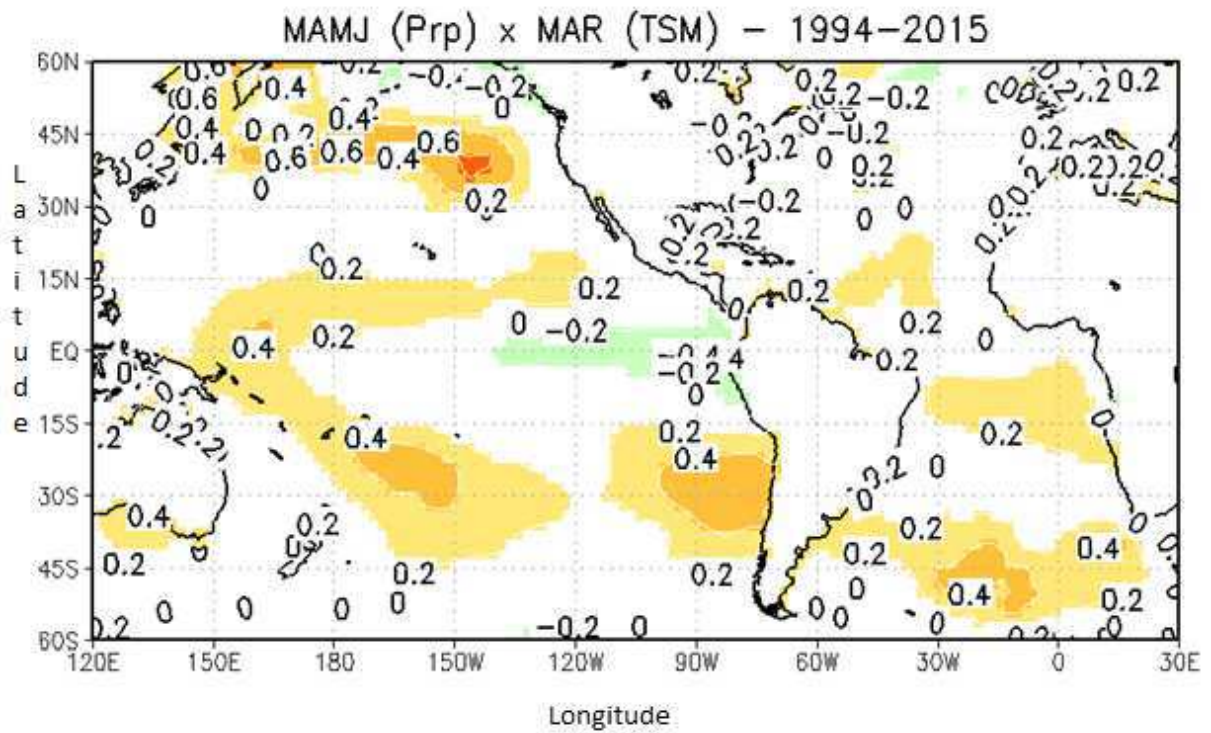


Figura 37 – Correlações entre as precipitações do grupo 6 e anomalias de TSM do mês de Março, período de 1994 a 2016.

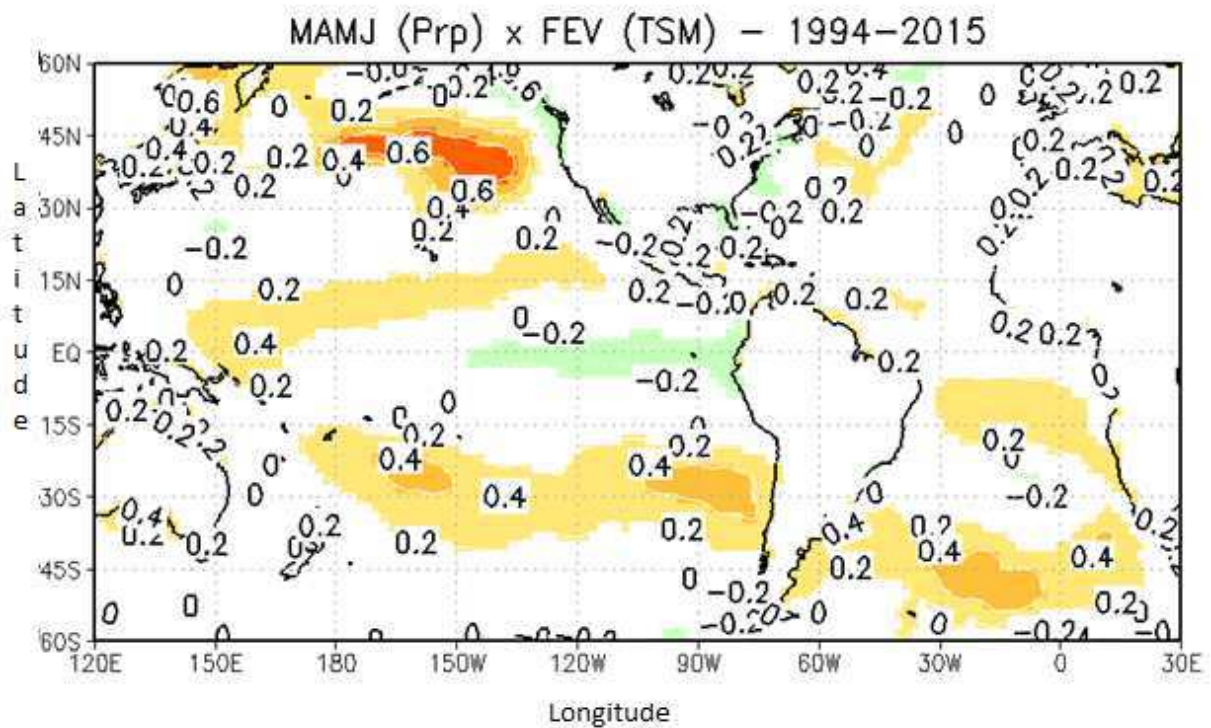


Figura 38 – Correlações entre as precipitações do grupo 6 e anomalias de TSM do mês de Fevereiro, período de 1994 a 2016.

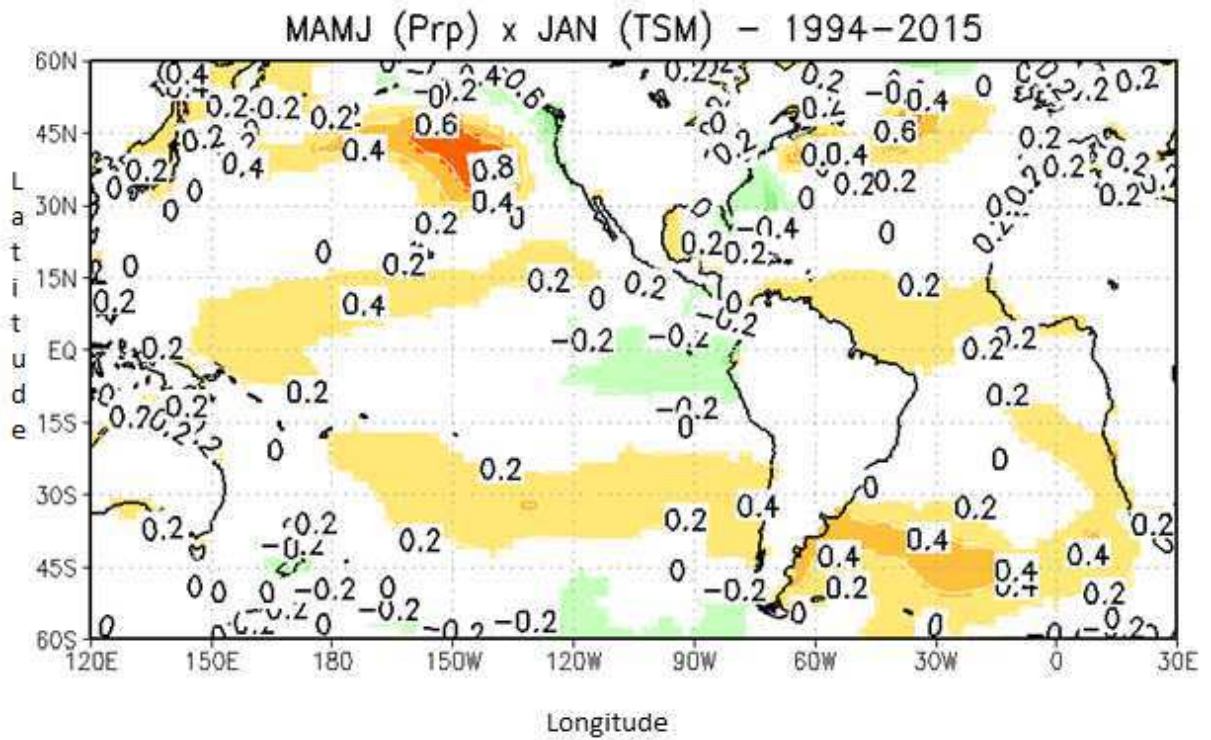


Figura 39 – Correlações entre as precipitações do grupo 6 e anomalias de TSM do mês de Janeiro, período de 1994 a 2016.

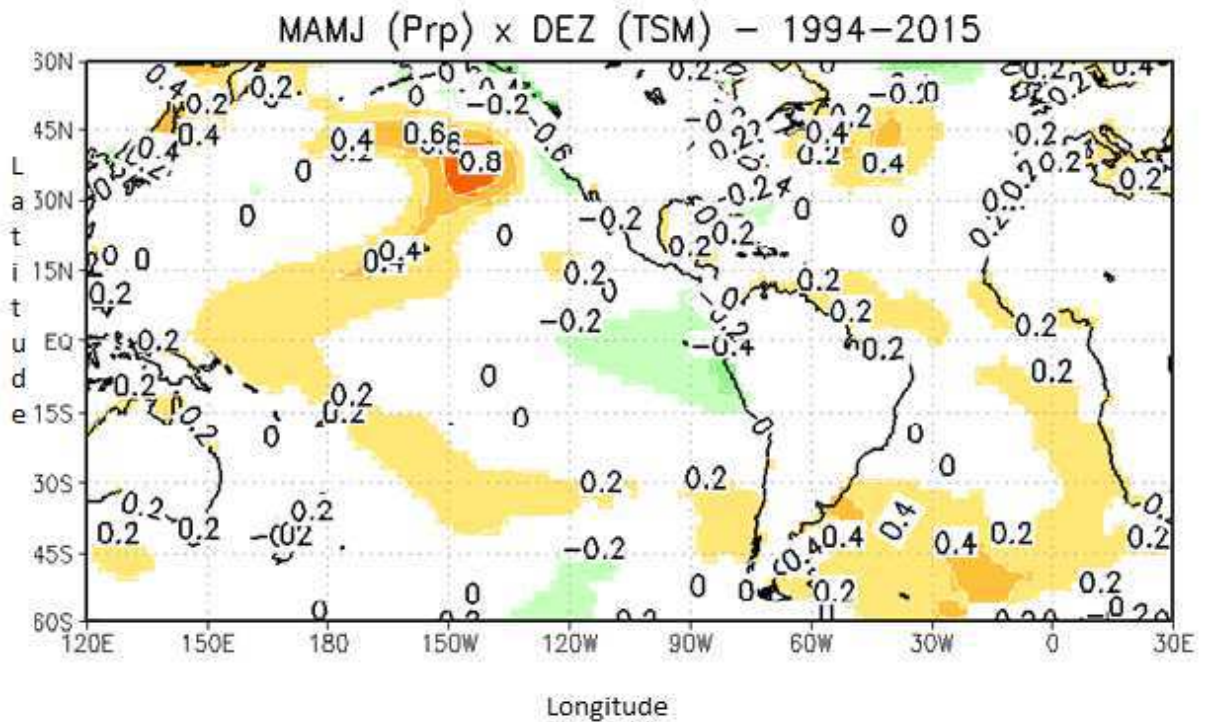


Figura 40 – Correlações entre as precipitações do grupo 6 e anomalias de TSM do mês de Dezembro, período de 1994 a 2016.

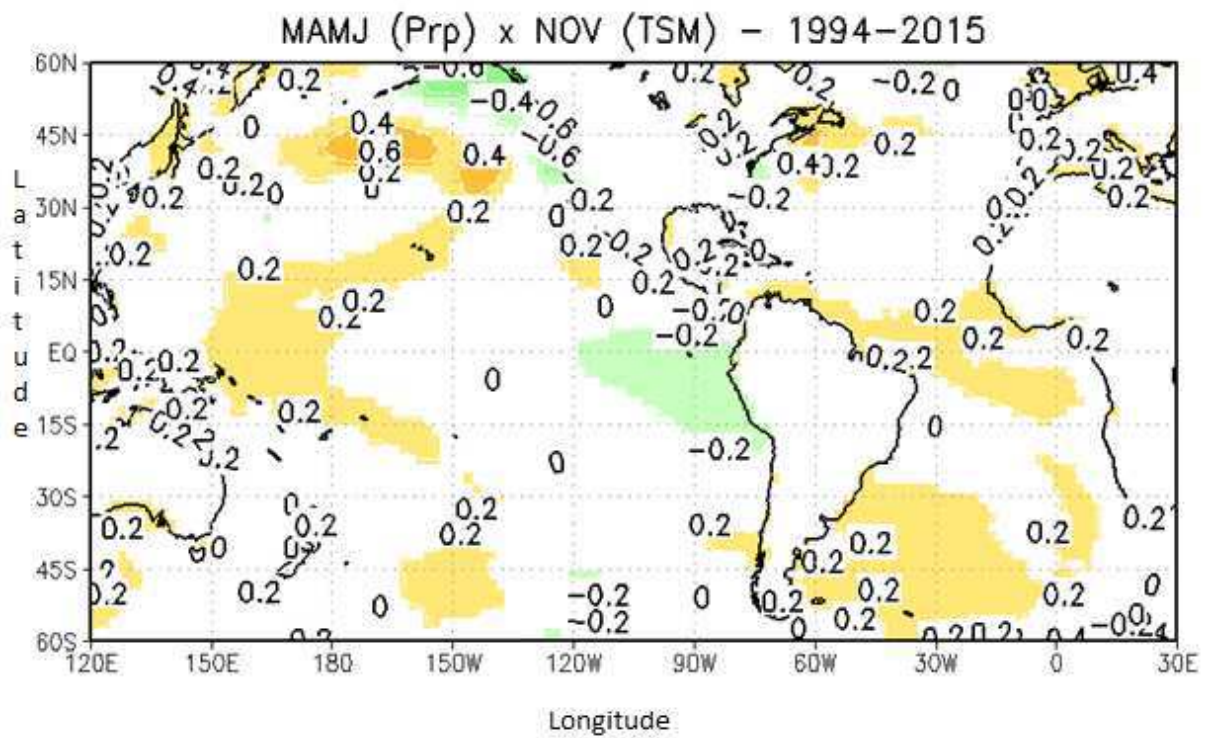


Figura 41 – Correlações entre as precipitações do grupo 6 e anomalias de TSM do mês de Novembro, período de 1994 a 2016.

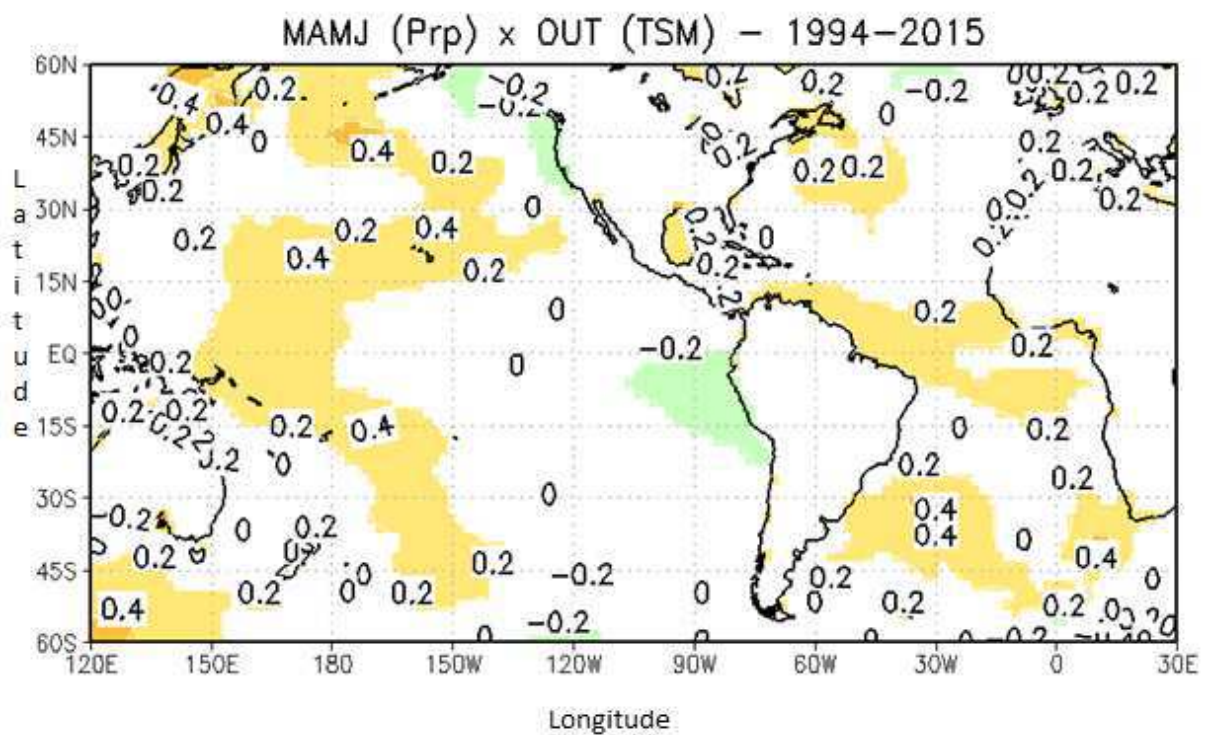


Figura 42 – Correlações entre as precipitações do grupo 6 e anomalias de TSM do mês de Outubro, período de 1994 a 2016.

4.2.7 – Análise do grupo 7 (AMJJ)

Os mapas de correlações dos Oceanos Pacífico e Atlântico, mostrado nas Figuras de 43 a 48, apresentam as correlações entre as anomalias de precipitação de AMJJ e anomalias de TSMs para cada período de *lag*, ou seja, de abril *lag* (0) a novembro *lag* (5). A área do Niño1+2 mostra correlação negativa entre as anomalias de TSMS do oceano Pacífico leste, com as anomalias de precipitação da quadra chuvosa de AMJJ variando de 0,4 (fevereiro) a 0,6 (março). No oceano Pacífico Norte observa-se uma área de correlação positiva variando de 0,4 a 0,6, entre os meses de novembro a abril, com as latitudes variando entre 30°N a 45°N e as longitudes entre 150°E a 130°W.

No Atlântico Norte observam-se quatro núcleos de correlações, um positivo e três negativos. O núcleo positivo aparece na TSM dos meses de novembro, dezembro e janeiro, entre as latitudes de 35°N a 50°N e entre as longitudes de 30°W a 60°W. O primeiro núcleo de correlação negativa localiza-se entre as latitudes de 50°N a 60°N e longitudes de 20°W a 50°W, aparecendo na TSM dos meses de novembro a abril; já o segundo núcleo aparece apenas na TSM do mês de janeiro, próximo à costa africana entre as latitudes de 15°N a 30°N; já o terceiro núcleo aparece na TSM dos meses de janeiro a março, e está localizada próximo à costa americana, entre as latitudes de 20°N a 35°N e entre as longitudes de 60°W a 80°W.

No Atlântico Sul Tropical não aparece correlações significativas > 0,4. Porém Moura et al (2000) mostraram que o Atlântico Sul explica melhor o comportamento das chuvas no setor leste do NEB, indicando que os sistemas meteorológicos mais importantes para essa região são os sistemas frontais de sul, DOL, e as brisas. Esses sistemas ocorrem com maior frequência e intensidade durante os meses de março a julho.

Os DOLs identificados sobre o Atlântico Tropical se originam na costa africana, ou além, no interior do continente africano. Por apresentar uma atividade convectiva muito intensa, a região da ZCIT também oferece condições favoráveis à formação desses DOLs (Riehl, 1945). Além disso, é possível verificar DOL induzidos a partir da penetração de frentes fria em latitudes tropicais (Molion & Bernardo, 2002; Fedorova et al., 2005), pois é comum a porção da frente voltada para o equador se romper no setor entre as duas células de alta pressão subtropicais, gerando uma onda que se move para oeste.

Kousky (1979) descreveu que a penetração de sistemas frontais do Hemisfério Sul, ou seus restos, entre as latitudes de 5°S a 18°S aumenta a produção de chuva no leste do NEB. Durante a quadra chuvosa, entre abril e julho, no NEB, observa-se uma formação de uma Zona de Convergência sobre a costa leste do NEB (ZCEN) que se posiciona na direção NW-SE. A

maior parte da umidade, que converge sobre o continente e alimenta a ZCEN, é originária do Atlântico Sul, e se as TSM apresentarem anomalias positivas, o transporte de umidade é maior e a ZCEN é mais intensa. Segundo Molion & Bernardo (2002), para se formar uma ZCEN, seria necessário a penetração de uma frente fria ou um Cavado na média troposfera para organizar convecção tropical. O Cavado em baixo nível atuaria para manter a convecção estacionária e o mecanismo CISK (Instabilidade Condicional de Segunda Ordem) manteria a convecção por um período maior. O litoral leste do NEB é bastante beneficiada pelo transporte de umidade oriundo do Atlântico Sul, causando um impacto no regime de chuvas da região.

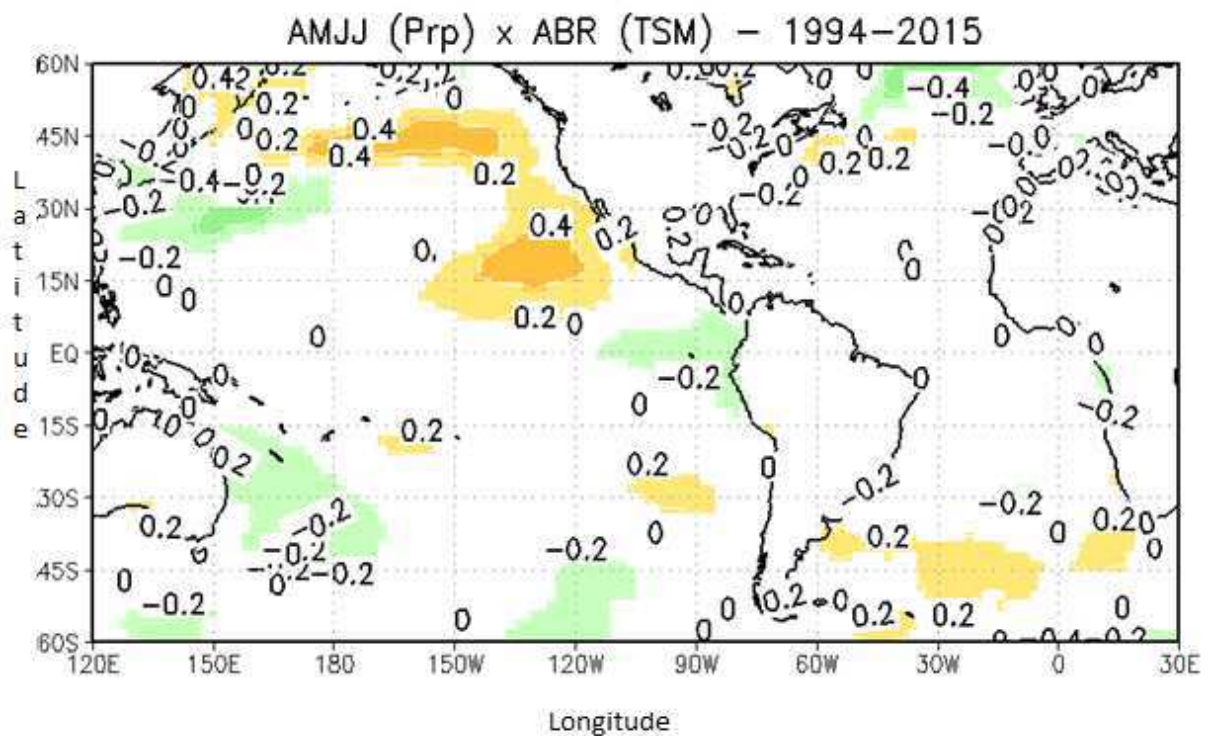


Figura 43 – Correlações entre as precipitações do grupo 7 e anomalias de TSM do mês de Abril, período de 1994 a 2016.

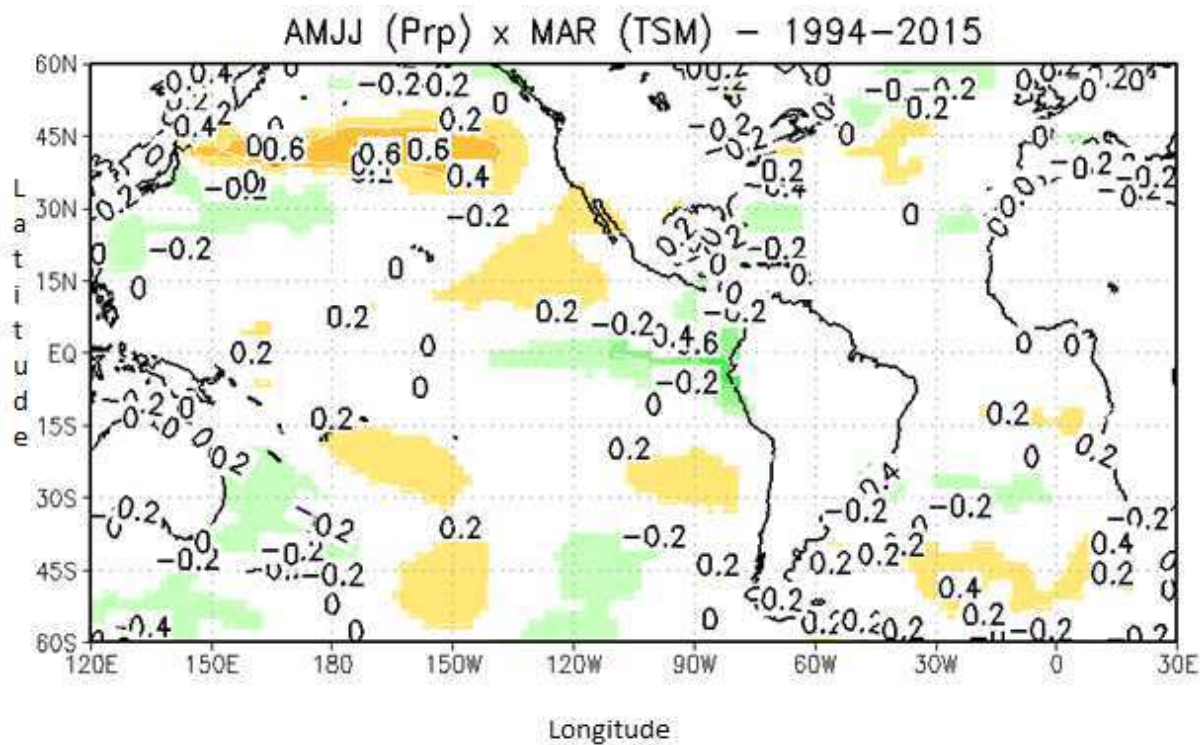


Figura 44 – Correlações entre as precipitações do grupo 7 e anomalias de TSM do mês de Março, período de 1994 a 2016.

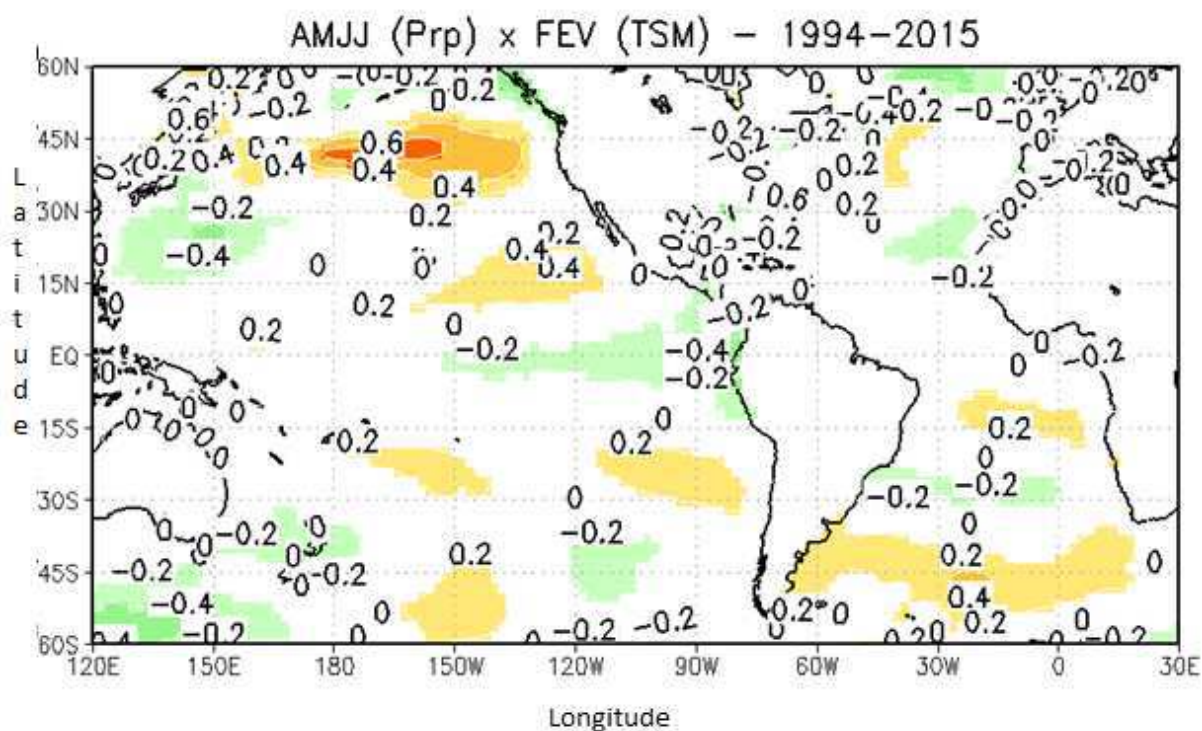


Figura 45 – Correlações entre as precipitações do grupo 7 e anomalias de TSM do mês de Fevereiro, período de 1994 a 2016.

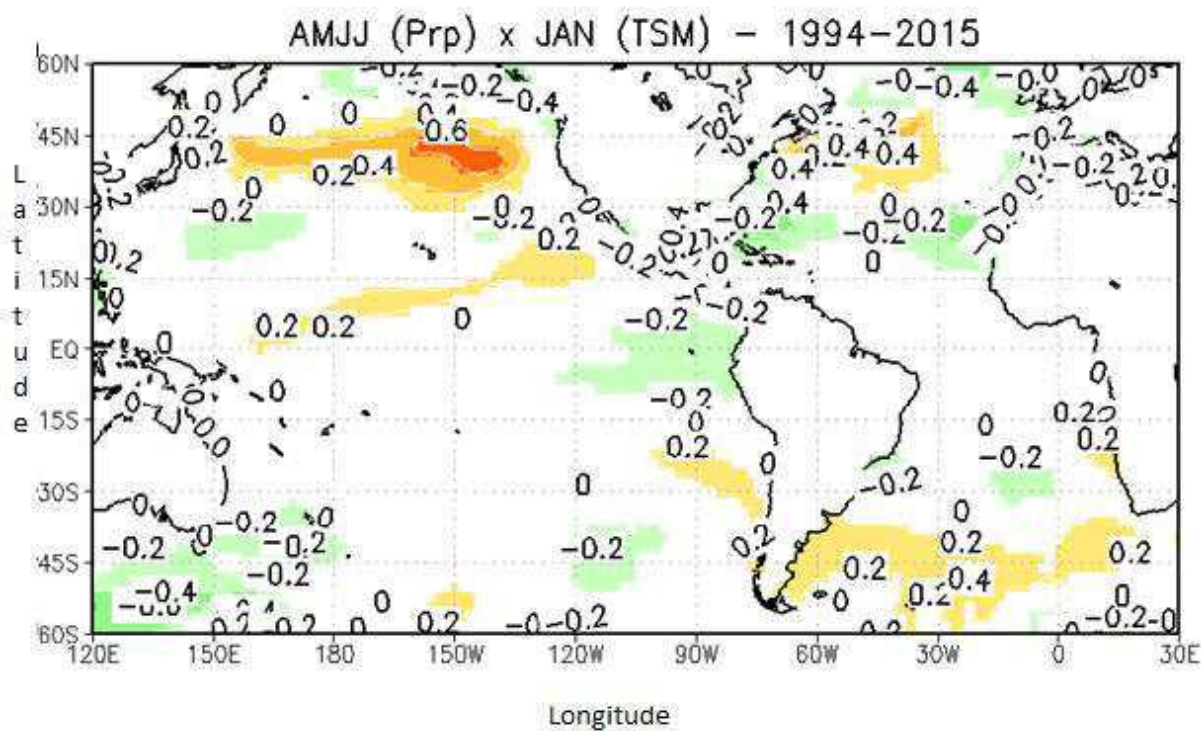


Figura 46 – Correlações entre as precipitações do grupo 7 e anomalias de TSM do mês de Janeiro, período de 1994 a 2016.

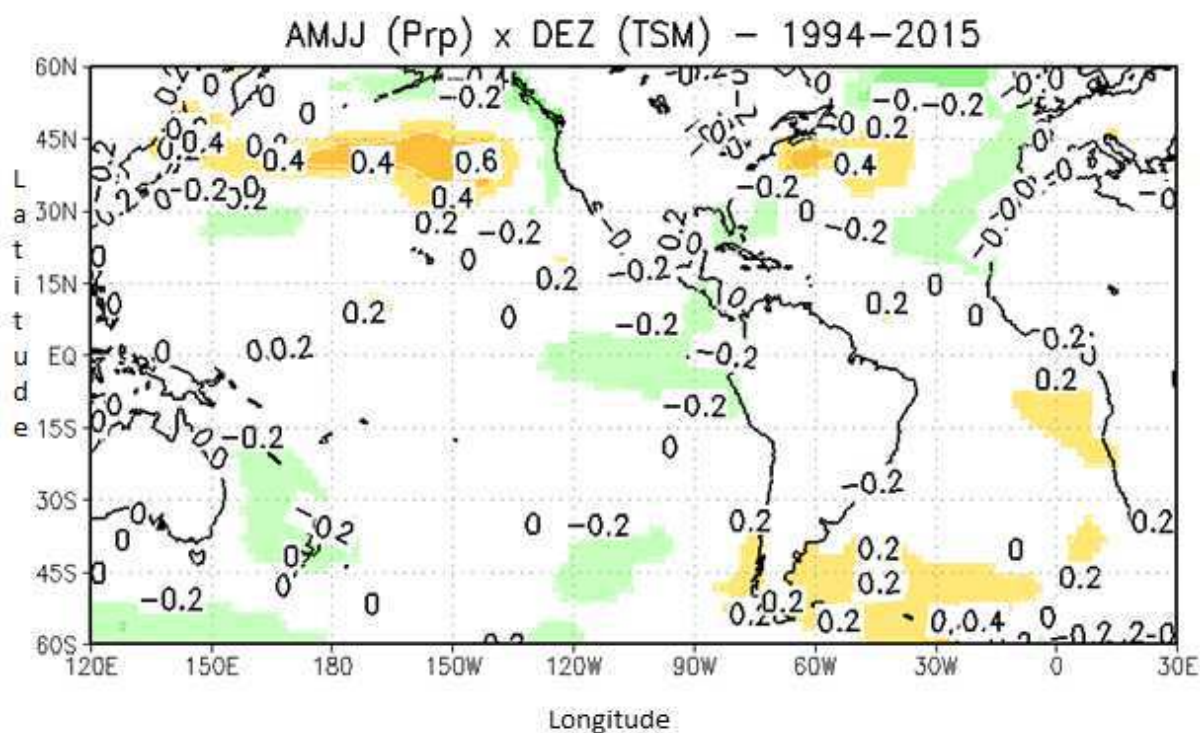


Figura 47 – Correlações entre as precipitações do grupo 7 e anomalias de TSM do mês de Dezembro, período de 1994 a 2016.

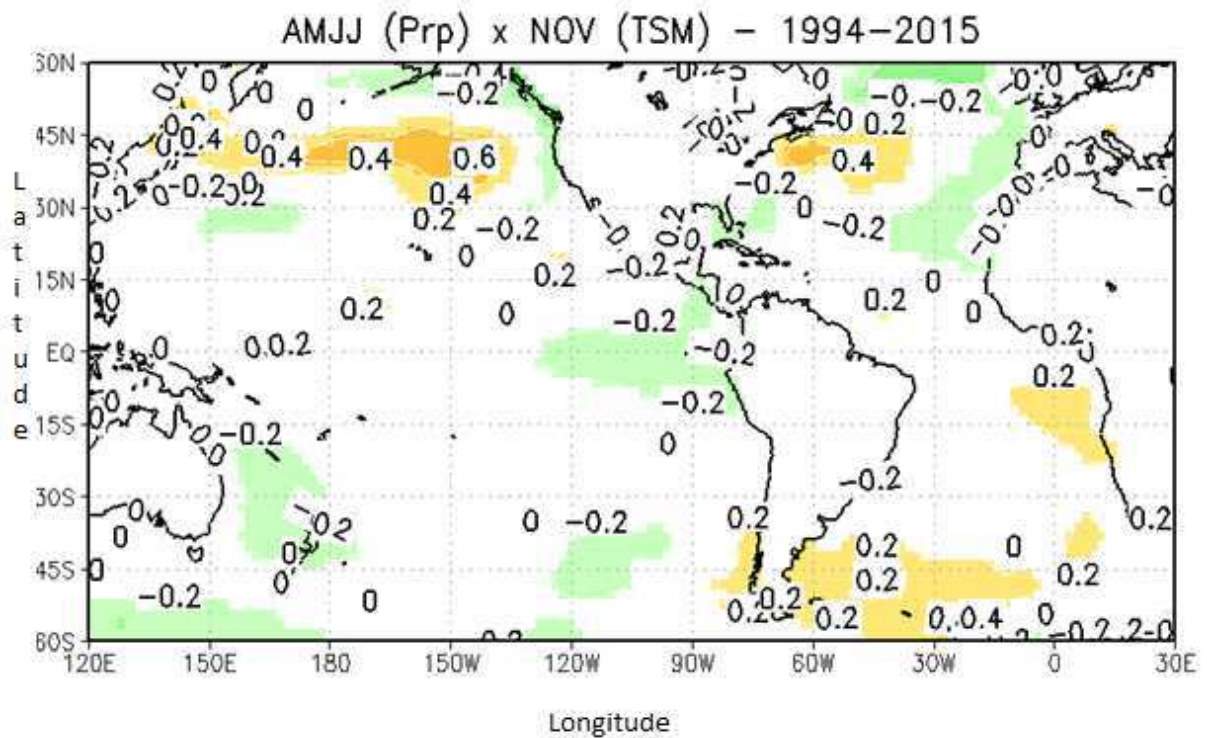


Figura 48 – Correlações entre as precipitações do grupo 7 e anomalias de TSM do mês de Novembro, período de 1994 a 2016.

4.3 – Modelo de regressão múltipla

A partir das áreas com correlações $r > |0.4|$ foram realizadas várias análises entre as médias das áreas TSM com as precipitações de cada grupo. Assim as melhores áreas para serem utilizadas no modelo estatístico são as seguintes:

(i) para as anomalias de TSM do grupo ONDJ têm-se as seguintes áreas:

- Área1: Longitude: 120°W a 135°W Latitude:40°N a 55°N (mês de maio) lag -5
- Área2: Longitude: 120°W a 135°W Latitude:40°N a 55°N (mês de agosto) lag -2
- Área3: Longitude: 120°W a 130°W Latitude:33°N a 52°N (mês de setembro) lag -1
- Área4: Longitude: 160°W a 175°W Latitude:30°N a 37°N (mês de outubro) lag 0
- Área5: Longitude: 17°W a 40°W Latitude:40°N a 50°N (mês de outubro) lag 0

(ii) para as anomalias de TSM do grupo NDJF têm-se as seguintes áreas:

Área1: Longitude: 70°W a 80°W Latitude:20°N a 30°N (mês de junho) *lag* -1

Área2: Longitude: 46°W a 60°W Latitude:10°N a 30°N (mês de agosto) *lag* -3

Área3: Longitude: 170°W a 180°W Latitude:30°S a 38°S (mês de agosto) *lag* -3

(iii) para as anomalias de TSM do grupo DJFM têm-se as seguintes áreas:

Área1: Longitude: 130°W a 150°W Latitude:42°N a 55°N (mês de outubro) *lag* -2

Área1: Longitude: 55°W a 85°W Latitude:20°N a 37°N (mês de outubro) *lag* -2

Área1: Longitude: 120°W a 150°W Latitude:20°S a 30°S (mês de outubro) *lag* -2

Área2: Longitude: 125°W a 140°W Latitude:47°N a 60°N (mês de novembro) *lag* -1

Área2: Longitude: 50°W a 75°W Latitude:20°N a 38°N (mês de novembro) *lag* -1

Área2: Longitude: 145°E a 170°E Latitude:22°N a 30°N (mês de novembro) *lag* -1

Área2: Longitude: 120°W a 155°W Latitude:18°S a 28°S (mês de novembro) *lag* -1

Área2: Longitude: 5°W a 58°W Latitude:20°S a 35°S (mês de novembro) *lag* -1

Área3: Longitude: 122°W a 150°W Latitude:48°N a 60°N (mês de dezembro) *lag* 0

Área3: Longitude: 50°W a 80°W Latitude:17°N a 35°N (mês de dezembro) *lag* 0

Área3: Longitude: 150°W a 180° Latitude:37°N a 47°N (mês de dezembro) *lag* 0

Área3: Longitude: 148°W a 180° Latitude:17°N a 30°N (mês de dezembro) *lag* 0

Área3: Longitude: 120°W a 150°W Latitude:18°S a 25°S (mês de dezembro) *lag* 0

Área3: Longitude: 0° a 50°W Latitude:20°S a 32°S (mês de dezembro) *lag* 0

Área3: Longitude: 0°W a 50°W Latitude:17°S a 35°S (mês de dezembro) *lag* 0

(iv) para as anomalias de TSM do grupo JFMA têm-se as seguintes áreas:

Área1: Longitude: 18°W a 0°W Latitude:5°N a 0°N (mês de agosto) *lag* -5

Área2: Longitude: 130°E a 180° Latitude:15°N a 35°N (mês de setembro) *lag* -4

Área3: Longitude: 135°E a 160°E Latitude:20°N a 30°N (mês de outubro) *lag* -3

Área4: Longitude: 145°W a 160°W Latitude:5°N a 2°S (mês de janeiro) *lag* 0

Área5: Longitude: 20°W a 45°W Latitude:35°N a 50°N (mês de janeiro) *lag* 0

(v) para as anomalias de TSM do grupo FMAM têm-se as seguintes áreas:

- Área1: Longitude: 130°E a 145°E Latitude:22°N a 38°N (mês de setembro) *lag* -5
 Área2: Longitude: 160°E a 180° Latitude:35°N a 42°N (mês de outubro) *lag* -4
 Área3: Longitude: 125°E a 150°E Latitude:22°N a 28°N (mês de outubro) *lag* -4
 Área4: Longitude: 45°W a 53°W Latitude:38°N a 45°N (mês de novembro) *lag* -3
 Área5: Longitude: 30°W a 45°W Latitude:55°N a 60°N (mês de dezembro) *lag* -2
 Área6: Longitude: 145°W a 160°W Latitude:2°N a 7°S (mês de janeiro) *lag* -1
 Área7: Longitude: 27°W a 45°W Latitude:35°N a 40°N (mês de janeiro) *lag* -1
 Área8: Longitude: 25°W a 12°E Latitude:43°S a 48°S (mês de janeiro) *lag* -1
 Área9: Longitude: 80°W a 85°W Latitude:2°N a 2°S (mês de fevereiro) *lag* 0
 Área10: Longitude: 110°W a 140°W Latitude:45°S a 60°S (mês de fevereiro) *lag* 0

(vi) para as anomalias de TSM do grupo MAMJ têm-se as seguintes áreas:

- Área1: Longitude: 30°W a 45°W Latitude:43°N a 52°N (mês de janeiro) *lag* -2
 Área2: Longitude: 65°W a 75°W Latitude:25°N a 35°N (mês de janeiro) *lag* -2
 Área3: Longitude: 50°W a 65°W Latitude:38°N a 45°N (mês de janeiro) *lag* -2
 Área4: Longitude: 150°W a 170°W Latitude:23°S a 30°S (mês de fevereiro) *lag* -1

(vii) para as anomalias de TSM do grupo AMJJ têm-se as seguintes áreas:

- Área1: Longitude: 65°W a 80°W Latitude:23°N a 30°N (Mês de janeiro) *lag* -3
 Área2: Longitude: 15°W a 30°W Latitude:22°N a 30°N (Mês de janeiro) *lag* -3
 Área3: Longitude: 15°W a 30°W Latitude:45°S a 52°S (Mês de março) *lag* -1

4.4 – Modelos de previsão

Nesta seção são mostrados os modelos de regressão múltipla para cada Grupo determinados anteriormente.

Todas as estimativas basearam-se no cálculo, através de modelo linear ajustado, de um intervalo de confiança ao nível de 95% para o valor estimado, o que portanto, infere uma probabilidade de erro da ordem de 5%.

4.4.1 – Previsão da precipitação da quadra chuvosa de ONDJ

O modelo obtido para a precipitação para esse Grupo é previsto por 5 covariáveis de anomalias de TSM, todas elas significativas com respeito a sua entrada no modelo:

$$Y = \beta + \alpha_1 TSM_1 + \alpha_2 TSM_2 + \alpha_3 TSM_3 + \alpha_4 TSM_4 + \alpha_5 TSM_5 + \varepsilon \quad (3)$$

em que as covariáveis que seguem são para o período de maio a outubro, sendo TSM1, TSM2, TSM3, TSM4 e TSM5 as anomalias médias de TSM para as áreas dos meses **Maio, Agosto, Setembro, Outubro e Outubro**, respectivamente. $\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3, \alpha_4$ e α_5 são os valores que acompanham cada variável na curva de regressão, ou seja, as bases correspondentes a cada valor de expoente da TSM, as quais são encontradas na rodada do modelo, e β é um valor constante, também encontrado na rodada do modelo.

As TSM1, TSM2 e TSM3 estão localizadas nas mesmas áreas, ou seja, no Pacífico Norte. A TSM4, também está localizada no Pacífico Norte, próximo as áreas das TSM anteriores. Enquanto, a TSM5 está localizada no Atlântico Norte. Isso evidencia a importância dos oceanos Pacífico Norte e Atlântico Norte, durante as chuvas que ocorrem nos meses de outubro a janeiro, na região sul do NEB, como foi discutido anteriormente na seção 4.2.1.

A Figura 49 mostra a correlação entre as precipitações observada e prevista entre os anos de 2006-07 a 2015-16 com o coeficiente de determinação (R-quadrado).

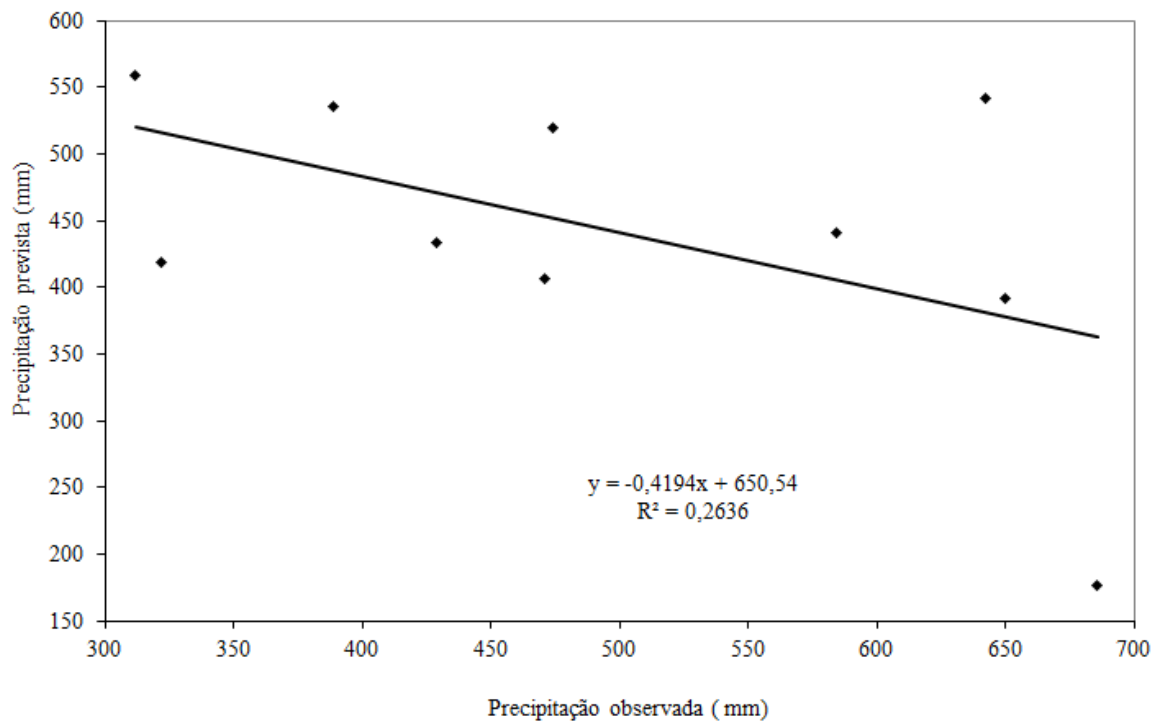


Figura 49 – Correlação entre a precipitação observada e a prevista entre os anos de 2006-07 a 2015-16 e o coeficiente de determinação do modelo estatístico para o Grupo1.

Neste modelo de previsão para a precipitação do Grupo 1, obtêm-se $r^2 = 0,2636$, que corresponde a um coeficiente de correlação da ordem de $r=0,5134$ entre os valores observados e estimados. Foi aplicado o teste t-Student para ver a significância dos dados, com uma certeza de 95%; e o teste mostrou que os dados utilizados nesse modelo não são estatisticamente significativos, ou seja, significa dizer que, estatisticamente há diferença significativa entre os valores observados e previstos.

A precipitação observada média foi 496,0mm e a precipitação prevista média foi de 442,5mm (10,8%).

Na Tabela 8 são mostrados os dados utilizados no modelo estatístico para as rodadas dos últimos 10 anos. Verifica-se uma correlação decrescente entre os anos de 2006-07 a 2015-16. A variação da correlação entre os dados de covariância e os dados de precipitação, usados para cada ano no modelo foi de 41,19% a 71,75%.

Tabela 8. Coeficientes do modelo de regressão múltipla com as respectivas constantes, bases da TSM, coeficientes de determinação e os erros padrões do modelo 1.

Anos	β	α_1	α_2	α_3	α_4	α_5	R^2	ε
2006-07	488,2	1,30	1,12	1,43	0,50	1,46	0,5148	0,29
2007-08	576,2	1,15	0,93	0,91	0,82	1,22	0,3104	0,33
2008-09	564,3	1,14	0,95	0,85	0,90	1,17	0,3126	0,31
2009-10	571,5	1,14	0,93	0,84	0,92	1,15	0,3215	0,30
2010-11	536,8	1,12	1,04	0,77	0,99	1,13	0,3216	0,31
2011-12	531,6	1,13	1,04	0,78	1,00	1,12	0,3197	0,30
2012-13	535,9	1,10	1,04	0,77	1,01	1,10	0,2833	0,29
2013-14	528,0	1,08	1,07	0,79	1,01	1,10	0,2672	0,29
2014-15	538,6	1,09	1,05	0,84	0,99	1,13	0,1697	0,31
2015-16	538,4	1,09	1,05	0,84	1,00	1,13	0,1841	0,30

4.4.2 – Previsão da precipitação para a quadra chuvosa de NDJF

O modelo obtido para a precipitação para esse Grupo é previsto por 3 covariáveis de anomalias de TSM, todas elas significativas com respeito a sua entrada no modelo:

$$Y = \beta + \alpha_1 TSM_1 + \alpha_2 TSM_2 + \alpha_3 TSM_3 + \varepsilon \quad (4)$$

em que as covariáveis que seguem são para o período de junho a novembro, sendo TSM1, TSM2 e TSM3 as anomalias médias de TSM para as áreas dos meses **Junho, Agosto e Agosto**, respectivamente. α_1 , α_2 e α_3 são os valores que acompanham cada variável na curva de regressão, ou seja, as bases correspondentes a cada valor de expoente da TSM, as quais são

encontradas na rodada do modelo, e β é um valor constante, também encontrado na rodada do modelo.

A TSM3 está localizada no Pacífico Sul, próximo a Austrália. As TSM2 e TMS1 estão localizadas no Atlântico Norte, próximo à costa americana (Miami) e a Alta dos Açores, respectivamente. As teleconexões entre Pacífico e Atlântico Norte mais uma vez são aparentes neste caso, sendo agora influentes na precipitação dos meses que vão de Novembro a Dezembro no NEB. Uma provável explicação para a TMS3 são as formações das OMJ no Pacífico que se propagam em direção ao NEB através da Célula de Walker, chegando na Amazônia e formando a ZCAS. Com isso, intensificando as chuvas no sul e semiárido baiano (Siqueira et al., 2006).

A Figura 50 mostra a correlação entre as precipitações observada e prevista entre os anos de 2006-07 a 2015-16 com o coeficiente de determinação (R-quadrado).

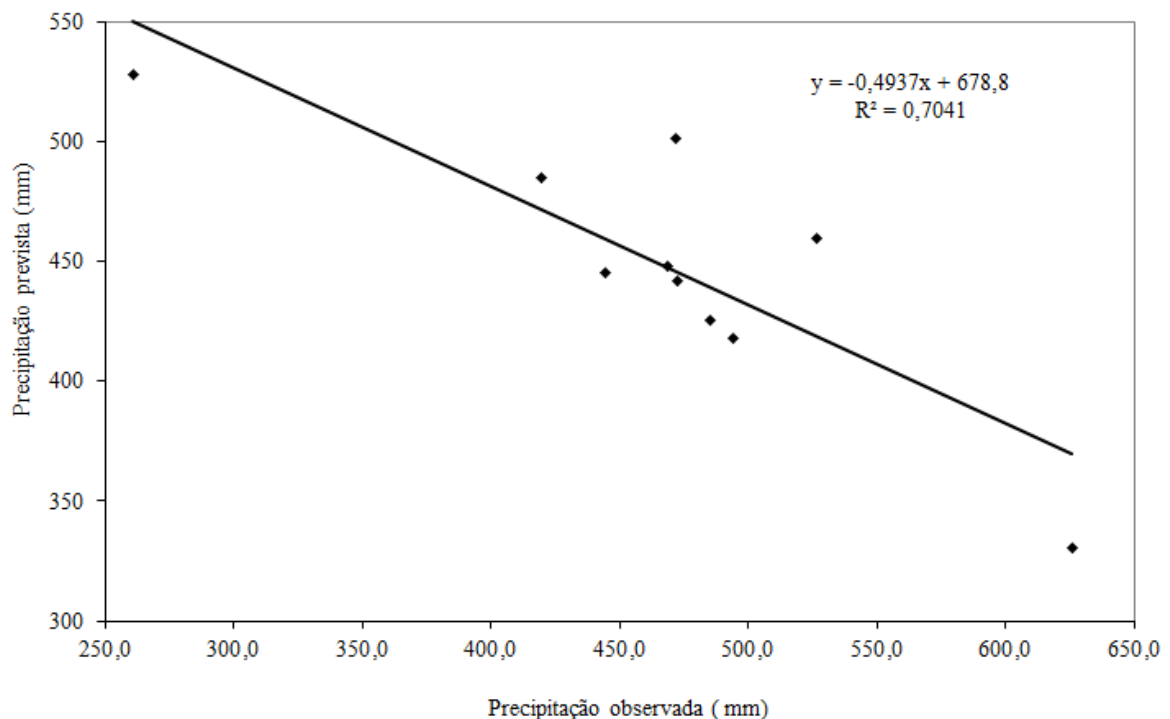


Figura 50 – Correlação entre a precipitação observada e a prevista entre os anos de 2006-07 a 2015-16 e o coeficiente de determinação do modelo estatístico para o Grupo2.

Neste modelo de previsão para a precipitação do Grupo 2, obtêm-se $r^2 = 0,7041$, que corresponde a um coeficiente de correlação da ordem de 83,91% entre os valores observados e estimados. Para esse quadrimestre nessa região do NEB as variações de TSM entre julho e novembro via modelo de regressão tiveram um melhor desempenho em explicar a variabilidade

interanual da precipitação. Pode-se observar uma melhor consistência entre os valores de precipitação previstos e observados.

Foi aplicado o teste t-Student para ver a significância dos dados, com uma certeza de 95%; e o teste mostrou que os dados utilizados nesse modelo são estatisticamente significativos, ou seja, significa dizer que, estatisticamente não há diferença significativa entre os valores observados e previstos.

A precipitação observada média foi de 467,1mm e a precipitação prevista média foi de 448,2mm (4%).

Na Tabela 9 são mostrados os dados utilizados no modelo estatístico para as rodadas dos últimos 10 anos. Verifica-se uma correlação decrescente entre os anos de 2006-07 a 2015-16. A variação da correlação entre os dados de covariância e os dados de precipitação, usados para cada ano no modelo foi de 42,74% a 69,71%.

Tabela 9. Coeficientes do modelo de regressão múltipla com as respectivas constantes, bases da TSM, coeficientes de determinação e os erros padrões do modelo 2.

Anos	β	α_1	α_2	α_3	R^2	ε
2007-08	482,7	2,43	1,15	0,91	0,4859	0,20
2008-09	489,6	1,73	1,12	1,0,3	0,2237	0,25
2009-10	488,6	1,74	1,12	1,02	0,2212	0,24
2010-11	492,3	1,67	1,10	1,04	0,2071	0,23
2011-12	501,4	1,65	1,05	0,94	0,2201	0,27
2012-13	504,9	1,59	1,03	0,95	0,2002	0,26
2013-14	504,7	1,49	1,00	0,95	0,1958	0,25
2014-15	504,7	1,49	1,00	0,95	0,1977	0,24
2015-16	504,1	1,51	1,01	0,96	0,1851	0,24
2016-17	505,8	1,48	1,00	0,97	0,1827	0,23

4.4.3 – Previsão da precipitação para a quadra chuvosa de DJFM

O modelo obtido para a precipitação para esse Grupo é previsto por 3 covariáveis de anomalias de TSM, todas elas significativas com respeito a sua entrada no modelo:

$$Y = \beta + \alpha_1 TSM_1 + \alpha_2 TSM_2 + \alpha_3 TSM_3 + \varepsilon \quad (5)$$

em que as covariáveis que seguem são para o período de junho a novembro: TSM1, TSM2 e TSM3 são as anomalias médias de TSM para as médias das áreas encontradas nos meses: **Outubro, Novembro e Dezembro**, respectivamente. α_1, α_2 e α_3 são os valores que acompanham cada variável na curva de regressão, ou seja, as bases correspondentes a cada valor de expoente da TSM, é encontrado na rodada do modelo, e β é um valor constante, também encontrado na rodada do modelo. Essas áreas de TSMs para esses meses inferem uma ligação remota entre os oceanos Pacífico e Atlântico Tropicais.

Alguns estudos têm evidenciados que existe uma teleconexão entre as bacias dos oceanos Atlântico e Pacífico (Curtis e Hastenrath, 1995). Sendo que alguns autores sugerem que o Pacífico Tropical tem uma significativa influência no Atlântico Tropical (Enfield e Mayer, 1997), enquanto estudos recentes têm mostrado uma associação reversa, de modo que um evento quente (frio) no Atlântico Equatorial pode ser seguido de um evento frio (quente) no Pacífico Tropical (Kayano et al., 2011). Araújo et al. (2013) mostram que o ENSO juntamente com o Modo Equatorial no Atlântico (MEA) aumenta a precipitação no NEB mediante a configuração do gradiente interbacias durante a fase inicial do ENOS. Nesse caso, uma possível explicação é que o MEA de sinal contrário ao ENOS durante sua fase inicial cria condições favoráveis para o desenvolvimento de um gradiente inter-hemisférico no Atlântico Tropical atuando no mesmo sentido do gradiente interbacias, e colaborando para fortalecer a influência ENSO na precipitação da região Tropical do NEB.

A Figura 51 mostra a correlação entre as precipitações observada e prevista entre os anos de 2006-07 a 2015-16 com o coeficiente de determinação (R-quadrado).

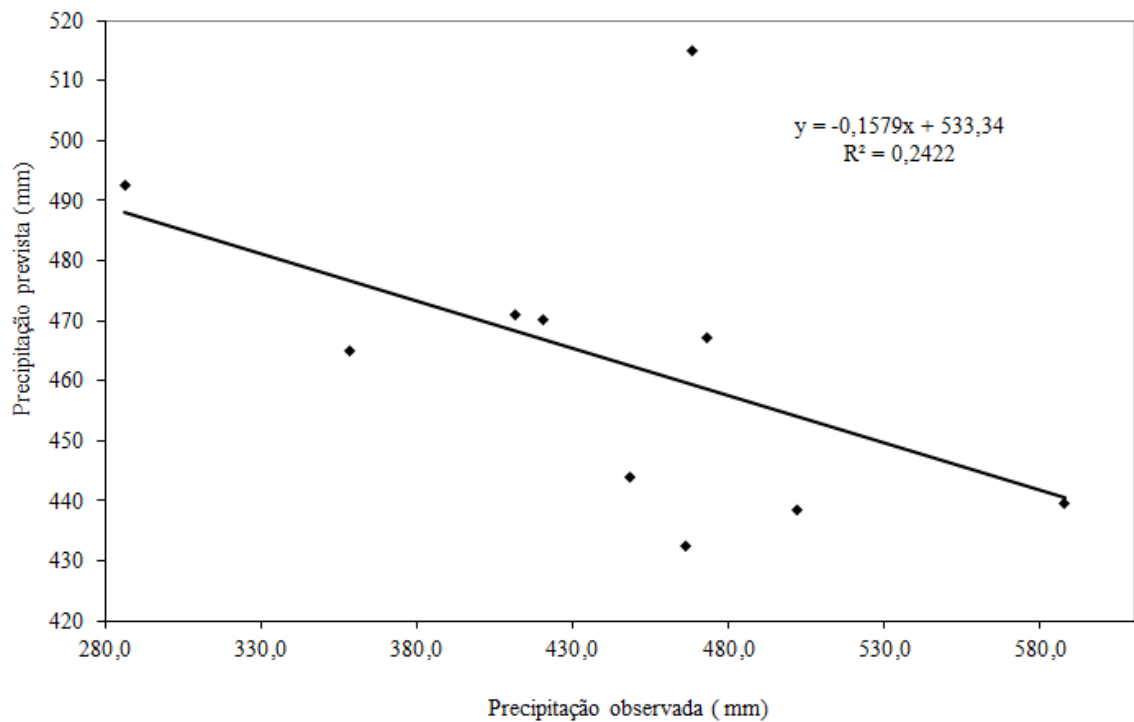


Figura 51 – Correlação entre a precipitação observada e a prevista entre os anos de 2006-07 a 2015-16 e o coeficiente de determinação do modelo estatístico para o Grupo3.

Neste modelo de previsão para a precipitação do Grupo 2, obtêm-se $r^2 = 0,2422$, que corresponde a um coeficiente de correlação da ordem de $r=0,4921$ entre os valores observados e estimados. Foi aplicado o teste t-Student para ver a significância dos dados, com uma certeza de 95%; e o teste mostrou que os dados utilizados nesse modelo não são estatisticamente significativos, ou seja, significa dizer que, estatisticamente há diferença significativa entre os valores observados e previstos.

A precipitação observada média foi de 442,2mm e a precipitação prevista foi de 463,5mm (-4,7%).

Na Tabela 10 são mostrados os dados utilizados no modelo estatístico para as rodadas dos últimos 10 anos. Verifica-se uma correlação muito baixa nas rodadas do modelo, entre os dados de covariância e os dados de precipitação, variando de 32,79% a 43,44%.

Tabela 10. Coeficientes do modelo de regressão múltipla com as respectivas constantes, bases da TSM, coeficientes de determinação e os erros padrões do modelo 3.

Anos	β	α_1	α_2	α_3	R^2	ε
2007-08	488,5	1,52	0,59	1,33	0,1820	0,22
2008-09	489,4	1,51	0,65	1,30	0,1838	0,21
2009-10	493,7	1,52	0,62	1,28	0,1616	0,20
2010-11	493,6	1,47	0,63	1,27	0,1626	0,19
2011-12	485,3	1,39	0,64	1,30	0,1887	0,19
2012-13	492,0	1,35	0,66	1,24	0,1075	0,19
2013-14	484,7	1,10	0,85	1,20	0,1441	0,22
2014-15	484,8	1,03	0,96	1,15	0,1596	0,23
2015-16	485,2	1,03	0,96	1,15	0,1625	0,22
2016-17	485,2	1,10	0,92	1,15	0,1619	0,21

4.4.4 – Previsão da precipitação para a quadra chuvosa de JFMA

O modelo obtido para a precipitação para esse Grupo é previsto por 5 covariáveis de anomalias de TSM, todas elas significativas com respeito a sua entrada no modelo:

$$Y = \beta + \alpha_1 TSM_1 + \alpha_2 TSM_2 + \alpha_3 TSM_3 + \alpha_4 TSM_4 + \alpha_5 TSM_5 + \varepsilon \quad (6)$$

em que as covariáveis que seguem são para o período de agosto a janeiro: TSM1, TSM2, TSM3, TSM4 e TSM5 são as anomalias médias de TSM para as áreas dos meses **Agosto, Setembro, Outubro, Janeiro e Janeiro**, respectivamente. $\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3, \alpha_4$ e α_5 são os valores que acompanham cada variável na curva de regressão, ou seja, as bases correspondentes a cada

valor de expoente da TSM, é encontrado na rodada do modelo, e β é um valor constante, também encontrado na rodada do modelo.

A TSM1 está no Atlântico tropical; a TSM2 e TMS3 estão no Pacífico Norte; a TSM4 está na área do Niño3,4 (única negativa) e a TSM5 está no Atlântico Norte. Essas áreas de TSM mostram que um possível transporte de umidade é feito através das teleconexões do ENOS/ODP/OMA que alimentam os mecanismos físicos e os sistemas atmosféricos conhecidos como a OMJ e a ZCIT que provocam chuva no NEB.

O clima é frequentemente influenciado por padrões recorrentes e persistentes de circulação em grande escala, geralmente referidos como padrões de teleconexões, que conectam locais amplamente separados de escalas hemisféricas ou mesmo globais (Wallace e Gutzler, 1981).

A Figura 52 mostra a correlação entre as precipitações observada e prevista entre os anos de 2007 a 2016 com o coeficiente de determinação (R-quadrado).

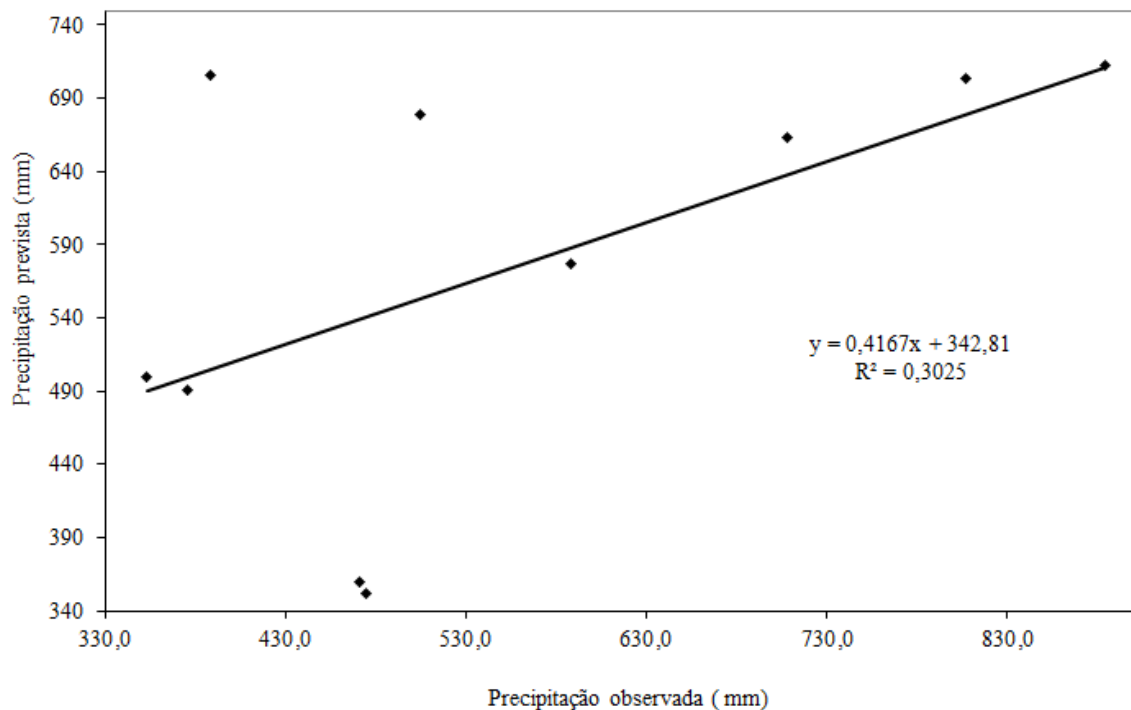


Figura 52 – Correlação entre a precipitação observada e a prevista entre os anos de 2007 a 2016 e o coeficiente de determinação do modelo estatístico para o Grupo4.

Neste modelo de previsão para a precipitação do Grupo 4, obtêm-se $r^2 = 0,3025$, que corresponde a um coeficiente de correlação da ordem de $r=0,5500$ entre os valores observados e estimados. Foi aplicado o teste t-Student para ver a significância dos dados, com uma certeza

de 95%; e o teste mostrou que os dados utilizados nesse modelo são estatisticamente significativos, ou seja, significa dizer que, estatisticamente não há diferença significativa entre os valores observados e previstos.

A precipitação observada média foi de 555,7mm e a precipitação prevista média foi de 574,3mm (-3,3%).

Na Tabela 11 são mostrados os dados utilizados no modelo estatístico para as rodadas dos últimos 10 anos. Verifica-se uma correlação variável entre os anos de 2007 a 2016. A variação da correlação entre os dados de covariância e os dados de precipitação, usados para cada ano no modelo foi de 74,75% a 84,42%.

Tabela 11. Coeficientes do modelo de regressão múltipla com as respectivas constantes, bases da TSM, coeficientes de determinação e os erros padrões do modelo 4.

Anos	β	α_1	α_2	α_3	α_4	α_5	R^2	ε
2007	528,8	1,27	1,26	0,93	0,74	2,07	0,6653	0,17
2008	528,2	1,26	1,26	0,93	0,74	2,07	0,6651	0,16
2009	511,2	1,17	1,30	0,90	0,73	2,16	0,6961	0,16
2010	506,1	1,14	1,36	0,90	0,74	2,15	0,7050	0,16
2011	499,1	1,01	1,34	0,92	0,78	1,98	0,6974	0,16
2012	497,0	1,00	1,32	0,91	0,77	2,02	0,7006	0,15
2013	484,4	1,06	1,36	0,94	0,74	2,38	0,7112	0,16
2014	473,4	1,06	1,38	0,94	0,75	2,52	0,7127	0,17
2015	473,3	1,04	1,47	0,95	0,82	2,17	0,6848	0,17
2016	498,5	1,08	1,48	0,95	0,91	1,67	0,5587	0,21

4.4.5 – Previsão da precipitação para a quadra chuvosa de FMAM

O modelo obtido para a precipitação para esse Grupo é previsto por 10 covariáveis de anomalias de TSM, todas elas significativas com respeito a sua entrada no modelo:

$$Y = \beta + \alpha_1 TSM_1 + \alpha_2 TSM_2 + \alpha_3 TSM_3 + \alpha_4 TSM_4 + \alpha_5 TSM_5 + \alpha_6 TSM_6 + \alpha_7 TSM_7 + \alpha_8 TSM_8 + \alpha_9 TSM_9 + \alpha_{10} TSM_{10} + \varepsilon \quad (7)$$

em que as covariáveis que seguem são para o período de setembro a fevereiro: TSM1, TSM2, TSM3, TSM4, TSM5, TSM6, TSM7, TSM8, TSM9 e TSM10 são as anomalias médias de TSM para as áreas dos meses **Setembro, Outubro, Outubro, Novembro, Dezembro, Janeiro, Janeiro, Janeiro, Fevereiro e Fevereiro**, respectivamente. $\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3, \alpha_4, \alpha_5, \alpha_6, \alpha_7, \alpha_8, \alpha_9$ e α_{10} são os valores que acompanham cada variável na curva de regressão, ou seja, as bases correspondentes a cada valor de expoente da TSM, é encontrado na rodada do modelo, e β é um valor constante, também encontrado na rodada do modelo.

Dentre essas 10 áreas, 5 foram de correlações positivas e 5 áreas de correlações negativas. Apenas a TSM8 está localizada no oceano Atlântico Sul e tem uma correlação positiva. A TSM10 está localizada no Pacífico Sul e tem uma correlação negativa. As áreas dos Niños estão representadas pelas TSM6 (Niño3) e TSM9 (Niño1+2). A TSM1 está no Pacífico Norte e tem uma correlação negativa. As TSM2 e TSM3 também estão no Pacífico Norte, sendo correlações positivas. As TSM4 e TSM7 estão localizadas no Atlântico Norte, com correlações positivas e a TSM5 também está localizada no Atlântico Norte, sendo correlação negativa.

As áreas estão associadas ao ENSO/ODP/OMA cujas influências por teleconexões fortalecem ou enfraquecem a OMJ e a ZCIT que são os principais mecanismos físicos e sistemas oceanos-atmosfera que provocam chuva no NEB neste período. Os fenômenos oceânico-atmosféricos possuem a capacidade de modificar a Célula de Walker, ou seja, a circulação longitudinal da atmosfera (Cavalcanti et al., 2009) e a Célula de Hadley, ou seja, circulação latitudinal, que tem significativa influência sobre a precipitação no NEB.

A OMJ pode ser influenciada pela Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS) através do jato subtropical superior (Casarin e Kousky, 1986). Através de um modelo barotrópico, Grimm e Silva Dias (1995) observaram que a convecção anômala na região da ZCPS, associada ao ciclo natural da OMJ, foi capaz de influenciar a convecção sobre a região da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) através do fortalecimento de um Cavado

em Altos Níveis. Paegle (2000) relacionaram o dipolo de convecção sobre a ZCAS com a OMJ e com um trem de ondas do Pacífico tropical em direção a América do Sul (AS), e se curvando para o NEB sobre o continente. Cunningham e Cavalcanti (2006) destacam dois mecanismos que influenciam a convecção na região da ZCAS na escala intrassazonal. O primeiro refere-se à propagação da OMJ para leste equatorialmente, da Indonésia para a região tropical da AS, quando a ZCAS encontra-se mais ao norte da posição climatológica. O segundo é a teleconexão representada pelo padrão “Pacific South America” (PSA) que influencia a convecção na ZCAS, quando a mesma encontra-se na posição climatológica ou mais ao sul da sua posição climatológica.

A Figura 53 mostra a correlação entre as precipitações observada e prevista entre os anos de 2007 a 2016 com o coeficiente de determinação (R-quadrado).

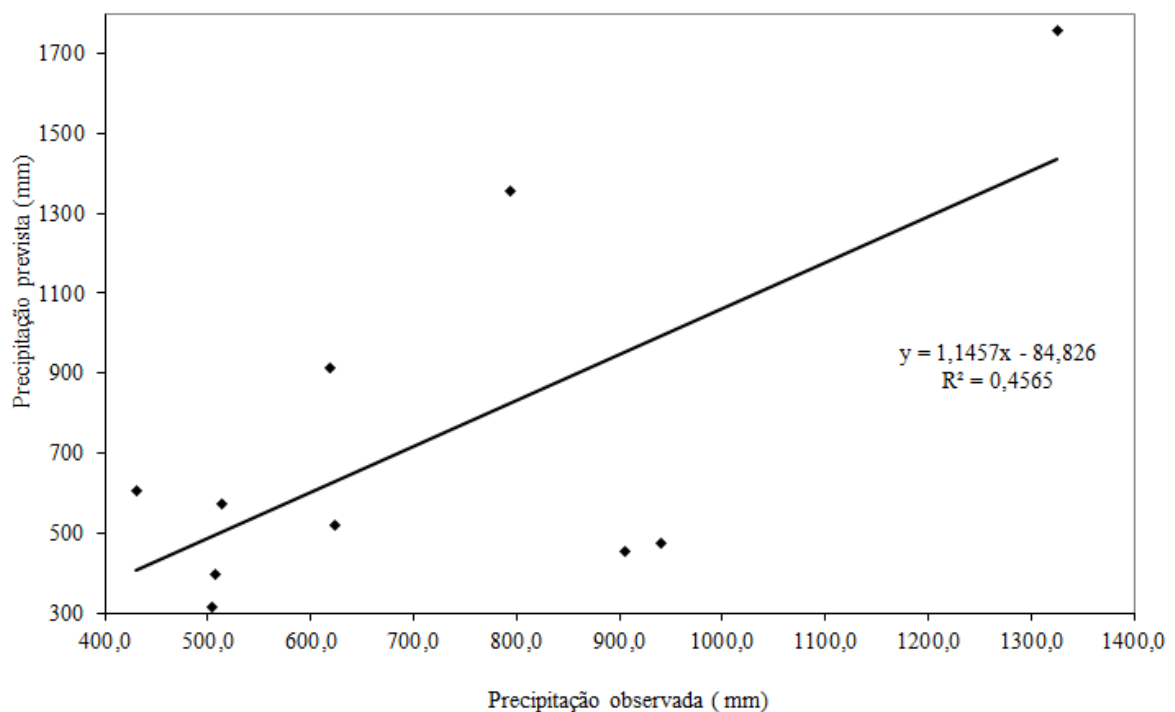


Figura 53 – Correlação entre a precipitação observada e a prevista entre os anos de 2007 a 2016 e o coeficiente de determinação do modelo estatístico para o Grupo5.

Neste modelo de previsão para a precipitação do Grupo 5, obtêm-se $r^2 = 0,4565$, que corresponde a um coeficiente de correlação da ordem de $r=0,6756$ entre os valores observados e estimados. Foi aplicado o teste t-Student para ver a significância dos dados, com uma certeza de 95%; e o teste mostrou que os dados utilizados nesse modelo são estatisticamente

significativos, ou seja, significa dizer que, estatisticamente não há diferença significativa entre os valores observados e previstos.

A precipitação observada média foi de 716,5mm e a precipitação prevista média foi de 736,0mm (-2,7%).

Na Tabela 12 são mostrados os dados utilizados no modelo estatístico para as rodadas dos últimos 10 anos. Verifica-se uma correlação variável entre os anos de 2007 a 2016. A variação da correlação entre os dados de covariância e os dados de precipitação, usados para cada ano no modelo foi de 76,74% a 91,47%.

Tabela 12. Coeficientes do modelo de regressão múltipla com as respectivas constantes, bases da TSM, coeficientes de determinação e os erros padrões do modelo 5.

Anos	β	α_1	α_2	α_3	α_4	α_5	α_6	α_7	α_8	α_9	α_{10}	R^2	ϵ
2007	15,4	0,81	0,81	0,82	0,54	1,66	0,39	1,59	1,14	0,99	1,21	0,8366	0,36
2008	57,3	0,90	0,70	0,88	0,65	1,37	0,43	1,55	1,11	1,15	1,26	0,8284	0,26
2009	157,0	0,88	0,73	0,98	0,64	1,38	0,58	1,42	0,99	1,17	1,16	0,6887	0,29
2010	28,5	0,82	0,93	0,79	0,55	1,88	0,64	1,23	0,97	1,18	1,08	0,6641	0,31
2011	45,8	0,85	0,84	0,82	0,60	1,72	0,64	1,22	0,98	1,22	1,05	0,7048	0,28
2012	175,7	0,90	0,91	0,87	0,77	1,46	0,72	1,23	0,93	1,20	0,98	0,5889	0,30
2013	128,8	0,84	0,99	0,84	0,72	1,52	0,69	1,28	0,94	1,16	1,00	0,6476	0,29
2014	133,4	0,84	0,96	0,85	0,72	1,50	0,66	1,28	0,94	1,18	1,01	0,6718	0,27
2015	110,7	0,85	1,02	0,83	0,72	1,53	0,68	1,25	0,94	1,14	0,99	0,6665	0,26
2016	219,8	0,88	0,97	0,88	0,74	1,38	0,68	1,26	0,93	1,16	1,00	0,6331	0,26

4.4.6 – Previsão da precipitação para a quadra chuvosa de MAMJ

O modelo obtido para a precipitação para esse Grupo é previsto por 4 covariáveis de anomalias de TSM, todas elas significativas com respeito a sua entrada no modelo:

$$Y = \beta + \alpha_1 TSM_1 + \alpha_2 TSM_2 + \alpha_3 TSM_3 + \alpha_4 TSM_4 + \varepsilon \quad (8)$$

em que as covariáveis que seguem são para o período de outubro a março: TSM1, TSM2, TSM3 e TSM4 são as anomalias médias de TSM para as áreas dos meses **Janeiro, Janeiro, Janeiro e Fevereiro**, respectivamente. $\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3$ e α_4 são os valores que acompanham cada variável na curva de regressão, ou seja, as bases correspondentes a cada valor de expoente da TSM, é encontrado na rodada do modelo, e β é um valor constante, também encontrado na rodada do modelo.

As TSM1, TSM2 e TSM3 estão localizadas no Atlântico Norte. Já a TSM4 está localizada no Pacífico Sul. As TSM1, TSM2 e TSM3 estão localizadas próximas as áreas da OMA. A OMA afeta grande parte do Atlântico através da variabilidade na circulação oceânica termohalina (Knight et al., 2005) e até áreas do Pacífico Norte através do mecanismo da temperatura troposférica (Yulaeva e Wallace, 1994; Chiang e Sobel, 2002; Chiang e Lintner, 2005) e pelas teleconexões das pontes atmosféricas (Lau e Nath, 1996; Curtis e Hastenrath, 1995). Pesquisas recentes apontam que a OMA influencia na variabilidade da precipitação no NEB (Folland et al., 2001; Andreoli e Kayano, 2006). A TSM4 localizada no Pacífico Sul, apresenta sua importância para o transporte de energia através da propagação da OMJ e na formação de trens de ondas de Kelvin (Kayano e Kousky, 1996).

Segundo Molion (2005), a variabilidade climática observada nos últimos 100 anos, se deve em parte, ao Pacífico, e a sua ODP, que são os principais controladores internos do sistema climático na escala interdecadal. Considerando que a atmosfera é aquecida por baixo, ou seja, pela superfície terrestre, que o Pacífico ocupa 35% dessa superfície e, ainda, o longo tempo de duração de cada fase de ODP, essas oscilações devem impor um sinal no clima global.

A Figura 54 mostra a correlação entre as precipitações observada e prevista entre os anos de 2007 a 2016 com o coeficiente de determinação (R-quadrado).

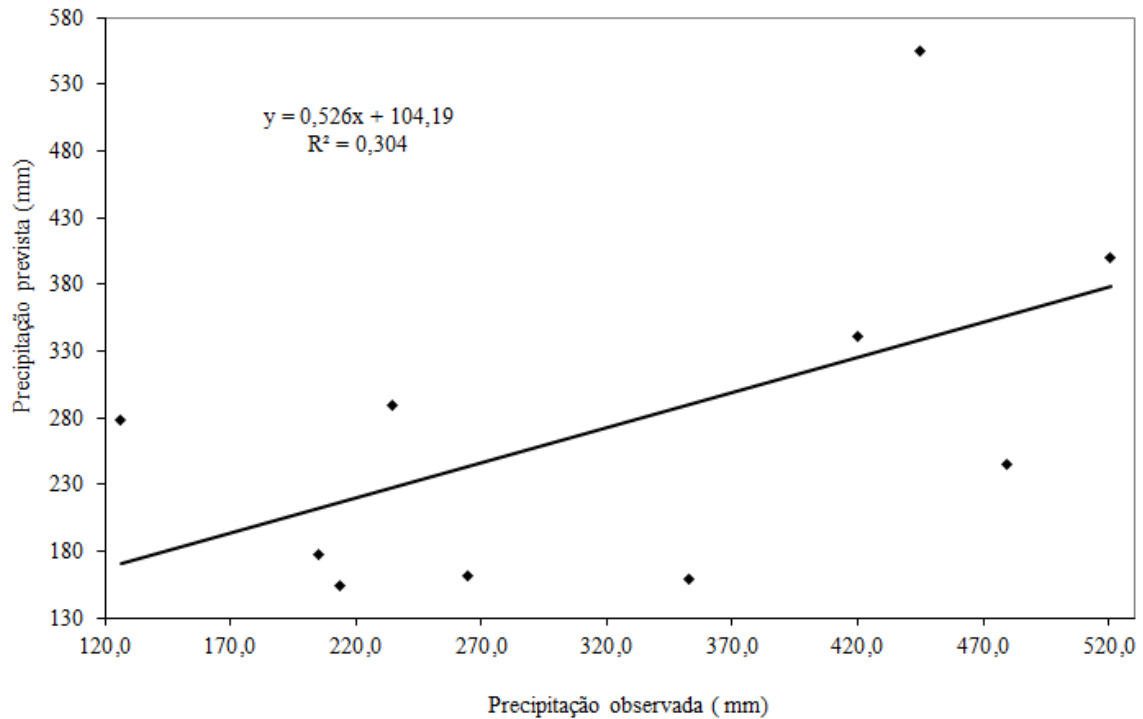


Figura 54 – Correlação entre a precipitação observada e a prevista entre os anos de 2007 a 2016 e o coeficiente de determinação do modelo estatístico o Grupo6.

Neste modelo de previsão para a precipitação do Grupo 6, obtêm-se $r^2 = 0,304$, que corresponde a um coeficiente de correlação da ordem de $r=0,5514$ entre os valores observados e estimados. Foi aplicado o teste t-Student para ver a significância dos dados, com uma certeza de 95%; e o teste mostrou que os dados utilizados nesse modelo são estatisticamente significativos, ou seja, significa dizer que, estatisticamente não há diferença significativa entre os valores observados e previstos.

A precipitação observada média foi de 326,2mm e a precipitação prevista foi de 275,8mm (15,4%).

Na Tabela 13 são mostrados os dados utilizados no modelo estatístico para as rodadas dos últimos 10 anos. Verifica-se uma correlação variável entre os anos de 2007 a 2016. A variação da correlação entre os dados de covariância e os dados de precipitação, usados para cada ano no modelo foi de 59,16% a 85,14%.

Tabela 13. Coeficientes do modelo de regressão múltipla com as respectivas constantes, bases da TSM, coeficientes de determinação e os erros padrões do modelo 6.

Anos	β	α_1	α_2	α_3	α_4	R^2	ε
2007	10.488,0	1,30	1,07	0,96	0,52	0,7248	0,22
2008	748,7	1,13	1,05	1,28	0,72	0,5202	0,27
2009	265,3	1,08	1,08	1,36	0,84	0,3500	0,32
2010	281,3	1,04	1,15	1,39	0,84	0,4074	0,31
2011	382,8	1,02	1,17	1,36	0,82	0,4049	0,30
2012	260,3	1,04	1,14	1,36	0,86	0,4134	0,30
2013	210,7	0,91	1,10	1,59	0,87	0,4688	0,33
2014	247,9	0,89	1,10	1,58	0,85	0,4726	0,32
2015	328,7	0,88	1,19	1,41	0,88	0,4344	0,33
2016	260,4	0,90	1,18	1,42	0,90	0,4611	0,32

4.4.7 – Previsão da precipitação para a quadra chuvosa de AMJJ

O modelo obtido para a precipitação para esse Grupo é previsto por 3 covariáveis de anomalias de TSM, todas elas significativas com respeito a sua entrada no modelo:

$$Y = \beta + \alpha_1 TSM_1 + \alpha_2 TSM_2 + \alpha_3 TSM_3 + \varepsilon \quad (9)$$

em que as covariáveis que seguem são para o período de novembro a abril: TSM1, TSM2 e TSM3 são as anomalias médias de TSM para as áreas dos meses **Janeiro, Janeiro e Março**, respectivamente. α_1, α_2 e α_3 são os valores que acompanham cada variável na curva de regressão, ou seja, as bases correspondentes a cada valor de expoente da TSM, é encontrado na rodada do modelo, e β é um valor constante, também encontrado na rodada do modelo.

As TSM1 e TSM2 estão no Atlântico Norte e são correlações negativas. A TSM3 está no Atlântico Sul e tem uma correlação positiva. Moura et al. (2009) analisando as correlações entre a precipitação no leste do NEB e as TSMs nos oceanos Pacífico e Atlântico concluíram que a maior correlação observada é entre a precipitação e a TSM do Atlântico, do que a do Pacífico. Eles afirmaram ainda que as anomalias positivas de TSM no Atlântico tropical Sul induzem chuvas sobre o leste do NEB, já anomalias positivas de TSM no Pacífico Tropical inibem as chuvas sobre o NEB.

A Figura 55 mostra a correlação entre as precipitações observada e prevista entre os anos de 2007 a 2016 entre os anos de 2007 a 2016 e com o coeficiente de determinação (R^2 -quadrado).

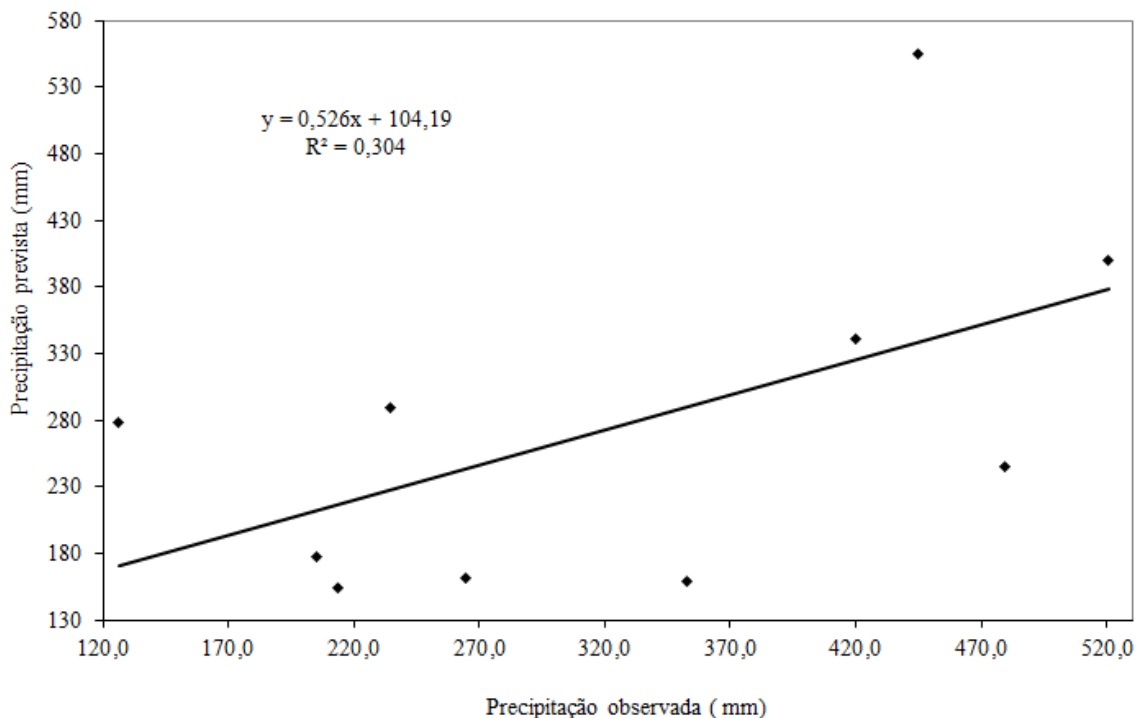


Figura 55 – Correlação entre a precipitação observada e a prevista entre os anos de 2007 a 2016 e o coeficiente de determinação do modelo estatístico para o Grupo7.

Neste modelo de previsão para a precipitação do Grupo 6, obtêm-se $r^2 = 0,3046$, que corresponde a um coeficiente de correlação da ordem de $r = 0,5519$ entre os valores observados e estimados. O modelo teve um desempenho razoável na simulação da precipitação interanual sobre essa área do NEB. Foi aplicado o teste t-Student para ver a significância dos dados, com uma certeza de 95%; e o teste mostrou que os dados utilizados nesse modelo são

estatisticamente significativos, ou seja, significa dizer que, estatisticamente não há diferença significativa entre os valores observados e previstos.

A precipitação observada média foi de 730,3mm e a precipitação prevista média foi de 667,2mm (8,6%).

Na Tabela 14 são mostrados os dados utilizados no modelo estatístico para as rodadas dos últimos 10 anos. Verifica-se uma correlação variável entre os anos de 2007 a 2016. A variação da correlação entre os dados de covariância e os dados de precipitação, usados para cada ano no modelo foi de 60,40% a 82,25%.

Tabela 14. Coeficientes do modelo de regressão múltipla com as respectivas constantes, bases da TSM, coeficientes de determinação e os erros padrões do modelo 7.

Anos	β	α_1	α_2	α_3	R^2	ε
2007	18.876,2	0,76	1,01	0,82	0,6765	0,13
2008	9.896,8	0,82	1,02	0,83	0,5818	0,14
2009	9.077,0	0,83	1,04	0,84	0,5698	0,13
2010	9.289,5	0,83	1,04	0,83	0,6003	0,13
2011	8.542,0	0,81	1,04	0,87	0,5480	0,13
2012	10.610,1	0,76	1,07	0,90	0,5725	0,13
2013	8.896,9	0,75	1,08	0,94	0,4273	0,17
2014	7.523,2	0,76	1,09	0,95	0,4039	0,17
2015	6.029,0	0,79	1,04	0,93	0,3876	0,17
2016	6.034,1	0,81	1,02	0,91	0,3649	0,17

5 - CONCLUSÕES

- Com base nas precipitações mensais foram identificadas sete regiões pluviométricas homogêneas. A RPH1 abrange o sul da Bahia. A RPH2 localiza-se na área semiárida da Bahia. A RPH3 engloba os setores norte e oeste da Bahia, sul do Maranhão, sertão de São Francisco no Pernambuco e os setores sudeste sudoeste do Piauí. A RPH4 atinge grande parte do estado do Ceará, a região central do Maranhão, os setores do sertão, cariri e Seridó da Paraíba, o sertão do Araripe e Pajeú no estado de Pernambuco, a região centro norte do Piauí, e grande parte do oeste e central do Rio Grande do Norte. A RPH5 abrange as áreas litorâneas dos estados do Maranhão, Piauí, Ceará e Rio Grande do Norte. A RPH6 compreende o agreste do Rio Grande do Norte, parte do agreste e brejo paraibano, parte do agreste pernambucano, sertão de Alagoas, sertão de Sergipe e parte da região nordeste da Bahia. A RPH7 está localizada na área litorânea do setor leste do NEB, desde o Rio Grande do Norte até o recôncavo baiano.
- De acordo com as correlações entre as anomalias de precipitações nas RPH e as anomalias de TSM nos oceanos Pacífico e Atlântico percebeu-se que a bacia norte do oceano Pacífico apresentou as maiores correlações atingindo valores de até 0,8 para a quadra chuvosa de MAMJ, que são estatisticamente significativas ao nível de 5% de probabilidade pelo teste t-Student, durante os meses de dezembro e janeiro. As correlações de 0,6, também estatisticamente significativas ao nível de 5% de probabilidade pelo teste t-Student, foram observadas em várias quadras chuvosas nas bacias norte e sul e região equatorial do Pacífico e na bacia norte do Atlântico, como: DJFM (setembro, outubro, novembro e dezembro); JFMA (outubro, dezembro, janeiro); MAMJ (novembro, dezembro, janeiro, fevereiro e março); e AMJJ (novembro, dezembro, janeiro, fevereiro e março). A correlação de 0,4, que são estatisticamente significativas ao nível de 5% de probabilidade pelo teste t-Student, foram observadas em todas as quadras chuvosas em, praticamente, todos os meses, nos oceanos Pacífico e Atlântico. Foram observadas correlações abaixo de 0,4, que não são estatisticamente significativas ao nível de 5% de probabilidade pelo teste t-Student, em todas as bacias dos oceanos e quadras chuvosas.
- Nas análises estatísticas como mapas de correlações, forneceu evidências empíricas da existência de relações de baixa frequência na troposfera. No caso das teleconexões atmosféricas tem um papel importante na variabilidade das precipitações sazonais e interanuais no NEB, concordando com alguns trabalhos que foram citados neste trabalho. Entre as teleconexões, temos: ENSO, ODP, OMA, OAN e AO são as mais citadas.

- Os resultados sugerem que as propagações das ondas planetárias, atuem como guias de onda, e desta forma, favoreça a teleconectividade entre regiões remotas. Neste caso, alimentando os sistemas meteorológicos atmosféricos que atuam provocando precipitações sobre o NEB.
- A variação na RPH1 entre a precipitação média observada e a precipitação média prevista foi de 53,5mm; na RPH2 essa variação foi de 18,9mm; Na RPH3 a variação foi 21,3mm; A RPH4 a variação foi 18,6mm; já a RPH5 a variação foi 19,5mm; Na RPH6 a variação foi de 43,2mm; e a RPH7 a variação foi de 63,1mm.
- O modelo de regressão múltipla aplicado neste trabalho foi ajustado, de um intervalo de confiança ao nível de 95% para valor estimado, o que portanto, infere uma probabilidade de erro da ordem de 5%. Foi aplicado o teste t-student para ver a significância dos dados de cada modelo aplicado, e o teste mostrou que os dados utilizados nos modelos nos grupos 2 (NDJF), 4 (JFMA), 5 (FMAM), 6 (MAMJ) e 7 (AMJJ) são estatisticamente significativos, ou seja, significativa dizer que, estatisticamente não há diferença significativa entre os valores observados e previstos. Já os modelos utilizados nos grupos 1 e 3 não são estatisticamente significativos, ou seja, significativa dizer que, estatisticamente há diferença significativa entre os valores observados e previstos.

6 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICA

Alves, J. M. B.; Bristot, G.; Costa, A. A.; Moncunnil, D. F.; Nóbrega, D. S.; Santos, A. C.; Silva, E. M.; Melcíades, W. L. B.; Filho, V. P. S.; Souza, I. A. Uma aplicação técnica de *downscaling* dinâmico no setor norte da região Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.18, n.2, p.161-180, 2003.

Alves, J. M. B.; Campos, J. N. B.; Filho, F. A. S.; Moncunnil, D. F.; silva, E. M.; Barbosa, W. L.; Ferreira, A. G.; Sun, L.; Moura, A. D. Uma avaliação preliminar entre simulações climáticas de um modelo global (ECHAM4.5) e um *downscaling* dinâmico para o setor norte da região Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.20, n.2, p.40-55, 2005.

Alves, J. M. B.; Ferreira F. F.; Campos, J. N. B.; Souza Filho, F. A.; Souza, E. B.; Duran, B. J.; Servain, J.; e Studart, T. M. C. Mecanismo Atmosféricos Associados á ocorrência de precipitação intensa sobre o Nordeste do Brasil durante o janeiro/2004. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 1, p. 56-76, 2006.

Alves, J. M. B; Servain, J.; Campos, J. N. B. Relation-ship Between Ocean Climate Variability and Rain Fed Agriculture in Northeast Brazil. **Climate Research**, v.38, p.225-236, 2009.

Amanajás, J. C.; Braga, C. C.; Lima, F. J. L.; Guedes, R. V. S. Aplicação da Análise Fatorial em Componentes Principais a dados de precipitação no estado do Amapá. **Revista de Geografia**, 27(1):107-119. 2010.

Ambrizzi, T.; Souza, E. B.; Pulwarty, R. S. The Hadley and walker regional circulations and associated ENSO impacts on South American seasonal rainfall. In: the Hadley Circulation: present, past and future, Diaz H.F. and Bradley R.S. (1 Ed.). **Kluwer Academic Publishers**, Chapter 7, p.203-235, 2004.

Ambrizzi, T. El Niño/Oscilação Sul e teleconexões atmosféricas no hemisfério austral. **Tese de doutorado**, São Paulo: USP/IAG, 2003.

Ambrizzi, T.; Ferraz, S. E. T. An objective criterion for determining the South Atlantic Convergence Zone. **Frontiers in Environmental Science**, v.3, article 23, 2015.

Anderson, J. H.; Van den Dool; Barnston, A.; Chien, W.; Stern, W. Ploshay, J. Present –day capabilities of numerical and statistical models for atmospheric extratropical seasonal

simulation and prediction. **Bulletim of the American Meteorological Society**, v.80, p.1349-1361, 1999.

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

Andreoli, R. V.; Kayano, M. T. A. ENSO-related rainfall anomalies in South America and associated circulation features during warm and cold Pacific Decadal Oscillation regimes. **International Journal of Climatology**, v.25, p.2017-2030, 2005.

Andreoli, R. V.; Kayano, M. T. A importância relativa do Atlântico tropical sul e Pacífico leste na variabilidade de precipitação do Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.22, n.1, p.63-74, 2007.

Andreoli RV, Oliveira SS, Kayano MT, Viegas J, Souza RAF, Candido LA. 2016. The influence of different El Niño types on the South American rainfall. *International Journal of Climatology* (published online). **International Journal Climatology**, Doi: 10.1002/joc.4783, 2016.

Angstrom A. Teleconnections of climatic changes in present time. *Geogr. Annal.* 17:243–258, 1935.

Aragão, J. O. R. A general circulation model investigation of the atmospheric response to El Niño. National Center for Atmospheric Research (NCAR Cooperative Thesis)/CT-100: Boulder-CO, U.S.A. 144p. 1986.

Aragão, J. O. R. A influência dos Oceanos Atlântico e Pacífico sobre a circulação atmosférica e a precipitação na Região Semiárida do Nordeste do Brasil: Simulação e Observação. **In: IX Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Campos do Jordão – SP, Anais: Sociedade Brasileira de Meteorologia, p. 830-833, 1996.

Araujo, 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. **ACTA Amazônica**, v.43(4), p.469-480, 2013.

Carvalho, L. M. V.; Jones, C.; Liebmann, B. The South Atlantic Convergence Zone: Intensity, form, Persistence, and Relationships with Intraseasonal and Interannual Activity and Extreme Rainfall. **Journal of Climate**, v.17, p.88-108, 2004.

Casarin, D. P.; Kousky, V. E.: Anomalias de precipitação no sul do Brasil e variações na circulação atmosférica. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v.1, p.83-90, 1986.

Cavalcanti, I. F. A.; Marengo, J. A.; Satyamurty, P.; Nobre, C. A.; Trosnikov, I.; Bonatti, J. P.; Manzi, A. O.; Tarasova, T.; Pezzi, L. P.; D'Almeida, C.; Sampaio, G.; Castro, C. C.; Sanches, M. B.; Camargo, H. Global climatological features in a simulation using CPTEC/COLA AGCM. **Journal of Climate**, v.15, n.21, p.2965-2988, 2002.

Cavalcanti, I. F. A.; Ferreira, N. J.; Justi da Silva, M. G. A. e Silva Dias, M. A. F., Livro: **Tempo e Clima**, São Paulo, 463 pp. 2009.

Cavalcanti, I. F. A.; Ambrizzi, T. teleconexões e suas influências no Brasil. In: Cavalcanti, I. F. A.; Ferreira, N. J.; Justi da Silva, M. G. A. e Silva Dias, M. A. F., **Tempo e Clima**, São Paulo: Oficina de textos, cap.20, p.317-335, 2009.

Chang, P. L.; Fang, Y.; Saravanan, R. Ji, L. Seide, H. The cause of the fragile relationship between the Pacific El Niño and the Atlantic Niño. **Nature**, v.443, p.324-228, 2006.

Chaves, R. R.; Cavalcanti, I. F. A. Atmospheric circulation features associated with rainfall variability over southern Northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v.129, p.2614-2626, 2001.

Chaves, R. R.; Nobre, P. Interactions between the sea surface temperature over the South Atlantic Ocean and the South Atlantic Convergence Zone. **Geophysical Research Letters**, v.31, p.L03204, 2004

Chiang, J. C. H.; Sobel, A. H. Tropical Tropospheric Temperature Variations Caused by ENSO and Their Influence on the remote tropical climate. **Journal of Climate**, v.15, p.2616-2631, 2002.

Chiang, J. C. H., M. Biasutti, and D. S. Battisti, 2003: Sensitivity of the Atlantic Intertropical Convergence Zone to Last Glacial Maximum boundary conditions. **Paleoceanography**, **18**.1094, 2003.

Chiang, J. C. H.; Lintner, B. R. Mechanism of remote tropical surface warming during El Niño. **Journal of Climate**, v.18, p.4130-4149, 2005.

Coelho, C. A. S.; Uvo, C. B.; Ambrizzi, T. Exploring the impacts of the tropical Pacific SST on the precipitation patterns over South America during ENSO periods. **Theoretical and Applied Climatology**, 71, p.185-197, 2002.

Coelho, C. A. S.; Stephenson, D. B.; Balmaseda, M.; Doblas-Rayes, F. J.; Oldenborgh, G. J. Towards an integrated seasonal forecasting system for South America. **Journal of Climate**, v.19, n.15, p.3704-3721, 2006.

Conti, J. B. Considerações sobre as mudanças climáticas globais. In: Sant' Anna Neto, J. L.; Zavatini, J. A. (orgs). Variabilidade e mudanças climáticas: Implicações ambientais e socioeconômicas. Maringá, **EDUEM**, p.17-28, 2000.

Conti, J. B. Considerações sobre as mudanças climáticas globais. In: **Revista do Departamento de Geografia**, São Paulo, v.16, p.70-75, 2005.

Cunningham, C. C.; Cavalcanti, I. F. A.: Intraseasonal modes of variability affecting the South Atlantic Convergence Zone. **International Journal of Climatology**. v.26, p.1165-1180, 2006.

Curtis, S.; Hastenrath, S. Forcing of anomalous sea surface temperature evolution in the tropical Atlantic during Pacific warm events. **Journal of Geophysical Research**, 100C:15835-15847, 1995.

Czaja, A.; van der Vaart, P.; Marshall, J. A diagnostic study of the role of remote forcing in tropical Atlantic variability. **Journal of Climate**, v.15, p.3280-3290, 2002.

Diaz, H. F.; Hoerling, M. P.; Eischeid, J. K. ENSO variability, teleconnections, and climate change. **International Journal of Climatology**, v.21, p.1856-1862, 2001.

Dong, B.; Sutton, R. T.; Scaife, A. A. Multidecadal modulation of el Niño–Southern oscillation (enso) variance by atlantic ocean sea surface temperatures. **Geophysical Research Letters**, Wiley Online Library, v.33, n.8, 2006.

Enfield, D. B.; Mayer, D. A. Tropical Atlantic TSM variability and its relation to El Niño–Southern Oscillation. **Journal of Geophysical Research Letter**, v.102, p.929-945, 1997.

Enfield, D. B.; Mestas-Nuñez, A. M.; Trimble, P. J. The Atlantic multidecadal oscillation and its relationship to rainfall and river flows in the continental U.S. **Geophysical Research Letters**, v.28, p.2077-2080, 2001.

Fauchereau, N.; Trzaska, S.; Richard, Y.; Roucou, P.; Camberlin, P. sea-surface temperature co-variability in the Southern Atlantic and Indian Oceans and its connections with the atmospheric circulation in the Southern Hemisphere. **International Journal of climatology**, v.23, p.663-677, 2003.

Fedorova, N.; Levit, V.; Fedorov, D. Fog and Stratus Formation on the Coast of Brazil. **Atmospheric Research, USA**, v.87, p.268-278, 2008.

Ferreira, F. F.; Silva, V. P. R.; Silva, L. L.; Silva, E. M.; Alves, J. M. B.; Bandeira, M. M.; Becker, C. T. Comportamento das águas superficiais nos oceanos Pacífico e Atlântico durante o período de 1982 a 2014. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.31, n.3, p.366-373, 2016.

Figuroa, S. N.; Satyamurty, P.; Siva Dias, P. L. Simulations of the summer circulation over the South American Region with an Eta Coordinate model. In: **Journal Atmospheric Science**, v.52, p.1573-1584. 1995.

Folland, C. W. K.; Colman, A. W.; Rowell, D. P.; Davey, M. K. Predictability of northeast Brazil rainfall and real-time forecast skill. **Journal of Climate**, v. 14, p.1937-1978, 2001.

Gan, M. A.; Kousky, V. E. Vórtices Ciclônicos da Alta Troposfera no Oceano Atlântico Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.1, p.19-28, 1986.

Gan, M. A.; Rao, V. B. Surface cyclogenesis over South America. **Monthly Weather Review**, 119, 1991.

Garcia, S. R.; Kayano, M. T. Climatological aspects of Hadley, Walker and monsoon circulations in two phases of the Pacific Decadal Oscillation. **Theoretical and Applied Climatology**, v.91, p.117-127, 2008.

Gershunov, A.; Barnett, T. P. ENSO influence on intraseasonal extreme rainfall and temperature frequencies in the contiguous United States: Observations and model results. **Journal of Climate**, v.11, p.1575-1586, 1998.

Gill, A.F. Some Simple solution for induced tropical circulation. **Quartely Journal of Royal Meteorological Society**, 106 (499), p.447-462, 1980.

Gillet, N. P.; Kell, T. D.; Jones, P. D. Regional climate impacts of the Southern Annular Mode. **Geophysical Research Letters**, v.33, n. L23704, p.1-4, Dec. 2006.

Gong, D.; Wang, S. Definition of Antarctic Oscillation. **Geophysical Research Letters**, v.26, p.459-462, 1999.

Grimm, A. M.; Silva Dias, P. L. Analysis of Tropical-Extratropical interactions with influence functions of a barotropic model. **Journal of the Atmosphere Sciences**, v.52, n.20, p.3538-3555, 1995.

Grimm, A. M.; Barros, V. R.; Doyle, M. E. Climate variability in southern South America associated with El Niño and La Niña events. **Journal of Climate**, 13: 35-58, 2000.

Halkidi, M.; Batistakis, Y.; Vazirgiannis, M. On Clustering Validation Techniques. *Journal of Intelligent Information Systems (JIIS)*, vol. 17 (2-3). pp. 107-145. 2001.

Harzallah, A.; Aragão, J. O. R.; Sadorny, R. Interannual rainfall variability in northeast Brazil: Observation and model simulation. *International Journal of Climatology*, v.16, p.861-878, 1996.

Hastenrath, S.; Heller, L. Dynamics of climatic hazards in Northeast Brazil. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, Berkshire, v. 103, p. 77-92, 1977.

Hastenrath, S.; Wu, M. C.; Chu, P. S. Towards the monitoring and prediction of Northeast Brazil droughts. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v.110, p.411-425, 1984.

Hastenrath, S. *Climate and circulation of the tropics*, Dordrecht, Reidel, Boston, MA, Lancaster, Tokyo, P. 455, 1985.

Hastenrath, S. The relationship of highly reflective clouds to tropical climate anomalies. **Journal of Climate**, v.3, p. 353-365, 1990.

Hastenrath, S. In search of zonal circulation in the equatorial Atlantic sector from the NCEP-NCAR reanalysis. *International Journal of Climatology*, v.21, p.37-47. 2000.

Hastenrath, S. Climate prediction (empirical and numerical). *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*. J. Holton et al., Eds. **Academic Press**, 411-417, 2002.

Hermes, J. C., Reason, C. J. C., 2005: Ocean model diagnosis of interannual coevolving SST variability in the South Indian and South Atlantic Oceans. **Journal of Climate**, 18, 2864–2882, 2005.

Huang, B.; Schopf, P. S.; Pan, Z. The ENSO effect on the tropical Atlantic variability: a regionally coupled model study. **Geophysical Research Letters**, v.29, n.21, p.2039, 2002.

Jones, P. D.; Jónsson, T.; Wheeler, D. Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland. **International Journal Climatology**, v.17, p.1433-1450, 1997.

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

Kayano, M. T.; Kousky, V. E. Tropical circulation variability with emphasis on interannual and intraseasonal time scales. **Revista Brasileira de Meteorologia**, Rio de Janeiro, v.11, n.1-2, p.6-17, 1996.

Kayano, M.T. A Note on the Precipitation Anomalies in Southern South America Associated with ENSO Variability in the Tropical Pacific. **Meteorology and Atmospheric Physics**, 84, 267-274, 2003.

Kayano, M. T.; Andreoli, R. V. Decadal variability of northern northeast Brazil rainfall and its relation to tropical sea surface temperature and global sea level pressure anomalies. **Journal Geophysical Research**, v. 109, n. C11011, 8 pp., 2004.

Kayano, M.; Cavalcanti, I. F. A, Andreoli, R. V. Clima da Região Nordeste do Brasil. In: Cavalcanti I. F.A., Ferreira NJ, Justi da Silva MGA, Silva Dias MAF, editors. **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos. p. 213-233, 2009.

Kayano, M. T.; Andreoli, R. V.; Souza, R. A. F. Evolving anomalous SST patterns leading to ENSO extremes: relations between the tropical Pacific and Atlantic Oceans and the influence on the South American rainfall. **International of Journal Climatology**, v. 31, p. 1119-1134, 2011.

Kayano, M. T.; Andreoli, R. V.; Souza, R. A. F. Relations between ENSO and South Atlantic SST modes and their effects on the South American rainfall. **International Journal of Climatology**, v.33, p.2008-2023, 2013.

Kayano, M. T.; Capistrano, V. B. How the Atlantic Multidecadal oscillation (AMO) modifies the ENSO influence on the South American rainfall. **International Journal of Climatology**, v.34, p.162-178, 2014.

Kayano, M. T.; Andreoli, R. V.; Garcia, S. R.; de Souza, R. A. F. How the two nodes of the tropical Atlantic sea surface temperature dipole relate the climate of the surrounding regions during austral autumn. **International Journal of Climatology**, v.38, p.3927-3941, 2018.

Kerr, R. A. A North Atlantic climate pacemaker for the centuries, **Science**, 288 (5473), p.1984-1986, 2000.

Klein, S. A.; Soden, B. J.; Lau, N. C. Remote sea surface temperature variations during ENSO: Evidence for tropical Atmospheric bridge. **Journal of Climate**, v.12, p.917-932. 1999.

Knight, J. R.; Robert, J. A.; Folland, C. K.; Vellinga, M.; Mann, M. E. A signature of persistent natural thermohaline circulation cycles in observed climate. **Geophysical Research Letters**, v.32, L20708, doi:10.1029/2005GL024233, 2005.

Kousky, V. E. Diurnal rainfall variation in the Northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, Boston, 108, n.4, p. 488 – 498, 1980.

Kousky, V.E.; Gan, M.A. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. **Tellus**, 36(6):538-551, 1981.

Kousky, V. E.; Kayano, M. T. Cavalcanti, I. F. A. A review of the southern oscillation oceanic atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies. **Tellus**, 36 A: 490-504, 1984.

Kousky, V. E. Atmospheric circulation changes associated with rainfall anomalies over tropical Brazil. **Monthly Weather Review**, 113: 1951-1957, 1985.

Kousky, V. E. & M. T. Kayano. Principal modes of outgoing longwave radiation and 250-mb circulation for the South American sector. **Journal of Climate**, 7, 1131-1143, 1994.

Krishnan, R; Sugi, M. Pacific decadal oscillation and variability of the Indian summer monsoon rainfall. **Springer**, v.21, Issue 3-4, p.233-242, 2003.

Lau, N. C.; Nath, M. J. The role of the “atmospheric bridge” in linking tropical Pacific ENSO events to extratropical SST anomalies. **Journal of Climate**, v.9, p.2036-2057, 1996.

Lúcio, P. S.; Silva, F. D. S.; Fortes, L. T. G.; Santos, L. A. R.; Ferreira, D. B., Salvador, M. A. S.; Balbino, H. T.; Sarmanho, G. F.; Santos, L. S. F. C.; Lucas, E. W. M; Barbosa, T. F.; Dias, P. L. S. Um modelo estocástico combinado de previsão sazonal para a precipitação no Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.25, n.1, p.70-87, 2010.

Machado, L. A. T.; Rossow, W. B. Structural characteristics and radiative properties of tropical cloud clusters. **Monthly Weather Review**, 121, 3234-3259, 1993.

Machado, R. D.; Rocha, R. P. Previsões climáticas sazonais sobre o Brasil: Avaliação do REGCM3 aninhado no modelo global CPTEC/COLA. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.26, n.1, p.121-136, 2011.

Madden, R. A.; Julian, P. R. Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. **Journal Atmosphere Science**, n.28, 702-708, 1971.

Madden, R. A.; Julian, P. R. Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40-50 day period. **Journal Atmosphere Science**, n.29, p.1109-1123, 1972.

Madox, R. A. Mesoscale convective complexes. **Bulletin of the American Meteorological Society**, 61, 1374-1387, 1980.

Mantua, N. J.; Hare, S. R.; Zhang, Y.; Wallace, J. M.; Francis, R. C. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.78, p.1069-1079, 1997.

Marengo, J. A. Interdecadal variability and trends of rainfall across the Amazon basin. **Theoretical and Applied Climatology**, v.78, p.79-96, 2004.

Marengo, J. A.; Alves, L. M.; Soares, W. R.; Rodriguez, D. A.; Camargo, H.; Riveros, M. P.; Pabló, A. D. Two Contrasting Severe Seasonal Extremes in Tropical South America in 2012: Flood in Amazonia and Drought in Northeast Brazil. **Journal of Climate**, 26:9137-9154, 2013.

Markham, C. G.; McLain, D. R. Sea surface temperature related to rain in Ceará, Northeast Brazil. **Nature**, v.265, n.5592, p.320-323, 1977.

McPhaden, M. J. Mixed layer temperature balance on intraseasonal timescales in the equatorial Pacific Ocean. **Journal of Climate**, v.15, p.2632-2647, 2002.

Mendonça, M.; Romero, H. Ondas de frio, índices de oscilação e impactos socioambientais das variabilidades climáticas de baixa frequência na América do Sul. **ACTA Geográfica**, Boa Vista, Ed. Especial, Climatologia Geográfica, p.185-203, 2012.

Mo, K. C; White, G. H. Teleconnections in the Southern Hemisphere. v.113, p.22-37, **Monthly Weather Review**, 1985.

Mo, K. C; Ghil, M. Statistics and dynamics of persistent anomalies. **Journal Atmospheric Science**, 44, p. 877-901, 1987.

Molion, L. C. B; Bernardo, S. O. Uma Revisão da Dinâmica das Chuvas no Nordeste Brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**.v. 17, n. 1, p. 1-10, 2002.

Molion, L. C. B. Aquecimento global, El Niños, manchas solares, vulcões e Oscilação Decadal do Pacífico. *Climanálise* 8, <http://www6.cptec.inpe.br/revclima/revista>, 2005.

Morioka, Y., Masson, S., Terray, P., Prodhomme, C., Behera, S. K., Masumoto, Y. Role of tropical SST variability on the formation of subtropical dipoles. **Journal of Climate**, v.27, p.4486-4507, 2014.

Moura, A. D.; Shukla, J. On the dynamics of the droughts in Northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a general circulations model. **Journal of the Atmospheric Science**, v. 38, n. 12, p. 2653-2673, 1981.

Moura, G. B. A.; Aragão, J. O. R.; Lacerda, F. F.; Passavante, J. Z. O. Relação entre a precipitação no setor leste do Nordeste do Brasil e a temperatura da superfície nos oceanos Atlântico (área do Dipolo) e Pacífico. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 4, n. 2, p. 247-251, 2000.

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, p.462-469, 2009.

Namias, J. Influence of northern hemisfere general circulation on drought in northeast Brazil. **Tellus**, v.24, p.336-343, 1972.

Newman, M.; Compo, G. P.; Alexander, M. A. ENSO forced variability of the Pacific Decadal Oscillation. **Journal of Climate**, v.16, p.3853-3857, 2003.

- Nimer, E. Climatologia do Brasil. **SUPREN/IBGE**, v.4, 1979.
- Nobre, C. A.; Molion, L. C. B. The Climatology of Droughts and Drought Prediction,. In: Impacts of Climatic Variations on Agriculture, v.2: Assesments in semi-arid regions, M. P. Parry, T.R. Carter e N. T. Konijn (eds.), D. Reidel Pub. Co., 764p, 1988.
- Nobre, P.; Nobre, C.; Moura, A. D. Large-scale circulation anomalies and prediction of Northeast Brazil drought. São José dos Campos, **INPE**, 1985.
- 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.
- Nobre, P.; Moura, A. D.; Sun, L. Dynamical downscaling of seasonal climate prediction over northeast of Brazil with ECHAM3 and NCEP’S Regional Spectral Model at IRI. **Bulletim of the American Meteorological Society**, v.82, p.2787-2796, 2001.
- Oliveira, A. S. Interações entre sistemas frontais na América do Sul e a convecção na Amazônia. 134f. **Dissertação** (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1986.
- Paegle, J. N.; Byerle, L. A. Intraseasonal Modulation of South American Summer precipitation. **Monthly Weather Review**, 128: 837-850, 2000.
- Pezzi, L. P.; Richards, K. J. The effects of lateral mixing on the mean state and eddy activity of an equatorial ocean. **Journal of Geophysical Research**. v.108(C12) doi:10.1029/2003JC001834, 2003.
- Pezzi, L. P. Vialard, J.; Richards, K. J.; Menkes, C.; Anderson, D. Influence of ocean-atmosphere coupling on the properties of tropical instability waves. **Geophysical Research Letters**, 31, doi:10.1029/2004GL019995:L16306, 2004.
- Philander, S. G. El Niño, La Niña, and the Southern Oscilation. New York, **Academy Press**, p.293, 1990.
- Rao, V. B., Lima, M. C. e Franchitto. H. Seasonal and interannual variations of rainfall over eastern northeast Brazil. **Journal of Climate**, v.6, p.1754-1763, 1993.

Rasmusson, E. M.; Carpenter, T. H. SST lag relationships in the eastern Pacific. Tropical Ocean-Atmosphere Newsletter, No. 4, D. Halpern, Ed. NOAA Pacific Marine Environmental Laboratories, **Seattle**, WA 98105. 1980.

Rebello, E. R. G. Oscilação decadal do pacífico e sua possível influência no regime de precipitação do rio grande do sul. **Asociación Meteorológica Española**, 2009.

Reboita, M. S.; Santos, I. A. Influência de alguns padrões de teleconexões na precipitação no Norte e Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Climatologia**, v.15, ano10, p.28-48, 2014.

Repelli, C. A.; Souza, E. B.; Quadro, M. F. F.; Alves, J. M. B. A.; Sakamoto, M. S. O episódio de chuvas intensas Nordeste brasileiro no final de março/1997: influência da oscilação 30-60 dias. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 13, 9-18, 1998.

Repelli, C. A.; Nobre, P. Statistical prediction of sea-surface temperature over the tropical Atlantic. **International Journal of Climatology**, v.24, p.45-55, 2004.

Riehl, H. Waves in the easterlies and the polar front in the Tropics. Chicago Univ., **Dept. of Meteorology**, 79p., 1945.

Rodrigues, R. R.; Campos, E. J. D.; Haarsma, E. R. The impact of ENSO on the South Atlantic Subtropical Dipole Mode. **Journal of Climate**, n.28, p.2691-2707, 2011.

Rodrigues, R. R.; Regina, R.; Campos, E. J. D.; Hassrsma, R. J. The impact of ENSO in the South Atlantic Subtropical Dipole Mode. **Journal of Climate**, v.28, p.2692-2705, 2015.

Ropelewski, C. F.; Halpert, M. S. Global and regional scale precipitation patterns associated with the EI Nino/Southern Oscillation. **Monthly Weather Review**, 115(2):1606-1626, 1987.

Saha, K. Tropical Circulation System and Mosoons. Chapter 2: Tropical Disturbances. Editorial **Springer**, 2010.

Santis, W. J. J. Avaliação dos distúrbios ondulatórios de leste na América do Sul Tropical e adjacências. **Dissertação** (Mestrado em Meteorologia) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2008.

Santos, I. A.; Franco, N. J. Uso do índice mensal da oscilação antártica para avaliação de algumas interações com a circulação troposférica na América do sul e oceanos próximos. In:

XVI Congresso Brasileiro de Meteorologia, Belém-PA. Anais. Rio de Janeiro: SBMET, 2010.

Sasaki, H.; Klein, P.; Qiu, B.; Sasai, Y. Impact of oceanic-scale interactions on the seasonal modulation of ocean dynamics by the atmosphere. **Nature Communications**, 5:5635/DOI: 10.1038/ncomms6636, 2014.

Satyamurty, P.; Rao, V. B. Zona de Convergência do Atlântico Sul. **Climanálise**, v.3, p.31-35, 1988.

Servain, J.; Seva, M. On relationships between Tropical Atlantic sea surface temperature, Wind stress and regional precipitation indices: 1964-1984. **Ocean Air Interactions**, v.1, n.2, p.183-190, 1987.

Servain, J. Simple climatic indices for the tropical Atlantic ocean and the some applications. **Journal Geophysical Research**, v.96, n.8, p.15137-15146, 1993.

Siqueira, A. H. B. Variabilidade do clima da América do Sul e sua relação com os índices oceânicos e atmosféricos. **Dissertação de mestrado** (Meteorologia) – Instituto de Ciências Atmosférica, Universidade federal de Alagoas, 77pp Maceió, 2012.

Silva, V. P. R.; Cavalcanti, E. P.; Nascimento, M. G.; Campos, J. H. B. C. Análises da precipitação pluvial no Estado da Paraíba com base na teoria da entropia. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 7, n.2, p. 269-274, 2003.

Silva, V. P. R. On climate variability in Northeast of Brazil.. **Journal of Arid Environments**, LONDON, ENGLAND, v. 58, n.4, p. 575-596, 2004.

Silva, V. P. R.; Pereira, E. R. R.; Azevedo, P. V.; Sousa, F. A. S.; Souza, I. F. Análise da pluviométrica e dias chuvosos na região Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.15, n.2, p.131-138, 2011.

Silva, V. P. R.; Pereira, E. R. R.; Almeida, R. S. R. Estudo da Variabilidade Anual e Intra-Anual da Precipitação na Região Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 27, p. 163-172, 2012.

Silva, A. M. da; Young, C. C.; Levitus, S. Atlas of surface marine data. Washington: NOAA Atlas Nesdis 6. V.1, 88p. Algorithms and prodedures. 1994.

Sperber, K. R.; Palmer, T. N. Interannual tropical rainfall variability in general circulation model simulations associated with the atmospheric model intercomparison Project. **Journal of Climate**, v.9, p.2727-2750, 1996.

Sterl, A.; Hazeleger, W. Coupled variability and air-sea interaction in the South Atlantic Ocean. **Climate Dynamics**, v.21, p.559–571, 2003.

Strang, D. M. G. Climatological analysis of rainfall normals in northeast Brazil. Tech. Rep. IAE-M-01/72, 70 pp. [Available from Centro Técnico Aeroespacial, 12200 São José dos Campos, SP, Brazil], 1972.

Sun, L.; Moncunill, D. F.; Li, H.; Moura, A. D.; Filho, F. A. S. Climate downscaling over Nordeste Brazil using NCEP RSM97. **Journal of Climate**, v.18, p.551-567, 2005.

Timmermann, A.; Okumura, Y.; An, S. I.; Clement, A.; Dong, B.; Guilyardi, E.; Hu, A.; Jungclaus, J. H.; Reynolds, M.; Stocker, T. F.; Stouffer, R. J.; Sutton, R.; Xie, S. P.; Yin, J. The influence of a weakening of the Atlantic meridional overturning circulation on ENSO. **Journal of Climate**, v.20, p.4899-4919, 2007.

Trenberth, K. E. The Definition of the El Niño. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.78, n.12, 2771-2777. 1997.

Uvo, C. A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e a Precipitação da região Norte do Nordeste do Brasil. **Dissertação** de Mestrado em Meteorologia, INPE, São Jose dos Campos, São Paulo, (INPE-4887-TDL/378), 1989.

Van Loon, H.; Rogers, J. C. The seesaw in winter temperatures between Greenland and northern Europe. Part I: General description. **Monthly Weather Review**, v.106, p.296-310, 1978.

Venegas, S. A., Mysak, L. A.; Straub, D. N. Atmosphere–ocean coupled variability in the South Atlantic. **Journal of Climate**, n.10, p.2904–2920, 1997.

Verdon, D. C.; Franks, S. W. Long-term behaviour of ENSO: interactions with the PDO over the past 400 years inferred from paleoclimate records. **Geophysical Research Letters**, 33, L06712, doi:10.1029/2005GL025052, 2006.

Vianello, R. L.; Alves, A. R. Meteorologia básica e aplicações, Viçosa: Imprensa Universitária, 449 p, 1991.

Venegas, S. A.; Mysak, L. A.; Straub, D. N. Atmosphere-Ocean coupled variability in the South Atlantic. **Journal of Climate**, v.10, p.2904-2920, 1997.

Walker, G. T. Correlations in seasonal variations of weather IX, **Mem. Ind. Meteorol. Dept.**, v.24, p.275-332, 1924.

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

Walker, G. T., Bliss, E. W. World Weather V. **Mem. Roy. Meteor. Soc.**, 4, No. 36, 53-84, 1932.

Ward, J. H. Hierarchical grouping to otimize na objective function. **Jounal American Statistical Association**, v.58, p.236-244, 1963.

Ward, M. N.; Folland, C. K. Prediction of seasonal rainfall in the north Northeast of Brazil using eigenvectors of sea-surface temperature. **International Journal of Climatology**, v.11, p.711-743, 1991.

Ward, M. N.; Folland, C. K.; Maskell, K.; Colman, A. W.; Rowell, D. P.; Lane, K. B. Experimental seasonal forecasting of tropical rainfall at the U.K. Meteorological Office. Prediction of International Climate Variation, J. Shukla, Ed., **Springer Verlag**, 197-216, 1993.

Xie, S. P.; Tanimoto, Y. A pan-Atlantic decadal climate oscillation. **Geophysical Research Letters**, v.25, p.2185-2188, 1998.

Zhang, Y.; Wallace, J. M.; Battisti, D. S. ENSO-like interdecadal variability. **Journal of Climate**, v.10, p.1004-1020, 1997.

Zhou J.; Lau K. M. Principal modes of interannual and decadal variability of summer rainfall over South America. **International Journal of Climatology**, v.21, p.1623-1644, 2001.

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.

Weickmann, K. M. Intraseasonal circulation and outgoing longwave radiation modes during northern hemisphere winter. **Monthly Weather Review**, n.111, p.1828-1858, 1983.

Weickmann, K. M.; Lussky, G. R.; Kutzbach, J. E. Intraseasonal (30-60 day) fluctuations of outgoing longwave radiation and 250 mb streamfunction during northern winter. **Monthly Weather Review**, n.113, p.941-961, 1985.

Yamazaki, Y. Tropical Cloudiness over South Atlantic Ocean. **Journal Meteorological Society Japan**, v. 55, p.204-207, 1975.

Yulaeva, E.; Wallace, J. M. The Signature of ENSO in Global Temperature and Precipitation Fields Derived from the Microwave Sounding Unit. **Jornal of Climate**, v.7, n.11, p.1719-1736, 1994.