



UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
PRÓ-REITORIA DE PÓS-GRADUAÇÃO E PESQUISA
INSTITUTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA



Nº de ordem: MET-UFAL-MS-77

INFLUÊNCIA DO OCEANO ATLÂNTICO SUL NA PRECIPITAÇÃO DO BRASIL
COM ÊNFASE SOBRE O RIO GRANDE DO SUL

Vinicius Oliveira

MACEIÓ - AL
JUNHO, 2010

VINICIUS OLIVEIRA

**INFLUÊNCIA DO OCEANO ATLÂNTICO SUL NA PRECIPITAÇÃO DO BRASIL
COM ÊNFASE SOBRE O RIO GRANDE DO SUL**

Dissertação submetida ao colegiado do curso de Pós-graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Alagoas – UFAL, com parte dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Meteorologia.

Orientador: Prof. Dr. Luiz Carlos Baldicero Molion

MACEIÓ - AL
JUNHO, 2010

Catálogo na fonte
Universidade Federal de Alagoas
Biblioteca Central
Divisão de Tratamento Técnico
Bibliotecária Responsável: Helena Cristina Pimentel do Vale

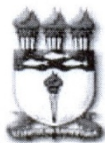
O48i Oliveira, Vinicius.
Influência do Oceano Atlântico Sul na precipitação do Brasil / Vinicius Oliveira,
2010.
104f. : il., grafs. tab.

Orientador: Luis Carlos Baldicero Molion.
Dissertação (mestrado em Meteorologia : Processos de Superfície Terrestre) –
Universidade Federal de Alagoas. Instituto de Ciências Atmosféricas. Maceió,
2010.

Bibliografia: f. 97-104.

1. Precipitação (Meteorologia). 2. Pacífico, Oceano – Oscilação decadal.
3. Atlântico, Oceano. 4. Rio Grande do Sul – Chuvas. I. Título.

CDU: 551.583.13 (816.5)



UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
COORDENAÇÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

CERTIFICADO DE APRESENTAÇÃO

N.º de ordem: MET-UFAL-MS-077.

**“INFLUÊNCIA DO OCEANO ATLÂNTICO SUL NA
PRECIPITAÇÃO DO BRASIL COM ÊNFASE SOBRE O RIO
GRANDE DO SUL”**

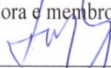
Vinicius Oliveira

Dissertação submetida ao colegiado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Alagoas - UFAL, como parte dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Meteorologia.

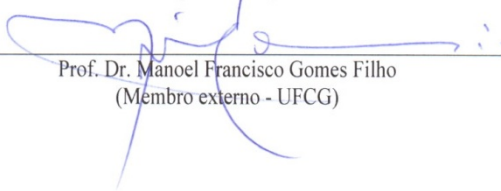
Aprovado pela Banca Examinadora composta por:



Prof.ª Dr.ª Maria Luciene Dias de Melo
(Coordenadora e membro interno)



Prof. Dr. Luiz Carlos Baldicero Molion
(Orientador)



Prof. Dr. Manoel Francisco Gomes Filho
(Membro externo - UFCG)

Junho/2010

DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho, antes de tudo e todos, à minha mãe, Maria Eloneida Oliveira, pela incondicional dedicação, amor, carinho, preocupação, educação, incentivo na busca de meu desenvolvimento profissional e pessoal e, meu grande amigo, companheiro e, antes de tudo, meu irmão Vagner Oliveira.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, a minha mãe, Maria Eloneida Oliveira, pelo seu imenso esforço para me dar oportunidade de estudar, é um exemplo de luta, honestidade, sabedoria e bondade. E, meu irmão Vagner Oliveira por sempre estar ao meu lado em todos os momentos, dando apoio, carinho e atenção. Muito Obrigado.

Aos meus grandes amigos e irmãos de antes, hoje e sempre André, Barbosa, Diego, Otávio, Paulinho e Thiago, juntamente com suas respectivas esposas e namoradas, sempre me apoiaram em todas as horas de minha vida. Também à Paula, uma pessoa especial, que ficou ao meu lado por muito tempo, tanto na época de faculdade como também no mestrado, muito obrigado, pois vocês têm uma porcentagem impar de contribuição nessa jornada. Amo muito vocês.

As verdadeiras amigadas do tempo de faculdade e também do mestrado Henrique, Cintia, Pinho, Ceará, Diogo, entre outros, valeu pela força.

Aos meus colegas de Climatologia, que de alguma forma contribuíram para a realização deste trabalho, Anderlan, Wendell, André, André Maia, principalmente a Lincoln e Eliane, que me ajudaram muito no decorrer da minha dissertação, sem vocês eu não conseguiria.

As pessoas que encontrei em Maceió e hoje com certeza fazem parte de minha vida, amigos verdadeiros, Renato, Camilo, Pino e Lu. Também a Leli, que esteve do meu lado em muitos momentos, não só como amiga, me ajudando e me acolhendo de diversas formas, muito obrigado.

Ao meu professor, orientador e hoje um amigo, Dr. Luiz Carlos Baldicero Molion, pelos ensinamentos transmitidos, oportunidades criadas e principalmente, a paciência e confiança depositadas nesses anos de orientação e convivência.

Aos meus colegas da turma de mestrado de 2008, pela amizade e incentivo, principalmente ao amigo André (radar).

A coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela bolsa de estudo concedida.

A todos os membros da banca examinadora, pelas valiosas sugestões na melhoria deste trabalho.

Agradeço a todas as pessoas que direta ou indiretamente contribuíram de alguma forma e me ajudaram a vencer mais esta etapa de minha vida e que não estão citadas acima.

Muito obrigado!

”Mantenha seus pensamentos positivos, porque seus pensamentos tornam-se suas palavras. Mantenha suas palavras positivas, porque suas palavras tornam-se suas atitudes. Mantenha suas atitudes positivas, porque suas atitudes tornam-se seus hábitos. Mantenha seus hábitos positivos, porque seus hábitos tornam-se seus valores. Mantenha seus valores positivos, porque seus valores... Tornam-se seu destino.”

(Gandhi)

OLIVEIRA; Vinicius, **Influência do Oceano Atlântico Sul na precipitação do Brasil com Ênfase sobre o Rio Grande do Sul** Orientador: Luiz C. B. Molion, PhD. Maceió-AL: UFAL, 2010. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Instituto de Ciências Atmosféricas, Universidade Federal de Alagoas. Maio, 2010.

RESUMO

Foi determinado um índice de oscilação do Atlântico Sul, denominado IAS, para o período de 1900 a 2008, com o objetivo de fazer uma análise da influência do Oceano Atlântico Sul no regime de precipitação do Brasil, em particular os impactos sobre o Estado do Rio Grande do Sul. Para esse fim, foram utilizados dados de Reanálises do NCEP/NCAR dos campos de taxa de precipitação (Pt), ROLE e PNM. Além desses dados, foram utilizadas séries temporais da precipitação da UDEL e das estações meteorológicas do Rio Grande do Sul, do 8º Distrito de Meteorologia (Porto Alegre), do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) e da Fundação Estadual de Pesquisas Agropecuária (FEPAGRO). A série temporal do IAS foi correlacionada com as séries da ODP, IOS e, IME, o IAS obtendo uma boa correlação com a ODP e IME, mostrando que a ODP e o IME explicam 34% e 28% da variância do IAS, respectivamente. também foi correlacionado com Pt, ROLE, PNM, precipitação observada no Rio Grande do Sul e, séries temporais da precipitação da UDEL. Para estas variáveis os coeficientes de correlação foram mais significativos no Rio Grande do Sul principalmente para Pt com valores em torno de 0.6 para o período de 1948-2008 e para a fase fria da ODP, mostrando maior grau de associação do IAS com esta fase. Além disso, foram feitas correlações com o índice adiantado de 0 a 5 meses com as variáveis Pt, ROLE e PNM, os melhores resultados foram encontrados com até 5 meses de antecipação no Rio Grande do Sul principalmente. Embora correlação não implique em causa-efeito, esses resultados indicaram que a precipitação em algumas regiões do Brasil esteve relacionada com IAS, sugerindo que esse índice seja previsor potencial da precipitação, considerando cada fase da ODP, respectivamente. Em particular, sugere-se que o IAS, aqui desenvolvido, seja utilizado como previsor da qualidade da estação chuvosa no Estado do Rio Grande do Sul, com 5 meses de antecedência, pelo menos.

Palavras-Chave: Precipitação, Rio Grande do Sul, Oceano Atlântico, ODP

OLIVEIRA, Vinicius, **Influence of South Atlantic Ocean on precipitation in Brazil with emphasis on the Rio Grande do Sul** Advisor: Luiz C. B. Molion, PhD Maceio-AL: UFAL, 2010. Dissertation (Masters in Meteorology). Institute of Atmospheric Sciences, Federal University of Alagoas. May, 2010.

ABSTRACT

In order to analyze the South Atlantic Ocean influence over rainfall patterns in Brazil, in particular, the impacts on the state of Rio Grande do Sul, an oscillation index for the South Atlantic ocean, named IAS, was determined for the period from 1900 to 2008. For this purpose, precipitation rate (Pt), outgoing long wave radiation (OLR) and sea level pressure (SLP) data from the Reanalysis NCEP/NCAR were used. Furthermore, time series of UDEL precipitation and weather stations in Rio Grande do Sul, obtained from the 8th District of Meteorology (Porto Alegre), National Institute of Meteorology (INMET) and the State Foundation for Agricultural Research (FEPAGRO) were also used. A series of IAS was correlated with PDO, SOI, and MEI. The IAS correlation coefficients with PDO and MEI were high, showing that PDO and MEI explain 34% and 28% of the IAS variance, respectively. Rainfall observed in Rio Grande do Sul, and UDEL rainfall, were also correlated with Pt, OLR, SLP. For these variables, the correlation coefficients were more significant in Rio Grande do Sul, mainly for Pt with values around 0.6 for the period 1948-2008 and the cold PDO phase, showing greater degrees of association within this phase of the IAS. Furthermore, correlations were done with the index in 0-5 months advance with the variables Pt, OLR and SLP, the best results were found with up to five months in anticipation of Rio Grande do Sul, mainly. Although correlation does not imply a cause-effect relationship, these results indicate that rainfall in some regions of Brazil was related to IAS, suggesting that this index is potential predictor of precipitation, considering each phase of the PDO, respectively. In particular, it is suggested that the IAS developed here, is used as a predictor of quality of the rainy season in Rio Grande do Sul, with five months in advance, at least.

Keywords: Precipitation, Rio Grande do Sul, Atlantic Ocean, PDO

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1: Coeficiente de correlação entre a TSM sobre o Atlântico e a precipitação média de Fortaleza (F) e Quixeramobim (Q) Fonte: Moura e Shukla, 1981, p. 2657.26
- Figura 2: Esquema da trajetória de sistemas frontais sobre influência da OAN (a) positiva e (b) negativa. Fonte: Climatic Research Unit, University of East Anglia, Norwich - U.K.29
- Figura 3: Serie temporal do Índice de Oscilação Mutidecadal do Atlântico (OMA) de 1856 – 2008. (Fonte dos dados: <http://www.esrl.noaa.gov>). 30
- Figura 4: Circulação observada no Oceano Pacífico equatorial em anos normais. Célula de Walker. Fonte: CPTEC/INPE. 32
- Figura 5: Condições de (a) El Niño e (b) La Niña. Fonte: CPTEC/INPE. 33
- Figura 6: Serie temporal do Índice Multivariado do ENOS, adaptada de Wolter e Timlin (1998).34
- Figura 7: Padrões de comportamento da TSM nas fases (a) negativa e (b) positiva da ODP. Fonte dos dados: NOAA/ESRL/PSD.36
- Figura 8: Série temporal do Índice da Oscilação Decadal do Pacífico (MANTUA et al, 1997).37
- Figura 9: Domínio espacial para determinação do IAS. 46
- Figura 10: Média mensal do IAS para o período entre 1900-2008, com a média móvel de 11 meses (linha vermelha). 51
- Figura 11: Campo de anomalias de TSM no período (a) 1948-1976, (b) 1977-1998, (c) 1999-2009, com relação ao período de 1948 a 2008. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.53

Figura 12: (a) Valores do EPO calculados para o IAS; (b) espectro de potência global (EPG). A linha preta contínua em (a) representa o cone de influência. Os contornos contínuos pretos mostram os valores da ondeleta estatisticamente significantes ao nível de 95%.	54
Figura 13: Diagrama de dispersão entre IAS e ODP (a) mensal e (b) anual.	55
Figura 14: Diagrama de dispersão entre IAS e IOS (a) mensal e (b) anual.	55
Figura 15: Diagrama de dispersão entre IAS e IME (a) mensal e (b) anual.	56
Figura 16: Coeficientes de correlação entre a taxa de precipitação (Pt) e o IAS para o período de 1948-2008, com índice (a) simultâneo e (b) 1 mês adiantado com relação Pt. Fonte dos dados: ESRL/PSD/NOAA.	57
Figura 17: Coeficientes de correlação entre a precipitação (Pt) e o IAS para o período de 1948-2008, com o IAS adianta em (a) 2 meses e (b) 3 meses com relação à Pt. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.	58
Figura 18: Coeficientes de correlação entre a taxa de precipitação (Pt) e o IAS para o período de 1948-2008, com o IAS adiantado em (a) 4 meses e (b) 5 meses com relação à Pt. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.	59
Figura 19: Coeficientes de correlação entre a taxa de precipitação (Pt) e o IAS para o período de 1948-1976 (fase fria) (a) simultânea e (b) com o IAS adiantado de 1 mês com relação à Pt. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.	60
Figura 20: Coeficientes de correlação entre a taxa de precipitação (Pt) e o IAS para o período de 1948-1976 (fase fria), com o IAS adiantado em (a) 2 meses e (b) 3 meses com relação à Pt. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.	61
Figura 21: Coeficientes de correlação entre a taxa de precipitação (Pt) e o IAS para o período de 1948-1976 (fase fria), com o IAS adiantado em (a) 4 meses e (b) 5 meses com relação à Pt. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.	62

Figura 22: Coeficientes de correlação entre a taxa de precipitação (Pt) e o IAS para o período de 1977-1998 (fase quente) (a) simultânea e (b) com o IAS adiantado de 1 mês com relação à Pt. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.	63
Figura 23: Coeficientes de correlação entre a taxa de precipitação (Pt) e o IAS para o período de 1977-1998 (fase quente), com o IAS adiantado em (a) 2 meses e (b) 3 meses com relação à Pt. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.	64
Figura 24: Coeficientes de correlação entre a taxa de precipitação (Pt) e o IAS para o período de 1977-1998 (fase quente), com o IAS adiantado em (a) 4 meses e (b) 5 meses com relação à Pt. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.	65
Figura 25: Coeficientes de Correlação entre ROLE e IAS para o período de 1948-2008, com índice adiantado em (a) simultâneo e (b) 1 mês. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.	66
Figura 26: Coeficientes de Correlação entre ROLE e IAS para o período entre 1948-2008, com índice adiantado em (a) 2 meses e (b) 3 meses. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.	67
Figura 27: Coeficientes de Correlação entre ROLE e IAS para o período entre 1948-2008, com índice adiantado em (a) 4 meses e (b) 5 meses. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.	67
Figura 28: Coeficientes de Correlação entre ROLE e IAS para o período entre 1948-1976 (fase fria), com índice adiantado em (a) simultâneo (b) 1 mês. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.	68
Figura 29: Coeficientes de Correlação entre ROLE e IAS para o período entre 1948-1976 (fase fria), com índice adiantado em (a) 2 meses e (b) 3 meses. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.	69
Figura 30: Coeficientes de Correlação entre ROLE e IAS para o período entre 1948-1976 (fase fria), com índice adiantado em (a) 4 meses e (b) 5 meses. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.	70

Figura 31: Coeficientes de Correlação entre ROLE e IAS para o período entre 1977-1998 (fase quente), com índice adiantado em (a) simultâneo (b) 1 mês. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.	71
Figura 32: Coeficientes de Correlação entre ROLE e IAS para o período entre 1977-1998 (fase quente), com índice adiantado em (a) 2 meses e (b) 3 meses. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.	72
Figura 33: Coeficientes de Correlação entre ROLE e IAS para o período entre 1977-1998 (fase quente), com índice adiantado em (a) 4 meses e (b) 5 meses. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.	72
Figura 34: Coeficientes de Correlação entre pressão ao nível do mar e IAS para o período entre 1948-2008, com índice adiantado em (a) simultâneo (b) 1 mês. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.	73
Figura 35: Coeficientes de Correlação entre pressão ao nível do mar e IAS para o período entre 1948-2008, com índice adiantado em (a) 2 meses e (b) 3 meses. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.	74
Figura 36: Coeficientes de Correlação entre pressão ao nível do mar e IAS para o período entre 1948-2008, com índice adiantado em (a) 4 meses e (b) 5 meses. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.	75
Figura 37: Coeficientes de Correlação entre pressão ao nível do mar e IAS para o período entre 1948-1976 (fase fria), com índice adiantado em (a) simultâneo (b) 1 mês. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.	76
Figura 38: Coeficientes de Correlação entre pressão ao nível do mar e IAS para o período entre 1948-1976 (fase fria), com índice adiantado em (a) 2 meses e (b) 3 meses. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.	77
Figura 39: Coeficientes de Correlação entre pressão ao nível do mar e IAS para o período entre 1948-1976 (fase fria), com índice adiantado em (a) 4 meses e (b) 5 meses. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.	77

Figura 40: Coeficientes de Correlação entre pressão ao nível do mar e IAS para o período entre 1977-1998 (fase quente), com índice adiantado em (a) simultâneo (b) 1 mês. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.	78
Figura 41: Coeficientes de Correlação entre pressão ao nível do mar e IAS para o período entre 1977-1998 (fase quente), com índice adiantado em (a) 2 meses e (b) 3 meses. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.	79
Figura 42: Coeficientes de Correlação entre pressão ao nível do mar e IAS para o período entre 1977-1998 (fase quente), com índice adiantado em (a) 4 meses e (b) 5 meses. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.	79
Figura 43: Coeficientes de Correlação entre a Precipitação (UDEL) e IAS para o período em (a) 1950-1998 e (b) 1950-1976. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.	80
Figura 44: Coeficientes de Correlação entre a Precipitação (UDEL) e IAS para o período entre 1977-1998. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.	81
Figura 45: Desvios da taxa de Precipitação (mm/dia) durante as fases (a) fria e (b) quente da ODP, com relação à média do período entre 1948-2008. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.	82
Figura 46: Desvios de radiação de ondas longas (ROLE W/m^2) das fases (a) fria e (b) quente da ODP, com relação a media do período entre 1948-2008. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.	83
Figura 47: Desvio de pressão ao nível do mar (PNM) (hPa) para as fases (a) fria e (b) quente da ODP. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.	84
Figura 48: Diferença entre os totais pluviométricos médios anuais do Rio Grande do Sul, Fase Fria menos Fase Quente. Fonte dos dados INMET.	85
Figura 49: Coeficientes de Correlação entre a precipitação observada e IAS para o Rio Grande do Sul no período entre 1948-2008. Fonte dos dados INMET.	86

Figura 50: Coeficientes de Correlação entre a precipitação observada e IAS para o Rio Grande do Sul no período entre 1948-1976, Fase Fria da ODP. Fonte dos dados INMET.	87
Figura 51: Coeficientes de Correlação entre a precipitação observada e IAS para o Rio Grande do Sul no período entre 1977-1998, Fase Quente da ODP. Fonte dos dados INMET.	87
Figura 52: Anomalias de precipitação (UDEL) de Janeiro, Fevereiro e Março em anos de El Niño e La Niña. (a) El Niño na FF da ODP,(b) La Niña na FF da ODP,(c) El Niño na FQ da ODP e (d) La Niña na FQ da ODP. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.	88
Figura 53: Anomalias de precipitação (UDEL) de Abril, Maio e Junho em anos de El Niño e La Niña. (a) El Niño na FF da ODP, (b) La Niña na FF da ODP, (c) El Niño na FQ da ODP e (d) La Niña na FQ da ODP. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.	89
Figura 54: Anomalias de precipitação (UDEL) de Julho, Agosto e Setembro em anos de El Niño e La Niña. (a) El Niño na FF da ODP,(b) La Niña na FF da ODP,(c) El Niño na FQ da ODP e (d) La Niña na FQ da ODP. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.	90
Figura 55: Anomalias de precipitação (UDEL) de Outubro, Novembro e Dezembro em anos de El Niño e La Niña. (a) El Niño na FF da ODP, (b) La Niña na FF da ODP, (c) El Niño na FQ da ODP e (d) La Niña na FQ da ODP. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.	91
Figura 56: Campo de anomalia de TSM no período (a) 1948-1976, (b) 1977-1998, (c) 1999-2009, com relação ao período de 1948 a 2008. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.	93

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Estações meteorológicas do Estado do Rio Grande do Sul, coordenadas geográficas e, instituições a que pertencem.	44
Tabela 2: Graus de liberdade e os níveis de significância dos coeficientes de correlação. Fonte: Adaptada de ESRL/PSD/NOAA.	48

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AB	Alta da Bolívia
ASN	Anticiclone Subtropical do Atlântico Norte
ATSM	Anomalias de Temperatura da Superfície do Mar
BPI	Baixa Pressão da Islândia
COADS	Comprehensive Ocean Atmosphere Data Set
CC	Coeficientes de Correlação
CP	Componente Principal
ENOS	El Niño-Oscilação Sul
EPG	Espectro de Potência Global
EPO	Espectro de potência de ondeletas
ESRL	Earth System Research Laboratory
FEPAGRO	Fundação Estadual de Pesquisas Agropecuárias
FF	Fase fria
FOE	Funções ortogonais empíricas
FQ	Fase quente
GrADS	Grid Analysis and Display System
IAS	Índice do Atlântico Sul
IME	Índice Multivariado do ENOS

INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
IODP	Índice de Oscilação Decadal do Pacífico
IOS	Índice de Oscilação Sul
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Centers for Environment Prediction
NEB	Nordeste Brasileiro
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NSC	Covariância dos Quadrados Normalizados
OAN	Oscilação do Atlântico Norte
ODP	Oscilação Decadal do Pacífico
OMA	Oscilação Multidecadal do Atlântico
OS	Oscilação Sul
PNM	Pressão ao Nível do Mar
POAs	Perturbações Ondulatórias nos Alísios
PSD	Physical Science Division
Pt	Taxa de Precipitação
ROLE	Radiação de Onda Longa
TO	Transformada em ondeletas
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
UDEL	University of Delaware

VCANs	Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis
ZCAS	Zona de convergência da América do Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical
ZCPS	Zona de Convergência do Pacífico Sul

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	22
1.1 Objetivo	23
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	25
2.1 Influência do Oceano Atlântico no Clima	25
2.1.1 Gradiente inter-hemisférico de TSM no Atlântico	27
2.1.2 Oscilação do Atlântico Norte (OAN)	28
2.1.3 Oscilação Multidecadal do Atlântico (OMA)	29
2.2 Influência do Oceano Pacífico no Clima	30
2.2.1 El Niño Oscilação Sul (ENOS)	31
2.2.2 Índice Multivariado de ENOS (IME)	33
2.2.3 Efeitos do El Niño e La Niña no Brasil	34
2.2.4 Oscilação Decadal do Pacífico (ODP)	36
2.3 Sistemas Atmosféricos que influenciam no regime de precipitação do Brasil	37
2.3.1 Zona de Convergência Intertropical (ZCIT)	37
2.3.2 Sistemas Frontais	39
2.3.3 Zona de convergência da América do Sul (ZCAS)	40
2.3.4 Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCANS)	42
2.3.4.1 Tipo Palmén	42

2.3.4.2 Tipo Palmer	43
3 Materiais e Métodos	44
3.1 Dados	44
3.1.1 Estações pluviométricas para o Estado do Rio Grande do Sul	44
3.2 Metodologia	45
3.2.1 Elaboração do Índice Interdecadal do Oceano Atlântico Sul (IAS)	45
3.2.2 Transformada em Ondeletas	46
3.2.3 Correlação entre a precipitação pluviométrica e o IAS	47
3.2.4 Análise com os dados de Reanálise	49
3.3 Softwares Utilizados	50
4 Resultados e Discussões	51
4.1 Índice do Atlântico Sul (IAS)	51
4.2 Análise da transformada de Ondeletas	53
4.3 Relação entre o IAS e os índices de ODP, IOS e IME	54
4.4 Correlação espacial entre a taxa de precipitação e IAS	56
4.5 Correlações entre ROLE e IAS	65
4.6 Correlação entre pressão ao nível do mar e IAS	73
4.7 Correlações entre precipitação UDEL e IAS	80
4.8 Desvios da taxa de precipitação	81
4.9 Desvio da radiação de ondas longas (ROLE)	82

4.10	Desvio da pressão ao nível do mar (PNM)	83
4.11	Análise da precipitação observada no Rio Grande do Sul	84
4.12	Relação entre IAS e a precipitação observada no Rio Grande do Sul	85
4.13	Tendências Climáticas	92
5	Conclusão	94
6	Referências	97

1 INTRODUÇÃO

Existem poucos estudos sobre qual a influência do Oceano Atlântico Sudoeste no clima da região sul do Brasil, entretanto há indicações dessa influência na variabilidade interanual das chuvas na região. O Oceano Atlântico apresenta uma baixa variabilidade interanual, mas significativas variabilidades sazonais e interdecadais (TOURRE et al, 1999). A região Sudoeste da Bacia do Oceano Atlântico é importante na formação do clima na região sul do Brasil, por dois aspectos: ser uma área ciclogênica (GAN e RAO, 1991) logo sensíveis as Anomalias de TSM (DIAZ et al, 1998) e, por ser a circulação Oceânica na faixa entre 38° e 42° S dominada pela confluência das correntes oceânicas do Brasil e das Malvinas. Para Venegas et al (1996), a migração da zona de confluência dessas duas correntes para o norte e para o sul ao longo da margem continental, até uma amplitude de 900km, ocorre nas escalas de tempo sazonal e interanual. E, em geral, essa migração causa impactos na atmosfera, com prováveis efeitos na ciclogênese e distribuição regional de precipitação (DIAZ et al, 1998).

No Atlântico tropical, são observados dois modos importantes de variabilidade da temperatura da superfície do mar (TSM), um com variabilidade mais notável na escala interanual e outro na escala decadal. O primeiro, conhecido também como modo equatorial, é semelhante ao que acontece no Oceano Pacífico durante o fenômeno El Niño-oscilação sul (ENOS) (ZEBIAK, 1993). O segundo, conhecido também como modo dipolar, consiste na variação inter-hemisférica da TSM em escala aproximadamente decadal (SERVAIN et al, 1982; ENFIELD et al, 1999; HASTENRATH, 2002). Variações de TSM nos Oceanos Pacífico e Atlântico tropicais são as grandes causas de variabilidades climáticas ao longo do globo (PHILANDER, 1990).

A distribuição da precipitação, assim como de outros elementos climáticos, é bastante irregular junto à superfície terrestre. Isso se deve, a princípio, pela existência de alguns fenômenos que tendem a modificar a normalidade de ocorrência da precipitação e, conseqüentemente, dos períodos de estiagem.

Vários estudos recentes fornecem evidências de que os oceanos Atlântico e Pacífico desempenham um papel significativo nas flutuações climáticas que ocorre na região sul do Brasil (DIAZ et al, 1998; GRIMM et al, 1998; GRIMM, 2000).

Estudos sobre variações anuais de chuvas no Brasil, correlacionando a precipitação sobre o Rio Grande do Sul e o Índice de Oscilação Sul (IOS) mostraram que a chuva nessa região está negativamente correlacionada com o IOS, sendo que a correlação mais alta foi verificada na primavera (RAO e HADA, 1990). Entretanto, foi sugerido pelos autores que, na fase negativa da oscilação sul, ocorre um fortalecimento da circulação de Hadley, que por sua vez transporta mais momento angular absoluto, mantendo um jato subtropical mais forte. Esta situação do escoamento em altitude mantém os sistemas frontais no sul do Brasil, favorecendo a maior acumulação de chuva nessa região e reduzindo a precipitação no Nordeste Brasileiro (NEB). Outra situação, que pode estar associada à diminuição da precipitação no NEB, seria a modificação da circulação de Walker, associada a anomalias de TSM no Pacífico Equatorial.

As condições oceânicas, principalmente as de superfície, ou seja, as TSM são de grande importância para o clima global e regional e não faltam evidências observacionais e resultados de modelos numéricos que comprovem as mudanças ou impactos causados pelas mesmas.

Atualmente, 71% da superfície da terra são cobertos por oceanos. Como a atmosfera é aquecida por baixo, os oceanos constituem a condição de contorno inferior mais importante para a atmosfera e para o clima global e, dessa forma desempenham um papel importante no balanço de energia. Os oceanos absorvem o CO₂ atmosférico de diversas formas, entre elas está a difusão direta na interface oceano-atmosfera. Portanto, variações nas configurações das TSM, devido às variações de transporte de calor em direção aos pólos, devem produzir mudanças climáticas sensíveis.

1.1 Objetivo:

GERAL: O objetivo geral deste estudo é fazer uma análise da influência do Oceano Atlântico Sul no regime de precipitação do Brasil.

ESPECIFICOS:

Determinar um índice, com base na variabilidade da temperatura da superfície do Oceano Atlântico Sul, e correlacioná-lo com precipitação, pressão ao nível do mar e radiação de onda longa (ROLE).

Estudar a influência da variabilidade das TSM do Atlântico Sul na precipitação do Brasil, especialmente os impactos sobre o Estado do Rio Grande do Sul.

Diagnosticar se o índice criado, de anomalia de temperatura do Oceano Atlântico Sul (IAS), pode ser utilizado como previsor potencial da precipitação.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Influência do Oceano Atlântico no Clima

As escalas de frequência dos processos oceânicos e atmosféricos sobre o oceano Atlântico englobam a variabilidade interdecadal, interanual, intrasazonal.

O principal mecanismo responsável por mudanças das TSM do Atlântico é a evaporação, como mostrado por Carton et al (1996) que sugeriram que o padrão decadal é controlado por mudanças na evaporação devido alterações na velocidade dos ventos em superfície.

Rao et al (1999) analisaram o período de 1950-1994 e comentaram que o Atlântico tropical Norte e Sul apresentam uma configuração do gradiente inter-hemisférico de TSM do Atlântico para ambas as escalas de tempo, anual e decadal. Outro resultado importante na avaliação do balanço de umidade foi a alta evaporação encontrada sobre o Atlântico Norte, e baixa evaporação no Atlântico Sul durante o período de alta precipitação no NEB, pois altas evaporações levam a baixa TSM e vice-versa. Esse parece ser o mecanismo que gera o gradiente inter-hemisférico de TSM do Atlântico na escala decadal sobre o Atlântico tropical.

Na escala interanual, existem estudos que discutem que os fenômenos atmosféricos e oceânicos sobre a bacia do Atlântico Tropical são mais significativos no clima do Nordeste do Brasil do que os do Pacífico (HASTENRATH et al, 1987). Embora a variabilidade interanual das TSM e ventos sobre o Atlântico Tropical sejam significativamente menores do que aquela observada sobre o Pacífico Equatorial, essas variáveis têm profunda influência na variabilidade climática sobre a América do Sul, principalmente sobre a Região Nordeste do Brasil (HASTENRATH, 1984).

Os resultados de modelos de circulação geral da atmosfera sugeriram que as condições oceânicas e atmosféricas na Bacia do Atlântico Tropical, chamado “padrão de dipolo” ou gradiente inter-hemisférico de TSM, influem fortemente na variabilidade interanual do clima sobre as Américas (HASTENRATH e HELLER, 1977).

Com 25 anos de dados de TSM (1948-1972), utilizados sobre o Norte e Sul do Atlântico, Moura e Shukla (1981) calcularam a correlação entre anomalias de TSM de março-abril-maio

de Fortaleza e Quixeramobim (Figura 1). Encontraram a ocorrência simultânea de anomalias de TSM quente ao norte e anomalias de TSM fria ao sul do Atlântico equatorial relacionadas à secas sobre o NEB. A correlação positiva encontrada

sobre o sul do Atlântico é explicada de maneira que a presença de anomalias de TSM com sinais contrários, positiva ao norte e negativa ao sul, geram a estrutura simultânea de uma fonte de calor sobre o Atlântico norte e um sumidouro de calor anômalo sobre o Atlântico Sul. Assim, a banda de nebulosidade convectiva associada à ZCIT na área equatorial intensifica-se ao norte, causando movimento descendente sobre a região do NEB e Oceano Atlântico adjacente, e anomalias de TSM abaixo da média reduzem evaporação e a convergência do fluxo de umidade, assim diminuindo a precipitação sobre na região.

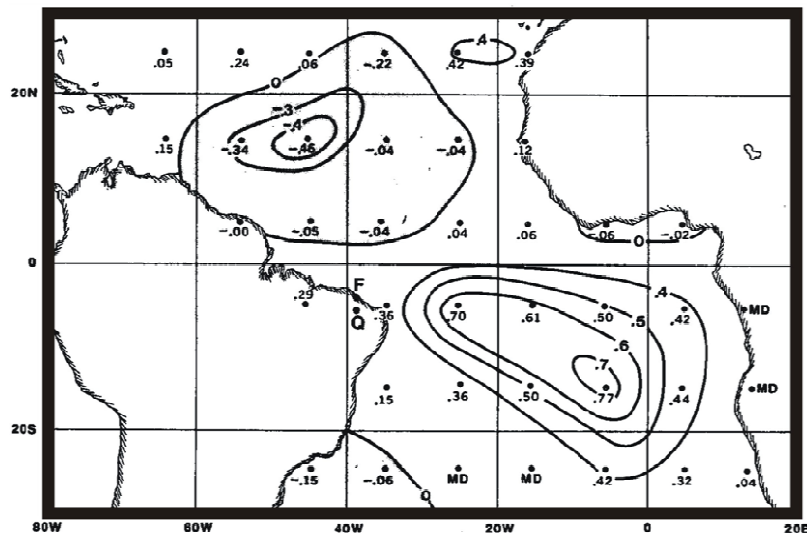


Figura 1: Coeficiente de correlação entre a TSM sobre o Atlântico e a precipitação média de Fortaleza (F) e Quixeramobim (Q) Fonte: Moura e Shukla, 1981, p. 2657

Servain et al (1982) discutiram o importante papel das anomalias dos ventos zonais como forçante das anomalias de TSM no oeste da Bacia do Atlântico Equatorial.

Uvo (1998) encontrou uma forte relação entre o gradiente inter-hemisférico de TSM do Atlântico e precipitação sobre a maior parte do norte do Nordeste. Os valores de covariância dos quadrados normalizados (NSC) foram altos, sugerindo que a precipitação esta mais relacionada ao Atlântico do que ao Pacífico. E ainda observou uma significativa relação intrasazonal entre ambas TSM, do Pacífico e do Atlântico, e a precipitação do Nordeste. Para o Pacífico, alta correlação é encontrada durante os meses março-maio, e para o Atlântico, este

é visto em fevereiro e especialmente abril-maio. O padrão de TSM Atlântica exibe mais alta covariância quadrada normalizada que os encontrados no Pacífico de abril a maio e para toda a estação chuvosa.

A influência do ENOS no Atlântico tropical foi observada durante a primavera boreal (março-maio) (ENFIELD e MAYER, 1997; SARAVANAN e CHANG, 2000) e esteve associada com anomalias na circulação de Walker. O ENOS contribui de forma significativa para a correlação entre a configuração do gradiente inter-hemisférico do Atlântico e a precipitação do norte do NEB (SARAVANAN e CHANG, 2000).

Um fator de grande importância para a variabilidade de TSM no Atlântico tropical (AT) é o fluxo de calor em superfície (CARTON et al, 1996; CHANG et al, 1997). As anomalias de fluxo de calor em superfície associadas com o ENOS, sobre o Atlântico tropical, são causadas por mudanças na velocidade dos ventos e na diferença de temperatura entre atmosfera-oceano (SARAVANAN e CHANG, 2000).

2.1.1 Gradiente inter-hemisférico de TSM no Atlântico

É um fenômeno oceano-atmosférico que causa variação de precipitação no Nordeste do Brasil e na África. O Dipolo do Atlântico é uma mudança anômala na temperatura da água do Oceano Atlântico Tropical. Esse fenômeno muda a circulação meridional da atmosfera (Hadley) e inibe ou aumenta a formação de nuvens sobre o Nordeste do Brasil e alguns países da África, diminuindo ou aumentando a precipitação. Quando as águas do Atlântico Tropical Norte estão mais quentes e as águas do Atlântico Equatorial e Tropical Sul estão mais frias simultaneamente, ocorrem movimentos descendentes anômalos sobre o Nordeste do Brasil e alguns países da África Ocidental, inibindo a formação de nuvens e diminuindo a precipitação, podendo causar secas nessas regiões. Por outro lado, quando as águas do Atlântico Tropical Norte estão mais frias e as águas do Atlântico Tropical Sul estão mais quentes, existem movimentos ascendentes anômalos sobre o Nordeste do Brasil e países da África Ocidental, acelerando a formação de nuvens, aumentando a precipitação e provocando enchentes, em muitas ocasiões.

Aragão (1990) mostrou que os períodos de duração das secas e enchentes vão depender do período de atuação, duração, intensidade e cobertura do ENOS e do Gradiente inter-

hemisférico de TSM no Atlântico. Os episódios podem ser considerados muito fracos, fracos, moderados e fortes dependendo do valor da temperatura da água do mar, a extensão e o período de atuação.

2.1.2 Oscilação do Atlântico Norte (OAN)

A OAN é uma flutuação no campo de pressão ao nível do mar entre a Baixa da Islândia e a Alta Subtropical do Atlântico Norte (Alta dos Açores). Tem uma grande influência nas anomalias meteorológicas e na variabilidade no clima na Europa Ocidental, e é considerada de alta frequência, pois sua variação se processa em questão de meses. É um modo dominante de variabilidade climática no inverno, estendendo-se da América do Norte central até a Europa, atingindo também o norte da Ásia.

A intensidade da OAN é descrita pelo índice de Oscilação do Atlântico Norte. O índice da OAN é a diferença de pressão ao nível do mar entre duas estações meteorológicas situadas perto dos centros da Baixa Pressão da Islândia (BPI) e do Anticiclone Subtropical do Atlântico Norte (ASN), próximo aos Açores. A estação de Stykkisholmur, Islândia, é usada como a estação a norte, enquanto que as estações de Ponta Delgada (Açores), Lisboa (Portugal Continental) ou Gibraltar podem ser utilizadas como a estação a sul.

A OAN apresenta duas fases, positiva e negativa. A fase positiva (Figura 2a) tem como característica, o ASN mais intenso que o habitual e a BPI mais intensa que o normal sobre a Islândia. O aumento da diferença de pressão resulta num maior número e mais intensas tempestades de inverno atravessando o Oceano Atlântico numa trajetória mais meridional, atingindo o norte da Europa. Nessas condições, os invernos são mais quentes e úmidos na Europa e leste dos EUA e mais frios e secos no norte do Canadá e Groenlândia.

A fase negativa da OAN (Figura 2b) apresenta o ASN e a BPI pouco intensos. A redução do gradiente de pressão resulta num menor número de tempestades, de menor intensidade e com trajetória mais zonal, atingindo o sul da Europa, Mar Mediterrâneo e norte da África. Nesse caso, têm-se invernos mais úmidos no Mediterrâneo e mais frios no norte da Europa e no leste dos EUA e temperaturas de inverno mais amenas na Groenlândia.

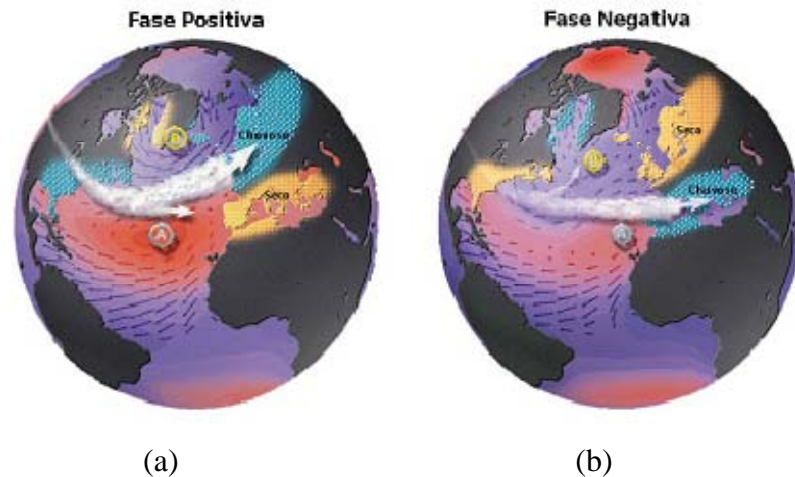


Figura 2: Esquema da trajetória de sistemas frontais sobre influência da OAN (a) positiva e (b) negativa. Fonte: Climatic Research Unit, University of East Anglia, Norwich (UK)

2.1.3 Oscilação Multidecadal do Atlântico (OMA)

A OMA é uma oscilação de baixa frequência que ocorre nas TSM do Oceano Atlântico Norte. As variações ocorrem entre a região equatorial, aproximadamente o Golfo do México, e a Groenlândia, geralmente entre de 0° N a 70° N. Apresenta duas fases mostradas na Figura 3, fase fria e fase quente, com uma duração característica de 20 a 40 anos cada uma, num ciclo total de 60 a 70 anos. Esse fenômeno altera as temperaturas da superfície do mar, influenciando as correntes marinhas que levam calor dos trópicos para Europa e Ártico.

Estudos indicam que a OMA tem afetado as temperaturas do ar e a precipitação sobre grande parte do Hemisfério Norte, em particular, na América do Norte e Europa. Ela está associada a mudanças na frequência de secas na América do Norte. Quando a OMA está em sua fase quente, as secas tendem a ser mais frequentes e prolongadas e vice-versa. Reflete-se também na frequência de furacões do Atlântico Norte, uma vez que em sua fase quente os furacões tendem a aumentar o número de ocorrências assim como uma maior intensidade no Golfo do México, observando-se o contrário em sua fase fria.

Segundo D'Aleo (2008), a diminuição da camada de gelo ocorrida no Ártico, nos últimos anos, esteve associada à fase quente da OMA, uma vez que o degelo observado a partir do fim da década de 90 se equipara ao ocorrido entre as décadas de 30 e 40 e evidencia que esse tipo de mudança no Pólo Norte é decorrente de causas naturais e não pela intensificação do efeito

estufa devida à maior liberação dos gases do efeito estufa. Ele notou, também, que quando o Atlântico Norte passa pela sua fase de aquecimento, como agora, aumenta a temperatura em Godthab Nuuk – capital da Groenlândia – e derretem as geleiras. Foi assim entre os anos 30 e 40 e está sendo assim nos últimos dez anos.

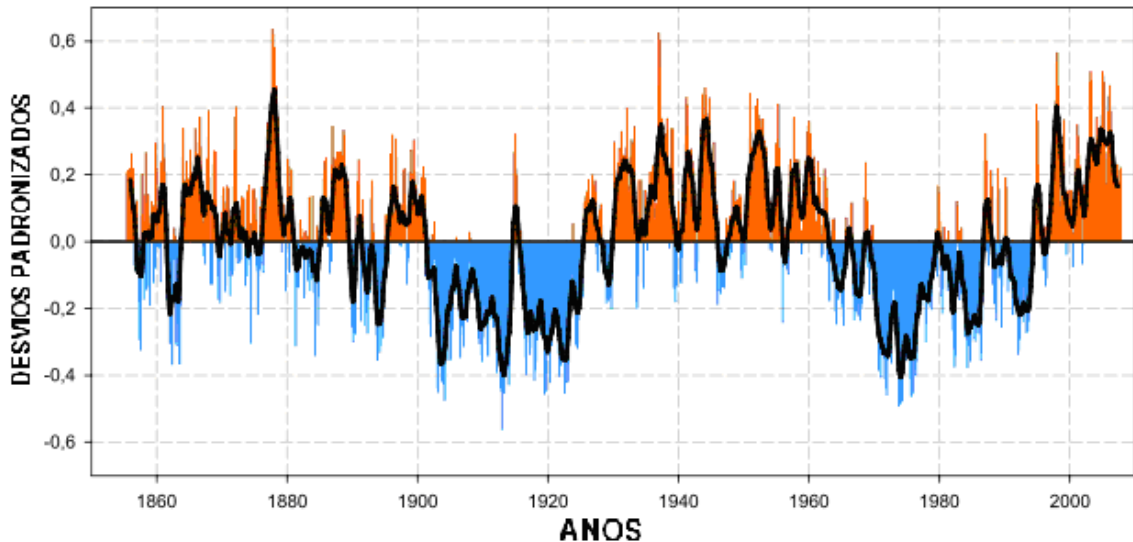


Figura 3: Serie temporal do Índice de Oscilação Mutidecadal do Atlântico (OMA) de 1856 – 2008. (Fonte dos dados: <http://www.esrl.noaa.gov>).

2.2 Influência do Oceano Pacífico no Clima

O papel dos oceanos é importante não somente pelo imenso reservatório de calor, mas principalmente pelo controle climático, através da redistribuição de calor sobre o planeta. A variação da TSM influencia consideravelmente o clima no planeta. Espera-se que variações de meso e grande escala ocasionem condições climáticas significativas, nas quais são detectados a seguir os principais fenômenos associados à variação de TSM do Oceano Pacífico.

Hastenrath (1975), estudando eventos climáticos extremos, percebeu que a qualidade da estação chuvosa no Caribe tem uma forte correlação negativa com precipitação anual nas Grandes Planícies Centrais dos Estados Unidos, e com chuva e temperatura da superfície do mar ao longo do litoral Peruano Equatorial. Ainda, percebeu que há fracas correlações negativas com chuva do Nordeste do Brasil (NEB) e com descarga e nível de água no afluente do norte da Amazônia e, uma forte correlação positiva com eventos hidrometeorológicos no Sub-Saara na África. Chuva do NEB está fortemente correlacionada negativamente com TSM ao longo da costa do Equador/Peru.

2.2.1 El Niño Oscilação Sul (ENOS)

O ENOS é um fenômeno oceânico-atmosférico, interanual que afeta o tempo e o clima em diversos locais do planeta, incluindo o Brasil e envolve interações oceânicas e atmosféricas associadas a alterações na circulação de Walker no Pacífico (PHILANDER, 1990; NEELIN et al, 1998).

A componente atmosférica do ENOS, que é a Oscilação Sul (OS), é caracterizada pelo índice de Oscilação Sul (IOS) que expressa a intensidade e fase do fenômeno. Esse índice é calculado baseado na diferença mensal ou sazonal de pressão ao nível do mar (PNM) entre o Pacífico Central (Tahiti) e o Pacífico Oeste (Darwin/Austrália). Um dos métodos utilizados para o cálculo do IOS é o de Troup, que é a anomalia padronizada da diferença de PNM, entre Tahiti e Darwin, calculado com a seguinte fórmula:

$$\text{IOS} = \frac{\Delta \text{PRESSÃO TAHITI} - \Delta \text{PRESSÃO DARWIN}}{\text{DESVIO PADRÃO}}$$

A componente oceânica é representada pelo evento El Niño (La Niña), fase quente (fria) do fenômeno, caracterizada pelo aquecimento (resfriamento) anormal das águas superficiais do oceano Pacífico Equatorial Central e Leste (RASMUSSEN e CARPENTER, 1982). A OS apresenta anomalias climáticas extremas que estão relacionadas com as fases frias (FF) e fase quente (FQ) do ENOS (PHILANDER, 1990).

Observa-se, na Figura 4, as condições atmosféricas e oceânicas sobre o Oceano Pacífico em anos considerados normais, ou seja, quando o El Niño ou La Niña não são detectados. Encontram-se águas superficiais relativamente mais aquecidas no Pacífico Equatorial Oeste, próximo à costa australiana e região da Indonésia, e relativamente mais frias junto à costa oeste da América do Sul. Nessas circunstâncias, o ar sobe sobre as águas quentes (áreas de baixa pressão) produzindo fortes chuvas sobre essa região, e desce sobre o oceano (área de alta pressão) nas proximidades da costa sul-americana, onde as chuvas são escassas. Esse movimento do ar das áreas de alta pressão para as de baixa pressão atmosférica sobre o Pacífico Equatorial é denominado “Célula de Walker” (BEZERRA, 2006).

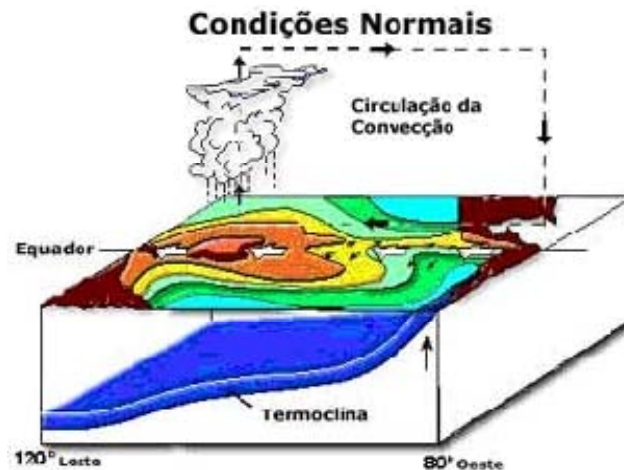


Figura 4: Circulação observada no Oceano Pacífico equatorial em anos normais e a Célula de Walker. Fonte: CPTEC/INPE.

Quando o fenômeno El Niño está presente, ilustrado na (Figura 5a), a intensidade dos ventos Alísios diminui. Sem a força desses ventos, o acúmulo de água aquecida no lado oeste do Oceano Pacífico espalha-se pelo Pacífico Equatorial Central, chegando até o litoral Peruano, tornando a termoclina da região mais profunda. Na Austrália, as áreas onde ocorrem muita chuva passam a ser observadas secas, enquanto as chuvas intensas são observadas sobre o oceano, nas proximidades da Polinésia. Ao mesmo tempo, as chuvas que eram observadas próximo ao litoral sul-americano adentram o continente e passam a cair no interior do Peru. O ar que sobe provocando as precipitações no Peru vai descer seco exatamente na região litorânea do NEB, diminuindo as chuvas nessa região. Já, em anos de La Niña, esquematizado na Figura 5b, as TSMs diminuem cerca de 2° a 3°C inferiores à média climatológica. A velocidade dos ventos Alísios torna-se mais intensa que a média climatológica e, com isso, têm-se ressurgência intensa na costa do Peru e, simultaneamente, as águas irão ficar “empilhadas” no Pacífico Equatorial Oeste. Águas mais quentes geram evaporação e, conseqüentemente, movimentos ascendentes, que, por sua vez, geram nuvens e chuva. A célula de Walker em anos de La Niña fica mais alongada que o normal e o desnível entre o Pacífico Ocidental e Oriental aumenta.

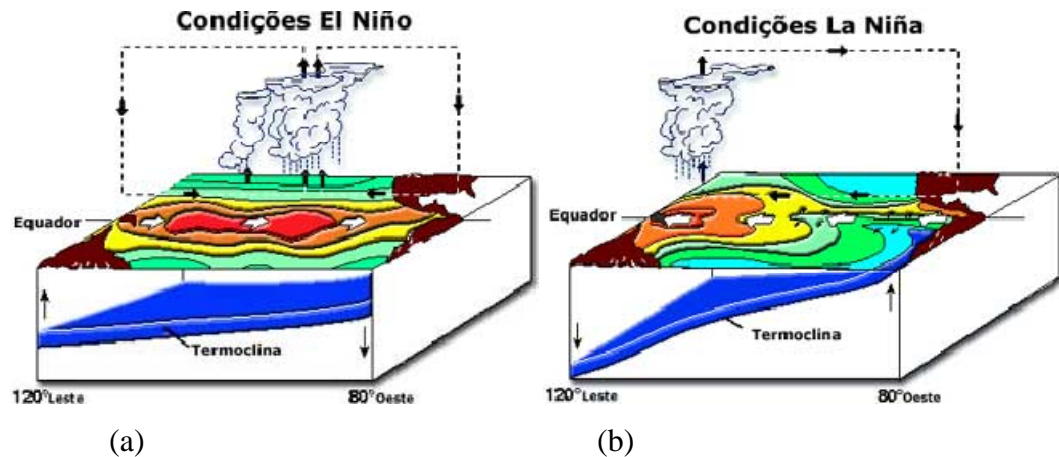


Figura 5: Condições de (a) El Niño e (b) La Niña. Fonte: CPTEC/INPE.

Hastenrath (1985) mostrou que, durante a fase negativa da OS (El Niño), tanto a alta do Pacífico Sudeste como a baixa da Indonésia enfraquecem e o gradiente de pressão zonal desaparece, ocasionando o enfraquecimento dos Alísios na zona equatorial. Esse enfraquecimento dos ventos Alísios incita ondas oceânicas de Kelvin que se deslocam para extremidade leste do Pacífico em um período de 2-3 meses, onde se manifestam no aquecimento da superfície oceânica, atingindo um pico máximo aproximadamente em março-abril na marcha anual. Ao mesmo tempo, esse enfraquecimento do campo de ventos força ondas de Rossby, fora do duto equatorial, que se deslocam para oeste do Pacífico seis meses depois. À medida que a onda de Kelvin se propaga, eleva o nível do mar e aprofunda a termoclina no leste do Pacífico, enquanto a onda de Rossby tem o efeito oposto, restabelecendo a termoclina. Essa é uma das possíveis gênese de um evento El Niño e a condição que precede o evento da onda de Kelvin parece ser o acúmulo de águas anormalmente quentes entre 150-250m de profundidade no Pacífico Ocidental (CAVALCANTI, 2002).

2.2.2 Índice Multivariado de ENOS (IME)

Uma das técnicas para monitorar do ENOS é fundamentada no Índice Multivariado do ENOS (IME) composto de seis variáveis principais observadas sobre o Pacífico Tropical. Essas seis variáveis, constantes do conjunto de dados COADS (Comprehensive Ocean – Atmosphere Data Set), NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), são: PNM, TSM, componente zonal e meridional do vento em superfície, temperatura do ar em superfície e uma fração de nebulosidade. O IME é computado separadamente para cada um dos doze

meses do ano e pode ser expresso como médias bimestrais (Dez-Jan, Jan-Fev, ..., Nov-Dez). Esse índice é calculado usando a primeira componente principal (CP) não rotacionada dos seis campos observados e combinados. Inicialmente, a variação total de cada campo é normalizada, e depois, é executada a extração da primeira CP na matriz de covariância dos campos combinados. Os valores negativos do IME representam a FF do ENOS (La Niña), e os valores positivos representam a FQ do ENOS (El Niño) (WOLTER E TIMLIN, 1998).

Na Figura 6 reproduz-se a variação com o tempo do IME, descrito e elaborado por Wolter e Timlin (1998). No eixo vertical, os valores indicam o número de desvios-padrão acima (abaixo) da média mostrando as intensidades dos El Niños (La Niñas). Notou-se a predominância de eventos La Niña no período 1950 a 1976, em contraste com a alta frequência de eventos severos de El Niño entre 1977 e 1998.

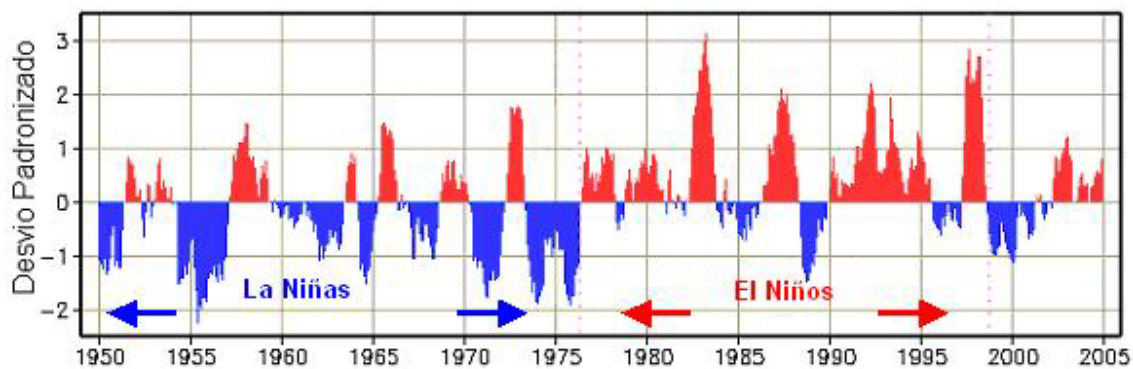


Figura 6: Serie temporal do Índice Multivariado do ENOS, adaptada de Wolter e Timlin (1998).

2.2.3 Efeitos do El Niño e La Niña no Brasil

Os efeitos do El Niño podem causar prejuízos e benefícios no Brasil. Porém, os prejuízos causados são muito maiores que os benefícios. Então, para o Brasil, o El Niño é preocupante, principalmente, para os setores agrícolas e hidrelétricos.

Em cada episódio, é observado na Região Sul, um grande aumento de chuvas, principalmente nos meses de primavera, fim do outono e começo de inverno. E toda essa água caída pode, nos meses da safra, atrapalhar a colheita, gerando graves prejuízos para o setor, principalmente no que diz respeito aos grãos. As temperaturas também mudam nas Regiões Sul e Sudeste, sendo observados invernos mais amenos, trazendo benefícios para os

agricultores. Na Região Sudeste, as temperaturas ficam mais altas em relação ao seu valor normal. No Estado de São Paulo, por exemplo, são observados benefícios devido ao fato de não haver registros de geadas com intensidade suficiente para danificar os cultivos.

No leste da Amazônia e no Nordeste, ocorre uma diminuição das chuvas. Algumas áreas do Sertão Nordestino podem ficar sem registro de chuva nos meses de estiagem e, nos meses em que poderia ocorrer chuva, essa é escassa. Sendo assim, as secas duram até dois anos em períodos de El Niño. Mas, os períodos de estiagem não se limitam apenas ao Sertão. Até mesmo no litoral, é observada uma grande deficiência de chuva. Os agricultores do Nordeste são prejudicados pela falta de chuva e sofrem graves perdas na área agrícola.

Outra característica encontrada em anos de El Niño é o bloqueio das frentes frias no sul do continente sul-americano pelas “correntes de jato”. Henrique (1993) mostrou que as “correntes de jato” funcionam como barreiras de ar, que impedem que as frentes frias, produtoras de chuva, sigam seu trajeto em direção ao equador. As chuvas, que deveriam ser distribuídas ao longo do litoral leste da América do Sul, acabam caindo todas numa só área.

Uma das regiões em que se observa a ocorrência de precipitação, em associação aos padrões oceânicos e atmosféricos anômalos provocados pelo aparecimento dos eventos ENOS, é o Nordeste Brasileiro (NEB) (KOUSKY et al, 1984; ROPELEWSKI e HALPERT, 1987 e outros). Entretanto, a maioria dos estudos que abordaram a influência do ENOS no clima do NEB, foi direcionada para o setor norte do NEB, também denominado de Semi-Árido nordestino (ALVES e REPELLI, 1992), sendo poucos os trabalhos que analisaram o regime de precipitação no setor leste do NEB.

Anos secos ou chuvosos no Leste Nordestino parecem ser modulados, basicamente, pelas condições termodinâmicas sobre a Bacia do Oceano Atlântico Sul. Em seus resultados, existem idéias de que o processo físico no qual as condições termodinâmicas sobre a Bacia do Atlântico Sul influenciam as chuvas do setor leste do NEB, isso se deve, principalmente, a uma maior penetração de sistemas frontais para essa região do NEB, associados a um incremento dos ventos alísios de sudeste, que são de certa forma modulados pelo posicionamento do sistema de alta subtropical do Atlântico Sul (LIMA, 1991).

2.2.4 Oscilação Decadal do Pacífico (ODP)

Desde o final da década de 90 vários estudos mostraram a existência de um padrão dominante de variabilidade climática sobre o Oceano Pacífico. A esse regime oscilatório de grande escala, Mantua et al (1997) deram o nome de Oscilação Decadal do Pacífico (ODP), que difere da oscilação norte-sul de PNM entre o Alaska e Hawaii, conhecida como Oscilação do Pacífico Norte. No caso da ODP, as anomalias de temperaturas das superfícies do mar (ATSMs) do Oceano Pacífico apresentam uma configuração semelhante ao fenômeno ENOS, porém com amplitudes maiores em latitudes médias do que em latitudes baixas e uma maior extensão de anomalias equatoriais para altas latitudes no lado leste do Pacífico e variações temporais mais longas (MANTUA et al, 1997).

Da mesma forma que o ENOS, a ODP apresenta duas fases. A fase fria, representada na Figura 7(a) é caracterizada por anomalias negativas de TSMs no Pacífico Tropical e costa oeste das Américas, simultaneamente, anomalias de TSMs positivas no Pacífico Extratropical em ambos os hemisférios. Já a fase quente mostrada na Figura 7(b), apresenta configuração contrária, com anomalias de TSMs positivas no Pacífico Tropical e ao longo da costa oeste da Américas e negativas no Pacífico Extratropical (MANTUA et al, 1997).

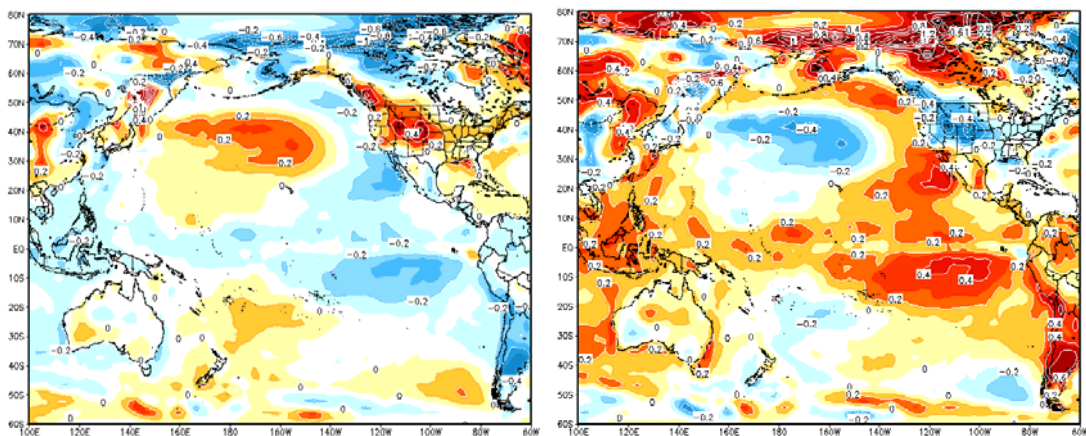


Figura 7: Padrões de comportamento da TSM nas fases (a) negativa e (b) positiva da ODP.

Fonte dos dados:ESRL/PSD/NOAA.

Para quantificar a intensidade da ODP, utiliza-se um índice definido por Mantua et al (1997), o Índice de Oscilação Decadal do Pacifico (IODP). Esse índice baseia-se na CP do primeiro modo da análise das funções ortogonais empíricas (FOE) das anomalias das TSMs ao norte de

20°N no Pacífico. A última fase fria ocorreu no período de 1947-1976, e as fases quentes entre 1925-1946 e 1977-1998, mostradas na Figura 8.

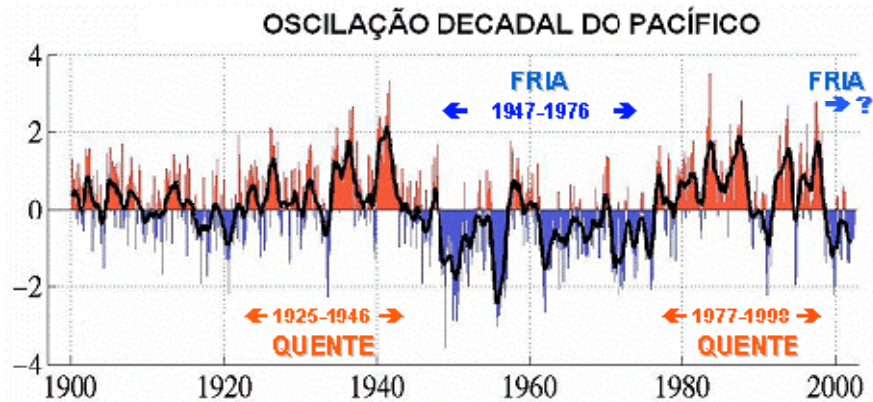


Figura 8: Série temporal do Índice da Oscilação Decadal do Pacífico, adaptada de MANTUA et al(1997).

2.3 Sistemas Atmosféricos que influenciam no regime de precipitação do Brasil

No Brasil, existem diversos fatores que contribuem para o regime de precipitação. Esses regimes de precipitação são consequência de atuação de diversos sistemas sinóticos, como Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), Sistemas Frontais, Zona de Convergência da América do Sul (ZCAS), Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCANS), Perturbações Ondulatórias no Campo dos Alísios (POAS), Brisas Marinha e Terrestre, e outros sistemas de escala local.

2.3.1 Zona de Convergência Intertropical (ZCIT)

A confluência dos ventos de nordeste e sudeste, originados dos anticiclones subtropicais do Atlântico Norte e do Atlântico Sul, caracteriza uma região de baixa pressão atmosférica, de convecção profunda e intensa nebulosidade, com altos índices pluviométricos. Essa estreita banda de convergência dos Ventos Alísios e fluxo de umidade se estende pelas bacias oceânicas do Atlântico e do Pacífico, com uma orientação zonal, definindo a ZCIT (HASTENRATH, 1985).

Hastenrath (1985) sugeriu também que, na escala planetária, a ZCIT seja o ramo ascendente da Célula de Hadley, apresentando uma energética caracterizada pela importação de vapor

d'água, concentrado nas camadas inferiores da atmosfera, e exportação de energia geopotencial e calor sensível pela alta troposfera, que resulta na transferência de calor da zona do cavado equatorial para latitudes mais altas, contribuindo para manutenção do balanço térmico global.

Os sistemas que interagem para produzir a ZCIT também possuem um deslocamento conjunto meridional no ciclo anual, decorrente do deslocamento relativo do sol entre os trópicos. Então, diferentes variáveis físicas são usadas com a finalidade de se fazer um estudo da localização da ZCIT, como a cobertura de nuvens ou fluxo de radiação de ondas longas emergentes (ROLE), componente meridional do vento nos baixos níveis e pressão ao nível médio do mar. Estoque e Douglas (1978) analisando a estrutura vertical da ZCIT observaram que esta apresenta uma variação de acordo com a zona do cavado equatorial e consideraram, como variável representativa da ZCIT, a região de máxima nebulosidade. Segundo Mendes et al (2000, 2001), a temperatura de brilho e ROLE são duas das mais importantes ferramentas para se obter o posicionamento médio da ZCIT.

Segundo Fedorova (2001) existem duas teorias que buscam explicar as causas da formação da ZCIT. A teoria térmica da Circulação Geral Atmosférica (CGA), que atribui a formação desse sistema ao aquecimento da superfície na região equatorial e a teoria dinâmica, que diz que a convergência dos Ventos Alísios provoca a convergência do ar e movimentos ascendentes sobre o equador como a resposta aos processos de formação das famílias dos ciclones e anticiclones nas regiões polares.

Dentre as principais características observadas da ZCIT, destacam-se as seguintes: está localizada na faixa tropical, onde existe a presença de fracos gradientes de pressão, predominância de ventos fracos e TSM elevada. O valor médio de pressão observada está em torno de 1.008 hPa, onde se tem a presença de cúmulos e cumulonimbos, cujos topos vão além de 12.000m e altas camadas de cirros. Sobre os continentes, a ZCIT não é tão delineada quanto sobre os oceanos. É responsável por chuvas intensas sobre regiões tropicais como Brasil, África e Indonésia.

2.3.2 Sistemas Frontais

Os sistemas frontais se formam, inicialmente, quando duas massas de ar de características termodinâmicas distintas, particularmente no que se refere à umidade, se encontram. Esse encontro é provocado pela presença de um gradiente de pressão, que impulsiona uma massa na direção da outra. A interface ou superfície de separação entre ar frio do ar quente é denominada frente fria. É iniciado um processo de trocas de propriedades, surgindo, com isso, um pequeno distúrbio ao longo da frente.

A trajetória dos sistemas frontais sobre a América do Sul é de oeste para leste, do Oceano Pacífico para o Oceano Atlântico. Esses sistemas, geralmente, têm uma orientação sudeste para noroeste sobre a América do Sul, podendo afetar tanto o sul/sudeste do Brasil, como prosseguir até a Amazônia e o NEB. Outras vezes, os sistemas passam pelo sul do continente com uma trajetória mais zonal, saem para o Oceano Atlântico, e não influenciam o restante do território nacional. Os sistemas frontais estão associados a cavados que se estendem por toda troposfera, algumas vezes.

Os sistemas frontais são um dos sistemas sinóticos mais importantes sobre a América do Sul. Tais sistemas são ativos durante todo o ano e podem penetrar até latitudes equatoriais, sendo partes fundamentais nos regimes de precipitação e temperatura em quase todo o continente (LEMOS e CALBETE, 1996; QUADRO et al, 1996).

Kousky (1979), Kousky e Ferreira (1981) sugeriram que penetrações de sistemas frontais em latitudes baixas também produzem um efeito pronunciado na atividade convectiva da faixa tropical da América do Sul.

Penetrações de sistemas frontais até latitudes equatoriais ocorrem mais freqüentemente durante o inverno do HS, pois o posicionamento médio da ZCIT (equador meteorológico) está em torno de 10°N a 14°N nessa época. Parmenter (1976) analisou por meio de imagens de satélite um forte sistema frontal que cruzou o equador entre 13 a 21 de julho de 1975. O sistema frontal havia entrado pelo Chile e Argentina em 12 de julho e atravessou o equador nove dias depois e foi se dissipar nas Antilhas, a 20N.

Oliveira (1986) apresentou uma análise das interações entre os sistemas frontais e a convecção tropical sobre a Amazônia, feita para o período de 1979 a 1984. Ela mostrou que é preciso os sistemas frontais terem ampla penetração continental, aproximadamente entre 15°S e 25°S, para organizar a convecção. Tais sistemas apresentaram uma faixa de nebulosidade convectiva associada, orientada preferencialmente na direção noroeste/sudeste e localizada sobre a Região Amazônica e a parte central do Brasil. Essa formação é mais frequente sobre o continente, nos meses de convecção tropical mais intensa, principalmente de outubro a março. Observou-se, nesses sistemas, a existência de forte advecção de ar frio e subsidência, no lado polar da faixa de nebulosidade convectiva e advecção de ar quente e movimentos ascendentes dentro dessa faixa.

Mecanismos responsáveis pela penetração de frentes na América do Sul para dentro da bacia Amazônica foram discutido por Paegle (1987). Ele sugeriu que a direção anticiclônica da trajetória dos distúrbios de latitudes médias, nas vizinhanças de montanhas, pode ser importante. Pode explicar com isso o movimento em direção ao equador de sistemas frontais sobre o lado leste dos Andes.

2.3.3 Zona de convergência da América do Sul (ZCAS)

Oliveira (1986) através de uma climatologia usando imagens de satélite geoestacionário entre 1979-1984, notou que os sistemas frontais frequentemente se associam e interagem com convecção tropical, embora nem todos os sistemas frontais o façam com a mesma intensidade. Há uma variação mensal no número de eventos de associação de sistemas frontais com a convecção. Para haver forte interação entre os sistemas frontais e a convecção, parece ser necessário que os sistemas frontais apresentem ampla penetração continental, sendo a região entre 15°S e 25°S uma das regiões preferenciais para essas ocorrências. Há anos que, durante o período de primavera-verão no Hemisfério Sul, sistemas frontais se posicionam preferencialmente sobre a parte central do continente sul-americano, com seu eixo orientado no sentido noroeste-sudeste, de inclinação variável, associados a uma zona de convergência de fluxo de umidade que inicialmente foi denominada de Zona de Convergência do Atlântico Sul (FIGUEROA et al, 1995) e posteriormente Zona de Convergência da América do Sul por Molion e Bernardo (2002). A ZCAS é de grande importância no transporte de momentum, calor e umidade para os trópicos.

Figuerola et al (1995) mostraram que a formação da ZCAS depende tanto de forçantes locais quanto remotas. Localmente, a formação da ZCAS está associada com a convecção na Região Amazônica e Brasil Central e com a disponibilidade de umidade e baroclinicidade que são determinantes para sua ocorrência, enquanto, aparentemente, as influências remotas, tal como a convecção na zona de convergência do Pacífico sul (ZCPS), modula o início, duração e localização da ZCAS. De acordo com Barros et al (2000), a configuração da TSM pode ser importante para o seu posicionamento e intensidade, embora não seja um fator fundamental em sua formação, sendo que a influência da TSM do Atlântico na ZCAS ainda não é muito conhecida. Entretanto, para Molion (2004), a gênese da ZCAS depende de processos termodinâmicos e dinâmicos. O aquecimento do Continente Sul-americano no verão (processo termodinâmico) sempre vai ocorrer, mais ou menos intensamente dependendo da variabilidade interanual, gerando movimentos ascendentes e divergência nos altos níveis, denominada Alta da Bolívia (AB). Uma vez que a AB se estabelece, qualquer sistema frontal que adentre o continente (processo dinâmico) será “ancorado” pela AB, permanecendo semi-estacionário na região por dias e gerando a ZCAS, que é alimentada pela convergência do fluxo de umidade proveniente da Amazônia.

Ferreira et al (2004) analisaram padrões atmosféricos dominantes em situações de ZCAS, a partir de uma técnica de composição, utilizando Reanálises do NCEP/NCAR e dados de ROLE para os meses de verão para anos de El Niño e La Niña. Seus resultados evidenciaram maior variabilidade de ocorrência de ZCAS em anos de La Niña e uma tendência de ocorrer em média, três episódios em anos de El Niño, assim como maior intensificação da convecção sobre o Oceano Atlântico sudoeste para anos de El Niño e maior sobre o continente em anos de La Niña.

Existem, ainda, outros mecanismos que estão sendo sugerido para explicar a ocorrência da ZCAS. Um exemplo é a interação oceano-atmosfera na zona de confluência entre a Corrente das Malvinas e a Corrente do Brasil (NOBRE, 1988), e as interações não-lineares entre as diversas escalas de fenômenos atmosféricos. Porém, esses mecanismos ainda não foram comprovados em estudos.

2.3.4 Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCANS)

Vórtices Ciclônicos em Altos Níveis (VCAN) são sistemas sinóticos fechados de baixa pressão que se formam na alta troposfera (GAN e KOUSKY, 1986).

Os primeiros estudos observacionais sobre VCANS no Atlântico Sul Tropical foram feitos por Dean (1971) e Aragão (1975). Eles mostraram que as chuvas excessivas no Nordeste do Brasil e suas vizinhanças poderiam estar relacionadas a tais vórtices. Kousky e Gan (1981), Gan (1982) e Ramirez (1996), utilizando dados meteorológicos convencionais, análises de modelos de previsão de tempo e imagens de satélites definiram diversos aspectos relacionados à origem, formação e deslocamento dos Sistemas de VCANS.

Os VCANS podem ser classificados de acordo com sua origem e formação, dois tipos de vórtices foram estabelecidos: do tipo Palmén e do tipo Palmer (FRANK, 1970). O tipo Palmer se origina nos trópicos, enquanto o tipo Palmén origina-se nos subtropicais (PALMER, 1951).

2.3.4.1 Tipo Palmén

O vórtice desse tipo é chamado de Ciclone Desprendido, Ciclone Kona, Baixa de Palmén, Baixa Cut Off, dentre outros. Sua origem é aproximadamente sobre o Pacífico Sudeste ao Sul de 20°S. Há uma bifurcação do escoamento em altos níveis no Pacífico, causando a propagação de ondas meridionais (PALMÉN, 1949). Esses sistemas se formam quando bolsões de ar frio, associados com extensos cavados no ar superior, se desprendem e ficam confinados no lado equatorial da corrente média dos ventos de oeste (W) Devido a uma pré-existência desse cavado frio na alta troposfera, o qual foi desligado de sua região fonte polar, conforme Palmén e Newton (apud GAN, 1982), ao penetrar nos subtropicais, podem ter uma inclinação meridional bem acentuada. Essa inclinação faz com que a parte do cavado, nas baixas latitudes, tenha uma velocidade zonal inferior ao resto do cavado, atrasando até que se desprenda completamente desse. Assim, nessa parte desprendida, forma-se uma circulação ciclônica, de acordo com Simpson (apud GAN, 1982).

VCANS do tipo Palmén são mais comuns na primavera, inverno e outono, e raramente ocorrem no verão. Seu deslocamento se dá de oeste para leste e, ao cruzarem os Andes, sofrem uma inserção de umidade e ar quente que os intensifica. Seu ciclo de vida é próximo

ao dos distúrbios baroclínicos (crescimento baroclínico, enfraquecimento barotrópico) e podem atuar sobre a Argentina, Paraguai e Sul do Brasil, provocam precipitações intensas e ventos fortes.

2.3.4.2 Tipo Palmer

Identificado por Palmer (1951), é um dos principais sistemas meteorológicos que provoca alterações no regime de precipitações no NEB. Forma-se em latitudes tropicais, acima de 10 km de altura. O período de formação é de novembro a março, apresentando maior frequência nos meses de janeiro e fevereiro (GAN, 1982).

A circulação ciclônica dos vórtices surge, inicialmente, nas partes mais altas da troposfera, em torno de 12Km de altura, se estendendo, gradualmente, para os níveis mais baixos (GAN, 1982). Os ventos são fracos nos níveis baixos e médios, aumentando com a altura e atingindo velocidade máxima em torno de 200hPa. Esses vórtices ciclônicos são caracterizados por movimentos descendentes de ar frio e seco em seu centro e movimentos ascendentes de ar quente e úmido em sua periferia, possuindo, portanto uma circulação indireta. Esse fato ocasiona transformação de energia potencial em energia cinética. Essa conversão de energia, segundo Kousky e Gan (1981), é o mecanismo de manutenção desses vórtices. Rao e Bonatti (1987) sugeriram, também, que a manutenção dos VCANs se daria pela instabilidade barotrópica e outros mecanismos, como a liberação de calor latente de condensação.

A trajetória dos VCANs normalmente é de leste para oeste, com velocidade de 4 a 6° de longitude por dia (GAN, 1983). Segundo Molion (2008), algumas vezes, os VCANs ficam oscilando na direção leste-oeste, com seus centros se deslocando centenas de quilômetros em curto intervalo de tempo. Isso ocorre porque, sob a periferia esquerda do VCAN (o sistema frontal propriamente dito), os totais pluviais são altos e a evaporação da chuva, associada à cobertura de nuvens, que corta o fluxo de radiação solar, resfriam a superfície. Isso faz com que o movimento ascendente desse ramo salte sobre a superfície que está sendo aquecida e que foi umedecida previamente pela chuva.

Em resumo vê-se que foram estudados oscilações de temperatura da superfície do mar (TSM) para o Pacífico e Atlântico Norte. Porém não existem estudos semelhantes para o Atlântico Sul. Isso motivou o presente trabalho.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 Dados

Os dados utilizados neste trabalho foram do período de 1948 a 2008, do National Centers for Environment Prediction/National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR), disponíveis no site do Earth System Research Laboratory (ESRL) do Physical Science Division (PSD) da National Oceanic and Atmospheric Administration (ESRL/PSD/NOAA) espaçados em uma grade de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$, que correspondem a uma distância média de aproximadamente 280 x 280 km, para os campos de TSM, taxa de precipitação, ROLE, PNM e omega. Também se utilizaram conjuntos de dados de precipitação da Universidade de Delaware (UDEL) disponíveis no mesmo site, espaçados em $0,5^\circ \times 0,5^\circ$, o que representa aproximadamente 55 x 55 km, e dados observados de precipitação para o Estado do Rio Grande do Sul, gentilmente cedidos pelo 8º Distrito de Meteorologia (Porto Alegre), do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), e Fundação Estadual de Pesquisas Agropecuária (FEPAGRO).

3.1.1 Estações pluviométricas para o Estado do Rio Grande do Sul

As estações pluviométricas foram escolhidas em função da disponibilidade e uniformidade dos dados e séries temporais longas no período entre 1948 a 2008. Foram selecionadas 25 estações constantes da Tabela 1.

Tabela 1: Estações meteorológicas do Estado do Rio Grande do Sul, coordenadas geográficas e instituições a que pertencem.

ESTAÇÃO	LATITUDE	LONGITUDE	FONTE
Bagé	31°21'	54°06'	8°DISME
Bom Jesus	28°40'	50°26'	8°DISME
Caxias do Sul	29°10'	51°12'	8°DISME
Cruz Alta	28°38'	53°36'	8°DISME
Encruzilhada do Sul	30°32'	52°31'	8°DISME
Ijuí	28°23'	53°54'	FEPAGRO

Iraí	27°11'	53°14'	8°DISME
Júlio de Castilhos	29°13'	53°40'	FEPAGRO
Lagoa Vermelha	28°25'	51°35'	8°DISME
Passo Fundo	28°15'	52°24'	8°DISME
Pelotas	31°52'	52°21'	8°DISME
Porto Alegre	30°01'	51°13'	8°DISME
Rio Grande	32°01'	52°05'	8°DISME
Santa Maria	29°42'	53°42'	8°DISME
Santa Rosa	27°51'	54°25'	8°DISME
Santa Vitória do Palmar	33°31'	53°21'	8°DISME
Santana do Livramento	30°53'	55°32'	8°DISME
São Borja	28°39'	56°00'	FEPAGRO
São Gabriel	30°20'	54°19'	8°DISME
São Luiz Gonzaga	28°23'	54°58'	8°DISME
Taquari	29°48'	51°49'	8°DISME
Torres	29°20'	49°43'	8°DISME
Uruguaiana	29°45'	57°05'	8°DISME
Vacaria	28°33'	50°42'	8°DISME
Veranópolis	28°56'	51°33'	FEPAGRO

3.2 Metodologia

3.2.1 Elaboração do Índice Interdecadal do Oceano Atlântico Sul (IAS)

Foi elaborado um índice de Oscilação Interdecadal do Oceano Atlântico Sul (IAS), para o período entre 1900-2008. Na Figura 9, está representado o local escolhido do Oceano Atlântico Sul para a determinação do índice, uma área delimitada entre 23°S a 28°S e 27°W a 32°W, que foi escolhida por ser uma área de grande variabilidade da TSM, isto é, uma região em que transporte de calor sensível apresentou uma grande variabilidade interanual, possivelmente devido à variabilidade do campo de ventos. Foram, então, calculados a média e desvio-padrão das anomalias de TSM do Atlântico Sul com relação à média do período nesse

domínio geográfico. Esses desvios foram padronizados e constituiu uma série temporal do índice, denominado IAS. Ainda, aplicou-se transformadas em ondeletas à série temporal das anomalias de TSM nesse domínio geográfico.

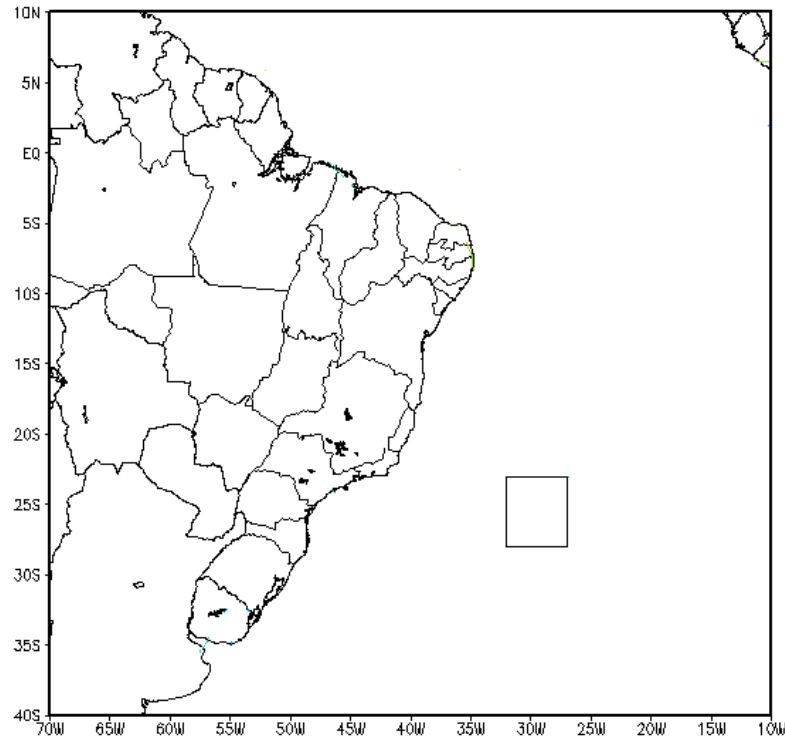


Figura 9: Domínio espacial para determinação do IAS.

3.2.2 Transformada em Ondeletas (TO)

Para Lau e Weng 1995, a TO é uma técnica espectral efetivamente útil e eficiente na detecção objetiva da estrutura temporal das variações multi-escalas presentes em uma dada série finita de dados não-estacionária. Consiste, basicamente, em transformar uma série temporal unidimensional em outra série bidimensional no domínio tempo-frequência, com a qual é possível identificar objetivamente os modos dominantes da variabilidade e como esses modos variam no tempo. Assim sendo, a TO pode ser utilizada nas mais diversas áreas da Meteorologia (SOUZA, 2003).

A transformada em ondeletas constitui em um instrumento matemático através do qual é possível projetar o sinal em diversas escalas (DAUBECHIES, 1992). Existem dois tipos de funções ondeletas, a discreta e a contínua.

Dentre as ondeletas discretas mais conhecidas estão: a de Haar, Daubechies, Meyer, dentre outras. A ondeleta contínua mais conhecida é a de Morlet, a qual, sendo complexa, permite também a análise da fase e do módulo do sinal. A ondeleta do “chapéu-mexicano”, também é muito mencionada na literatura pelo nome de Derivada segunda da Gaussiana (pelo símbolo em inglês, *DOG*), mas geralmente é utilizada sem parte complexa.

Neste trabalho, foi usada a ondeleta contínua de Morlet, com o objetivo de identificar a existência da variabilidade interanual e decadal, e determinar os períodos mais significativos de 1900 a 2008, na série temporal do IAS que foi escolhido devido ser uma função complexa, que possui características semelhantes a dos sinais meteorológicos que se desejam analisar e fornece muitas informações sobre o sinal, tais como o módulo com a densidade de energia, a fase em cada instante e a parte real dos coeficientes das ondeletas. A função de Morlet é descrita pela seguinte equação:

$$\Psi(t) = e^{ikt} e^{-t^2/2}$$

Para qual “k” é a frequência adimensional Morlet e “t” é parâmetro adimensional no tempo.

3.2.3 Correlação entre a precipitação pluviométrica e o IAS

A série temporal dos valores do IAS foi utilizada para estabelecer correlações espaciais com a configuração da precipitação do Brasil, particularmente com o Estado do Rio Grande do Sul. Porém, um aspecto em que ainda não existe consenso é o tempo de atraso, ou *lag*, na resposta que a precipitação apresentaria, uma vez que uma nova fase da ODP ou do ENOS se estabeleça. Para tanto, foram feitas correlações espaciais entre o IAS e a precipitação, utilizando o índice adiantado de 0 a 5 meses. Essas correlações foram elaboradas para se determinar o caráter preditivo do índice em questão e estimar a evolução dessa variável no domínio espaço-temporal.

Para a interpretação foi utilizado um teste de hipótese para qualificar os valores das correlações e determinar a significância estatística dos resultados obtidos, isto é, o nível de significância dos coeficientes de correlação. Essa técnica determina o quanto significativos são os resultados. A Tabela 2 mostra a significância das correlações, de acordo com seus

respectivos graus de liberdade, adaptada do ESRL/PSD/NOAA (<http://www.esrl.noaa.gov/Correlation/significance.html>).

Tabela 2: Graus de liberdade e os níveis de significância dos coeficientes de correlação.

Fonte: Adaptada de ESRL/PSD/NOAA.

Graus de Liberdade	0,900	0,950	0,980	0,990	1,000
2	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
3	0,904	0,920	0,950	0,980	0,990
4	0,801	0,830	0,890	0,940	0,960
5	0,713	0,760	0,830	0,890	0,920
6	0,644	0,700	0,770	0,840	0,880
7	0,588	0,650	0,730	0,800	0,840
8	0,544	0,610	0,690	0,760	0,810
9	0,508	0,570	0,650	0,730	0,780
10	0,477	0,540	0,620	0,700	0,750
11	0,451	0,514	0,592	0,671	0,719
12	0,427	0,491	0,567	0,647	0,695
13	0,408	0,471	0,546	0,604	0,652
14	0,390	0,453	0,526	0,604	0,652
15	0,375	0,437	0,509	0,585	0,630
16	0,362	0,423	0,493	0,568	0,620
17	0,350	0,410	0,478	0,552	0,599
18	0,339	0,398	0,465	0,538	0,584
19	0,329	0,387	0,453	0,524	0,570
20	0,319	0,377	0,441	0,512	0,557
21	0,310	0,367	0,431	0,500	0,545
22	0,302	0,358	0,421	0,489	0,533
23	0,295	0,350	0,411	0,479	0,522
24	0,289	0,343	0,403	0,469	0,512
25	0,282	0,336	0,395	0,460	0,503
26	0,276	0,329	0,387	0,451	0,493
27	0,270	0,322	0,380	0,443	0,485
28	0,265	0,316	0,373	0,436	0,476

29	0,260	0,311	0,366	0,428	0,469
30	0,255	0,305	0,360	0,421	0,461
31	0,250	0,300	0,354	0,415	0,454
32	0,246	0,295	0,349	0,408	0,447
33	0,242	0,291	0,343	0,402	0,441
34	0,238	0,286	0,338	0,369	0,434
35	0,235	0,282	0,333	0,391	0,428
36	0,231	0,278	0,329	0,385	0,423
37	0,228	0,274	0,324	0,380	0,417
38	0,225	0,271	0,320	0,375	0,412
39	0,222	0,237	0,316	0,370	0,407
40	0,219	0,264	0,312	0,366	0,402
41	0,216	0,260	0,308	0,361	0,397
42	0,213	0,257	0,304	0,357	0,392
43	0,210	0,254	0,300	0,353	0,388
44	0,208	0,251	0,294	0,349	0,384
45	0,206	0,248	0,294	0,345	0,379

Por exemplo, dado o grau de liberdade de 28 anos, os testes do nível de significância indicaram que, para um coeficiente de correlação com valor em módulo de 0,44 têm-se uma significância de 99% de chance que as variáveis realmente estejam correlacionadas. Ou seja, apenas 1% de chance que a hipótese nula se confirme, isto é, que as variáveis não estejam relacionadas.

Para o Rio Grande do Sul foram feitas correlações lineares com cada um dos 25 postos pluviométricos (Tabela 1), para o período entre 1948-2008 e as fases quentes e frias da ODP. Com os resultados obtidos, foram feitos os mapas do Rio Grande do Sul com o software Surfer.

3.2.4 Análise com os dados de Reanálise

Os dados de Reanálise utilizados neste trabalho foram dos campos de TSM, taxas de precipitação, ROLE e PNM. Esses dados foram utilizados para inferir convecção e

precipitação. Com isso, foram calculados os desvios médios dessas variáveis, para a FF e FQ da ODP, com relação à média do período entre 1948-2008.

3.3 Softwares Utilizados

Os campos das variáveis meteorológicas foram construídos utilizando o software meteorológico Grid Analysis and Display System (GrADS), para a geração dos gráficos relativos a análise espectral, foi utilizado o software estatístico adequado e software Surfer.

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 Índice do Atlântico Sul (IAS)

Na figura 10 está representada a série temporal do IAS, mostrando o padrão de variabilidade para o período entre 1900 a 2008, com uma média móvel de 11 meses, para filtrar o ciclo anual. Observa-se que essa série apresentou alguma similaridade com a série temporal do índice da ODP (Figura 8), em geral com maiores freqüência de valores negativos durante a fase fria e positivos na fase quente da ODP. Entretanto, mostraram períodos distintos para algumas mudanças de fase. As fases quentes da ODP são de 1925-1946 e 1977-1998, e, para o IAS, as fases quentes foram nos períodos 1924-1942 e 1970-1998. Para a fase fria, o período é de 1947-1976 para ODP e para IAS de 1943-1969, mostrando nessa fase, picos mais significativos na série temporal do IAS, ou seja, maior variação. Essa maior variação com a série temporal do IAS, também pode ser observado nas duas fases quente.

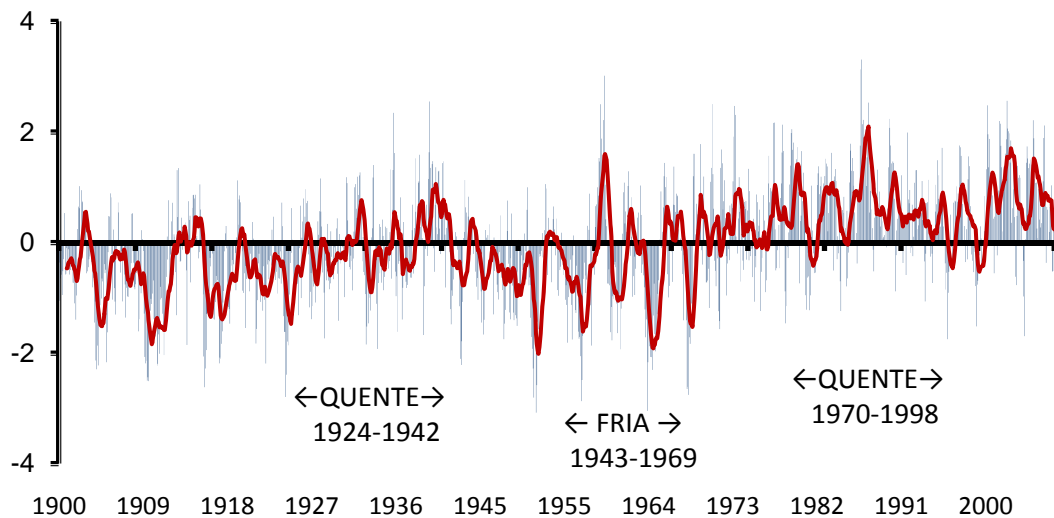
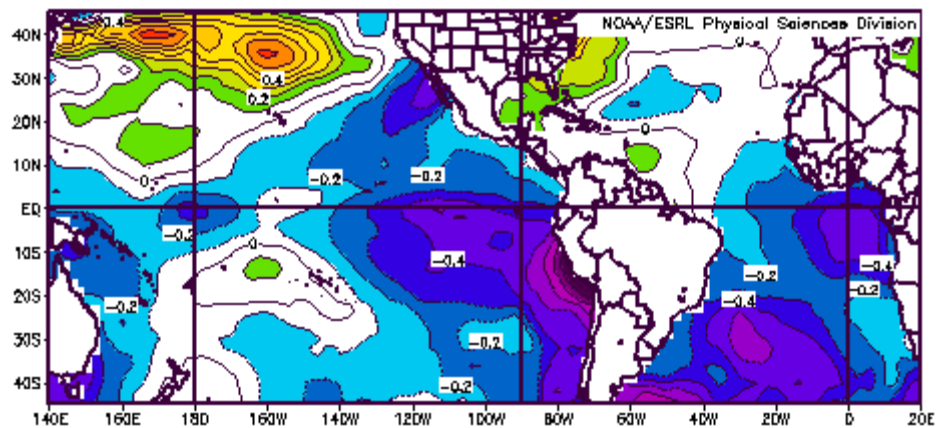


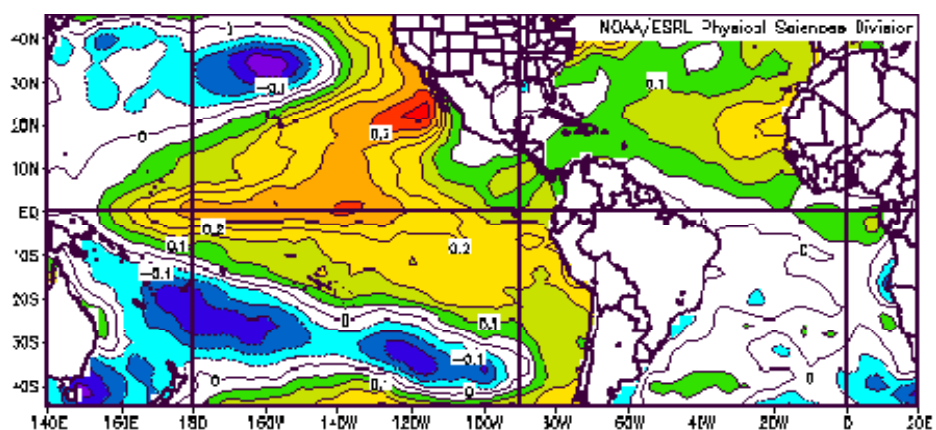
Figura 10: Média mensal do IAS para o período entre 1900-2008, com a média móvel de 11 meses (linha vermelha).

Existe uma discussão em andamento na comunidade científica quanto ao tempo de resposta da influência do Oceano Pacífico sobre o Atlântico, ou vice-versa. O IAS sugeriu que as TSM do Atlântico mudem alguns anos, 2 a 6 anos, antes das TSM do Pacífico, e não o contrário. Uma possível explicação para isso é que, quando os Alísios se intensificam (enfraquecem) nos períodos próximos ao estabelecimento de uma fase fria (quente) da ODP, as correntes

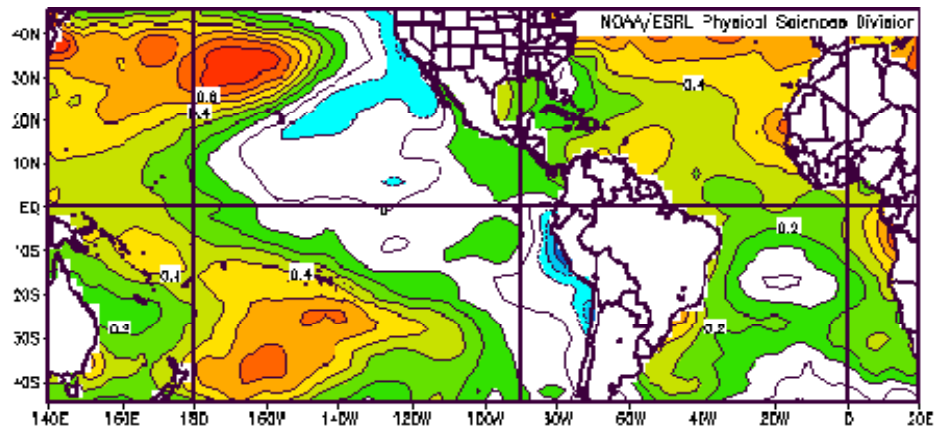
marinhas, geradas pelo estresse do vento, se modificam mais rapidamente no Atlântico por ser uma bacia de dimensões menores que as do Pacífico. Essas correntes transportariam mais calor sensível para fora das regiões equatoriais, fazendo com Atlântico Oeste Tropical (costa leste das Américas) fique mais aquecido (Figura 11c) no início da fase fria da ODP. Posteriormente, o Pacífico, uma vez estabelecida sua nova fase fria, vai modificar novamente o Atlântico, fazendo com que suas águas apresentem anomalias negativas de TSM no Hemisfério Sul, conforme pode ser visto no mapa da fase fria (Figura 11a). A variação no tempo de estabelecimento vai depender da variação da intensidade do vento. A causa da variabilidade decadal da intensidade dos Alísios ainda não é conhecida e uma hipótese seria estar relacionada à variação da intensidade das Monções Asiáticas.



(a)



(b)



(c)

Figura 11: Campo de anomalias de TSM no período (a) 1948-1976, (b) 1977-1998, (c) 1999-2009, com relação ao período de 1948 a 2008. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.

4.2 Análise da transformada de Ondeletas

Na Figura 12, foi representado o espectro de potência de ondeletas (EPO). No eixo vertical, o período (escala logarítmica) é dado em anos, está indicando os respectivos períodos em que a potência do sinal do fenômeno estudado é mais forte. As áreas sombreadas na escala de branco para vermelho são as variâncias normalizadas, variando de 0 a 4 unidades com intervalo de contorno de 0,5. As periodicidades estatisticamente significativas, com 95% de confiança, são delimitadas por linhas de contornos contínuos pretos. A linha preta contínua em forma parecida à letra “U” no periodograma representa o cone de influência, no qual a região externa dessa curva representa os efeitos de bordas da série temporal. Assim, somente a região dentro do cone de influência deve ser considerada. A análise do Espectro de Potência Global (EPG), que excede o nível de significância (Figura 12b), também é importante para verificar a contribuição média dos picos espectrais considerando todo o domínio temporal do índice (TORRENCE e COMPO, 1998).

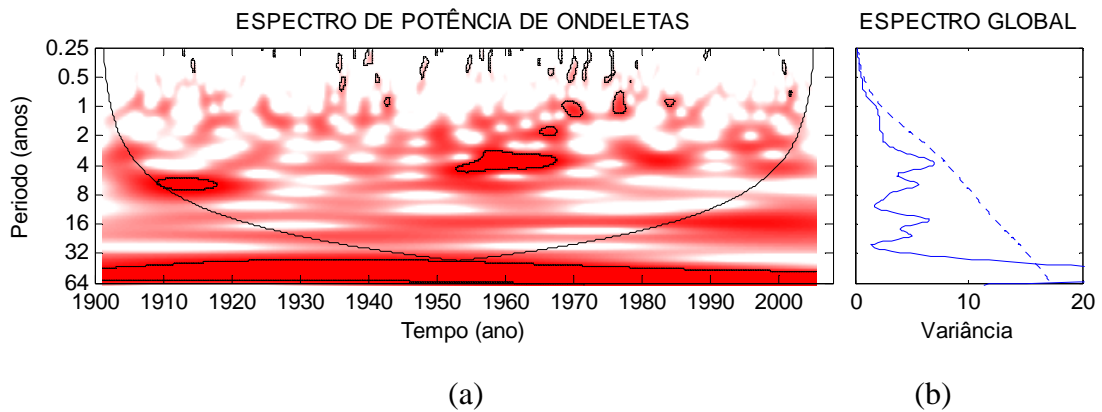


Figura 12: (a) Valores do EPO calculados para o IAS; (b) espectro de potência global (EPG).

A linha preta contínua em (a) representa o cone de influência. Os contornos contínuos pretos mostram os valores da ondeleta estatisticamente significantes ao nível de 95%.

Na figura 12(a), observa-se no gráfico EPO, que ao longo do período da série, há ocorrência de picos na escala interanual. Os picos espectrais significativos na escala interanual 4 a 8 entre os anos de 1910 a 1920 e de 2 a 4 anos entre 1953 a 1969. Já, na Figura 12(b), no EPG para o IAS, observam-se picos dominantes que apresentam grandes variâncias nas escalas de 4 a 8 anos. Esse pico pode estar associado à ENOS. Apresenta, também, um pico secundário entre 16 e 19 anos, estatisticamente não significativo, que pode estar relacionado ao ciclo da precessão da órbita lunar em relação à Terra que é de 18,6 anos.

4.3 Relação entre o IAS e os índices de ODP, IOS e IME

A série temporal do IAS (Figura 10) foi empregada na análise de correlação com os índices da ODP, IOS e IME. As correlações anuais das séries do IAS com a ODP, IOS e IME mostraram variâncias (R^2) de 0,34, 0,04 e 0,28 e módulos de coeficientes de correlação (R) de 0,58, 0,2 e 0,53 respectivamente. Já, as correlações mensais mostraram variância de 0,12, 0,02 e 0,09, com módulos de coeficientes de 0,35, 0,14 e 0,3 respectivamente, sugerindo uma relação direta com a ODP e IME e inversa com o IOS. Fisicamente, os valores de R^2 representam os percentuais da variação do IAS que são explicados pelos outros índices. Neste caso, para valores médios anuais, 34% da variação do IAS é explicado pela ODP, 0,4% pelo IOS e 28% pelo IME. Para valores médios mensais, a variação do IAS é explicada em 12% para ODP, 0,2% para IOS e 0,9% para IME. Esses últimos percentuais são menores possivelmente porque os dois oceanos não apresentam variações simultâneas, havendo uma diferença de

tempo nas respostas, como observado acima. Porém, ficou claro que não houve uma relação forte com o IOS. Esse fato é curioso e mereceria um estudo mais aprofundado, pois é a variação da intensidade dos Alísios, associada ao campo de PNM do Pacífico, ou seja, o IOS, que faz com que as TSM dos oceanos variem, pela interação oceano-atmosfera.

As Figuras 13, 14 e, 15 mostram a relação do IAS com ODP, IOS e IME, com IAS como variável dependente (ordenadas).

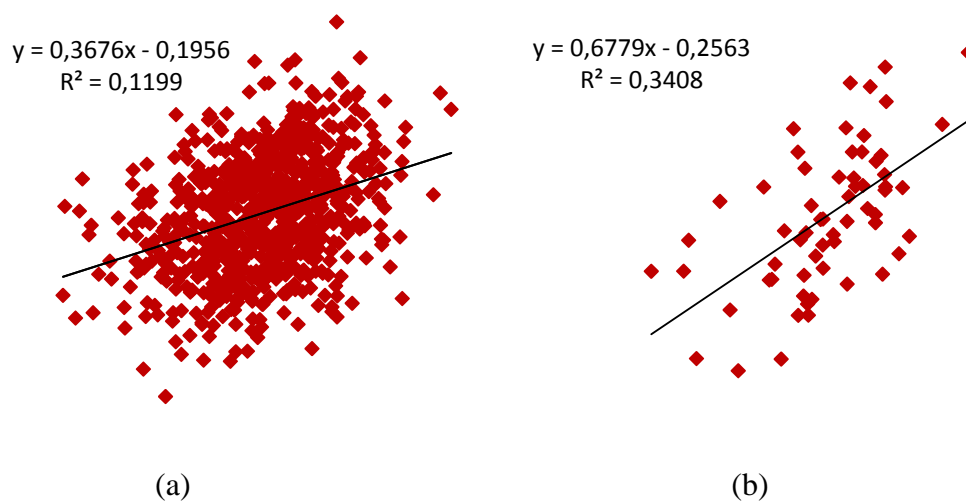


Figura 13: Diagrama de dispersão entre IAS e ODP (a) mensal e (b) anual.

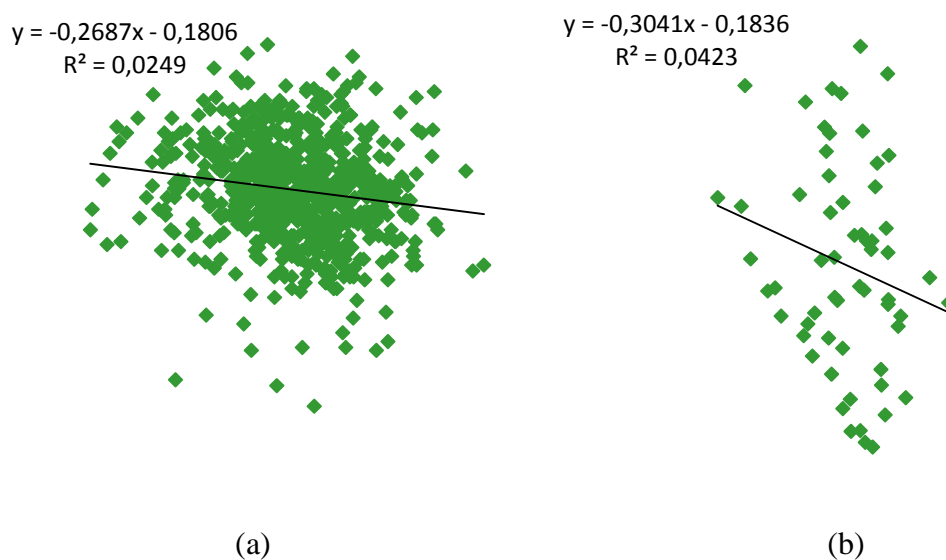


Figura 14: Diagrama de dispersão entre IAS e IOS (a) mensal e (b) anual.

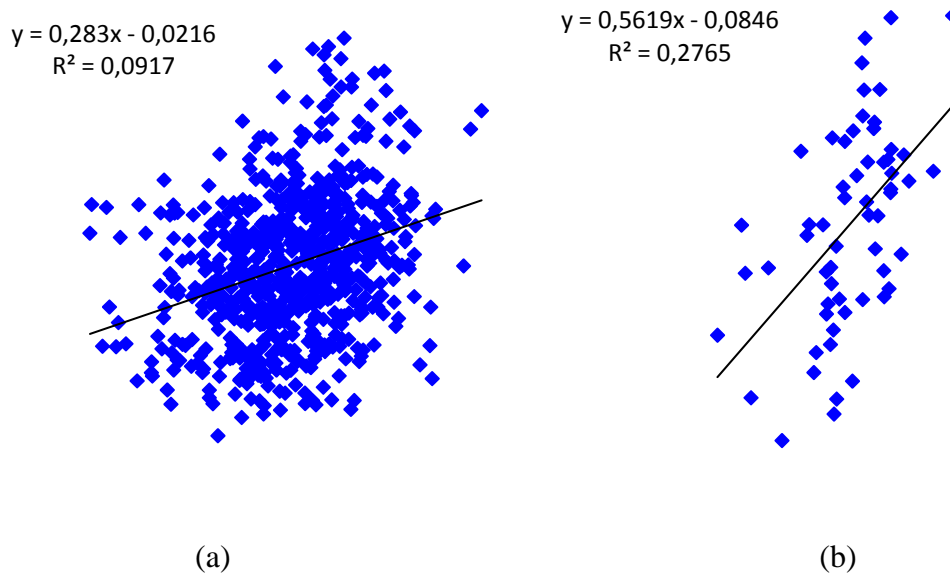


Figura 15: Diagrama de dispersão entre IAS e IME (a) mensal e (b) anual.

4.4 Correlação espacial entre a taxa de precipitação e IAS

Foram elaboradas correlações entre o IAS e as taxas de precipitação (Pt), tanto simultânea como com o IAS adiantado (“leads”) para verificar seu caráter predictor. Os leads, que produziram os maiores coeficientes, em módulo, foram os de 1 a 5 meses, ou seja, IAS adiantado de 1 a 5 meses com relação a Pt. Na Figura 16(a), são apresentadas os mapas de coeficientes de correlação entre o IAS e a Pt para o período entre 1948 a 2008. Notou-se que, o noroeste do Rio Grande do Sul foi a região que apresentou os maiores coeficientes de correlação (CC), com valores positivos chegando a 0,7, notou-se, também que em quase todo o estado, existiram coeficientes de correlações significativos. Também verificou-se valores altos de CC no Amazonas, Pará, Mato Grosso, Santa Catarina e Rondônia, com valores superiores a 0,5, sendo essas correlações diretas (positivas). O nível de significância estatística dos coeficientes de correlação excedeu 99% na maioria das análises dessas regiões. Isso significa dizer que, quando o IAS for positivo, as precipitações são mais intensas nessas regiões. As regiões que apresentaram CC de baixo valor e negativos foi uma faixa ao longo da costa leste entre Pernambuco e norte do Espírito Santo, incluindo o Vale do S. Francisco.

A Figura 16(b), apresenta os mapas de CC como IAS adiantado de um mês em relação Pt. Notou-se que a configuração dos coeficientes de correlação foi praticamente igual à da Figura

16(a). Isso significa dizer que o IAS é um bom predictor para essas áreas com um mês de antecedência, pelo menos.

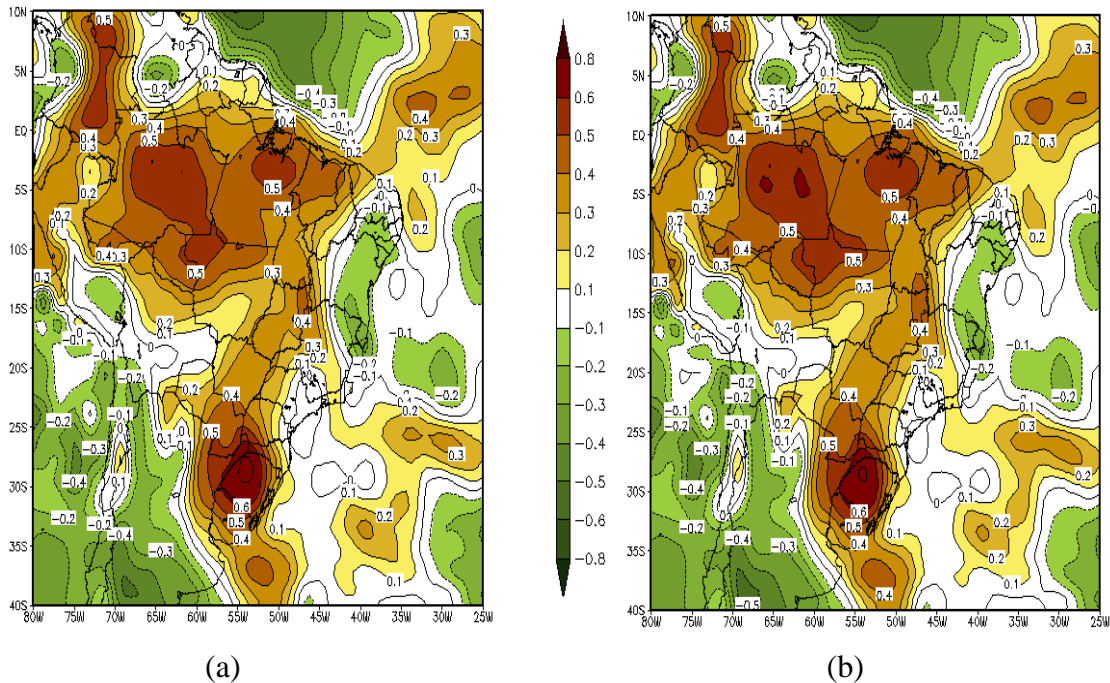


Figura 16: Coeficientes de correlação entre a taxa de precipitação (Pt) e o IAS para o período de 1948-2008, com índice (a) simultâneo e (b) 1 mês adiantado com relação Pt. Fonte dos dados: ESRL/PSD/NOAA.

A Figura 17(a) e 17(b), apresentaram-se os leads de dois e três meses de adiantamento do IAS com relação à Pt. Observou-se praticamente a mesma configuração anterior, exceto que os CC diminuíram em módulo, como era de se esperar. Porém, ainda mantiveram valores expressivos superiores 0,6 para o oeste do RS e superiores a 0,5 para o Amazonas e Pará, com significância estatística superior a 97%. Ou seja, o IAS pode ser um bom predictor para essas regiões, explicando mais de 36% da variância da Pt para algumas delas.

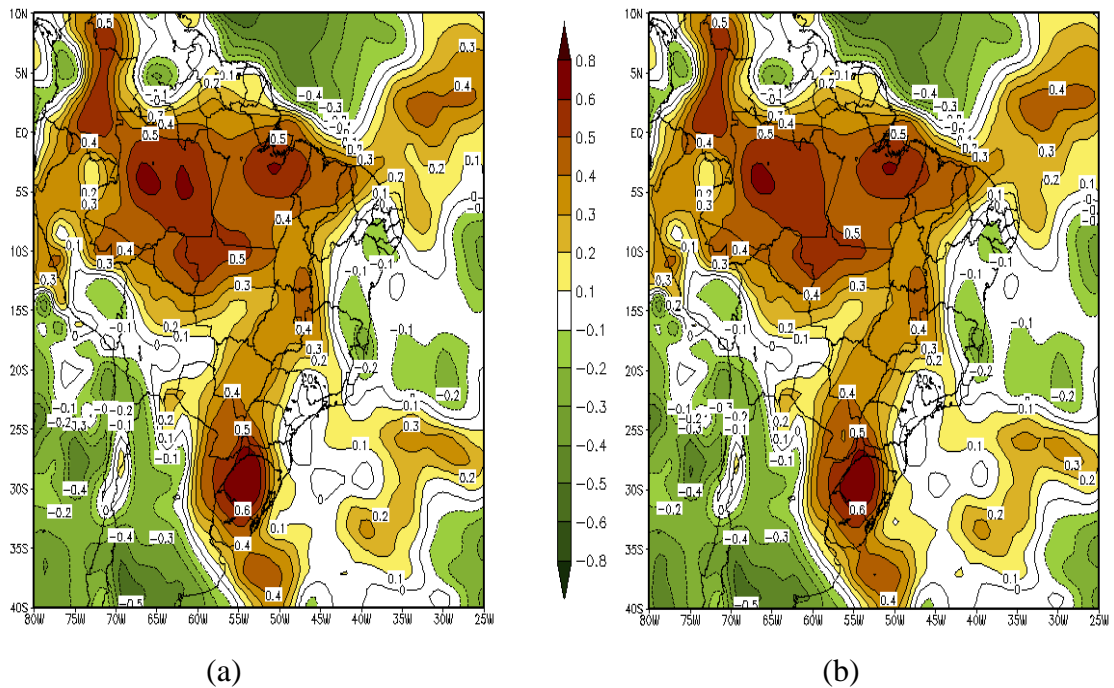


Figura 17: Coeficientes de correlação entre a precipitação (Pt) e o IAS para o período de 1948-2008, com o IAS adiantado em (a) 2 meses e (b) 3 meses com relação à Pt. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.

Na Figura 18(a) e 18(b), apresenta os leads de quatro e cinco meses de adiantamento do IAS com relação à Pt. A configuração permaneceu praticamente a mesma, com CC menores em módulo. Rio Grande do Sul, Amazonas, Pará são ainda as regiões que apresentaram os maiores valores de correlação de 0,5, com significância estatística superior a 97%, ou seja, o IAS pode ser utilizado como previsor de precipitação com 4 a 5 meses de antecedência. Os valores de coeficientes de correlação com leads superiores a 5 meses não apresentaram valores estatisticamente significativos.

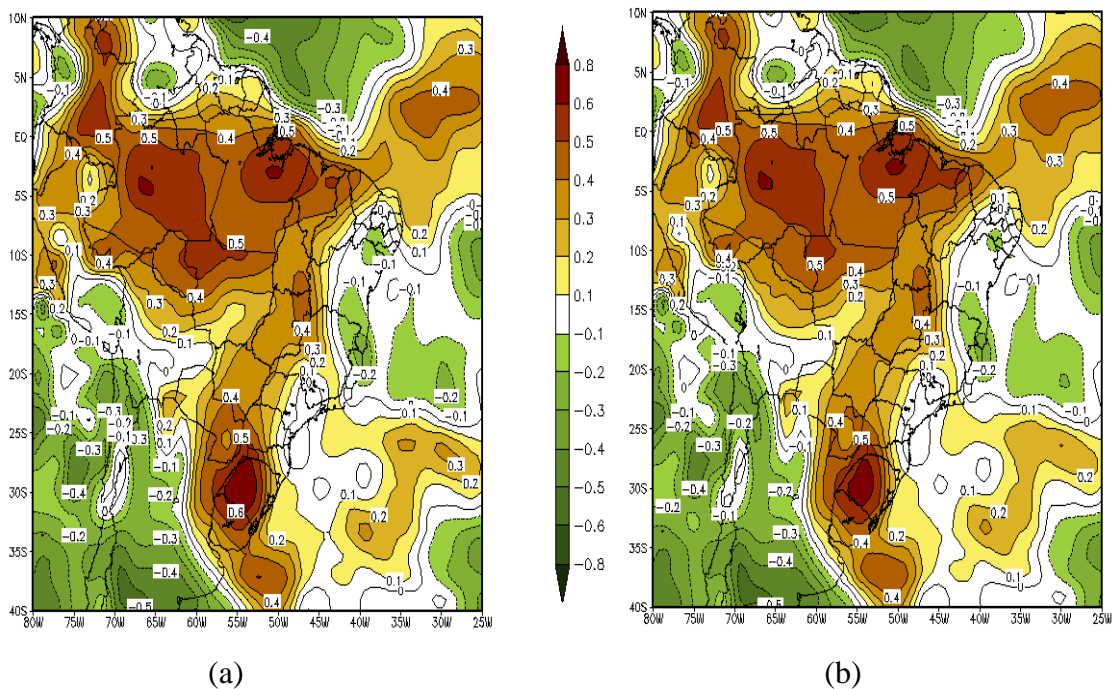


Figura 18: Coeficientes de correlação entre a taxa de precipitação (Pt) e o IAS para o período de 1948-2008, com o IAS adiantado em (a) 4 meses e (b) 5 meses com relação à Pt. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.

No período entre 1948 a 1976, que corresponde à FF da ODP, foi mostrado o mapa de coeficientes de correlação (CC) simultânea entre o IAS e a taxa de precipitação (Pt) na Figura 19(a) e para o IAS liderando de um mês na Figura 19(b). Os CC apresentaram valores maiores para Estado do Rio Grande do Sul, superando 0,7 em ambos os períodos, também Santa Catarina obteve correlação chegando a ser maior que 0,6. Houve também, boas correlações no Amazonas, Rondônia e Paraná com 0,4 de coeficiente para zero mês de atraso e, para um mês de atraso representado na figura 19(b) o Amazonas, Pará, Rondônia, Mato Grosso e Paraná com valores de 0.4. Por se tratar de 28 anos de análises, o nível de significância estatística dos coeficientes de correlação excedeu 99% nas regiões estudadas. Isso significa dizer que, quando o IAS for positivo para este período, precipitações mais intensas nestas regiões são encontradas.

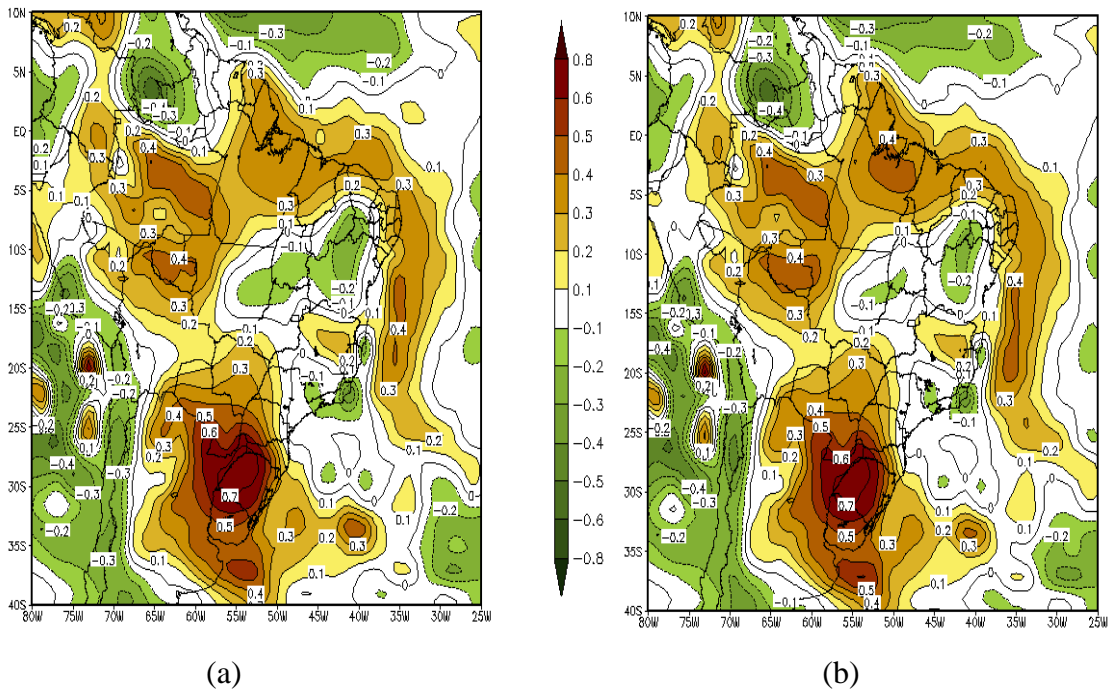


Figura 19: Coeficientes de correlação entre a taxa de precipitação (Pt) e o IAS para o período de 1948-1976 (fase fria) (a) simultânea e (b) com o IAS adiantado de 1 mês com relação à Pt. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.

Nas figuras (20 e 21), claramente observa-se que ainda mantêm praticamente as mesmas configurações no Brasil, com os leads de 2, 3, 4 e 5 meses de adiantamento do IAS com relação à Pt. Notamos na figura 20(a), que segue com forte correlação no Rio Grande do Sul, com o nível de significância estatística dos CC se mantendo acima de 99% tanto para dois, como pra três meses de atraso, (figura 20(b)). Os estados do Amazonas, Pará, Maranhão, Rondônia, Mato Grosso, Santa Catarina e Paraná, continuaram com valores desejados, já que o coeficiente de correlação é 0.4 tanto para dois, como também para três meses de atraso. Isso significa dizer que, quando o IAS é positivo, maiores intensidades de precipitação ocorrem nestas regiões.

Na figura 21(a), para 4 meses de adiantamento do IAS com relação à Pt, visualiza-se que o Rio Grande do Sul, Santa Catarina, Paraná, Amazonas, Pará, Mato Grosso e Rondônia apresentara ainda os mesmos valores anteriores. Porém, quando adicionamos mais um mês, (21(b)), o que podemos observar é que somente os estados do Rio Grande do Sul, Santa Catarina, Paraná, Pará e uma parte pequena do Amazonas apresentam as mesmas configurações anteriores, com os valores das correlações sendo 0,4 e 0,6. O que é um resultado desejável visto que o nível de significância estatística dos coeficientes de correlação

está ainda acima de 99% para essa região. E isso significa dizer que, quando o IAS for positivo, precipitações mais intensas são esperadas para estas regiões.

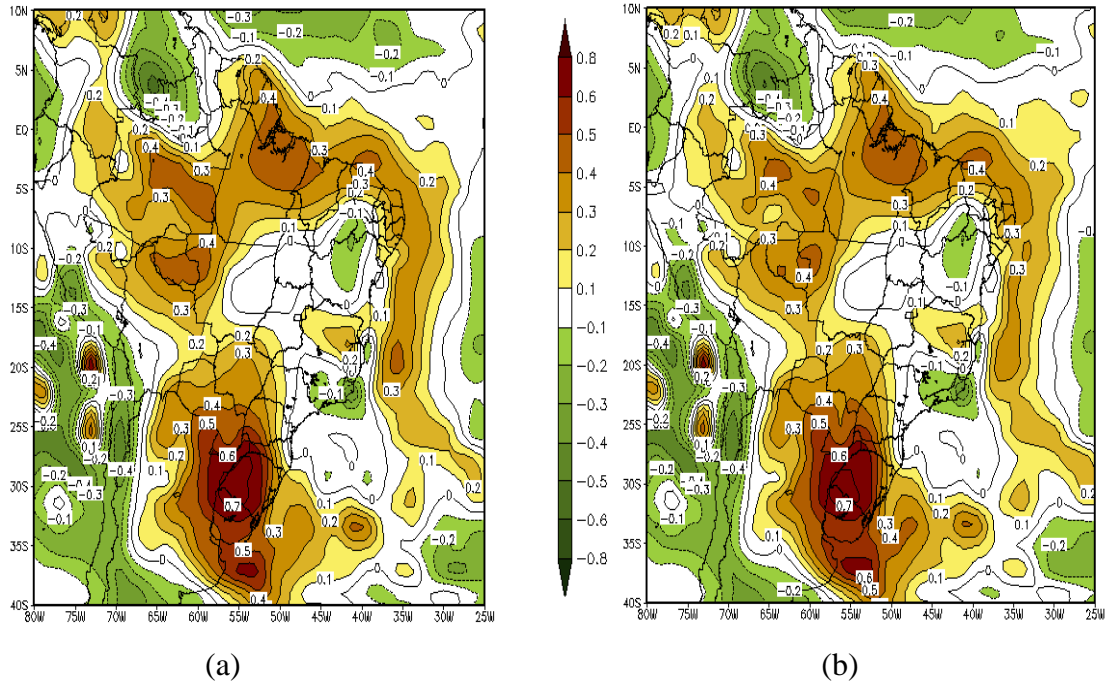


Figura 20: Coeficientes de correlação entre a taxa de precipitação (Pt) e o IAS para o período de 1948-1976 (fase fria), com o IAS adiantado em (a) 2 meses e (b) 3 meses com relação à Pt. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.

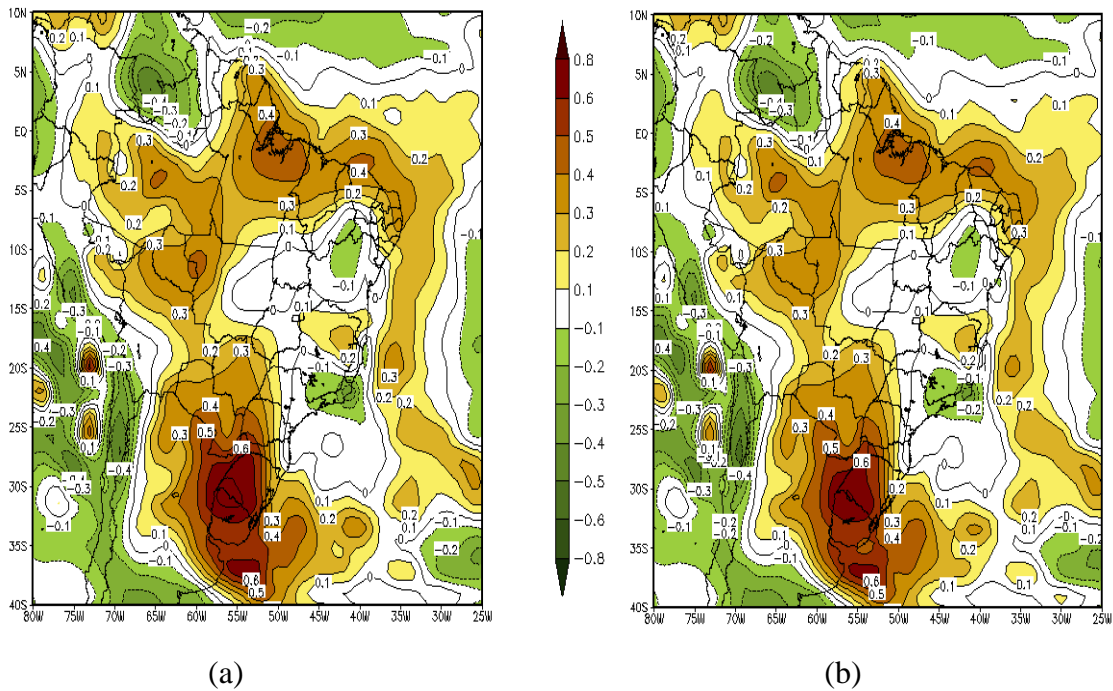


Figura 21: Coeficientes de correlação entre a taxa de precipitação (Pt) e o IAS para o período de 1948-1976 (fase fria), com o IAS adiantado em (a) 4 meses e (b) 5 meses com relação à Pt. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.

Durante a FQ da ODP, que corresponde ao período entre 1977 a 1998, (figuras 22(a) e 22(b)), para análise simultânea e um mês de adiantamento do IAS com relação à Pt respectivamente, mostraram que existem na região do Nordeste brasileiro uma boa correlação, porém para esse período da ODP, essa correlação encontrada é inversa, ou seja, com valor negativo. Para os estados da Bahia, Sergipe, Alagoas, Pernambuco e Paraíba foram encontrados valores de 0,4 em módulo. Isso significa dizer que, quando o IAS for negativo para este período, precipitações mais intensas são encontradas nestas regiões. Porque o nível de significância estatística dos CC foi superior a 95%. E os estados do Mato Grosso, Tocantins, Goiás, uma pequena região do Norte do Amazonas e Pará e do Oeste da Bahia obtiveram valores de 0,4. Seu nível de significância estatística dos CC é superior a 95% por estar se tratando de 21 anos de estudo. Isso significa dizer que, quando o IAS for positivo para este período, precipitações mais intensas são encontradas nestas regiões. Quando acrescentamos mais um mês de adiantamento do IAS com relação à Pt, o que visualizamos são as mesmas configurações anteriores.

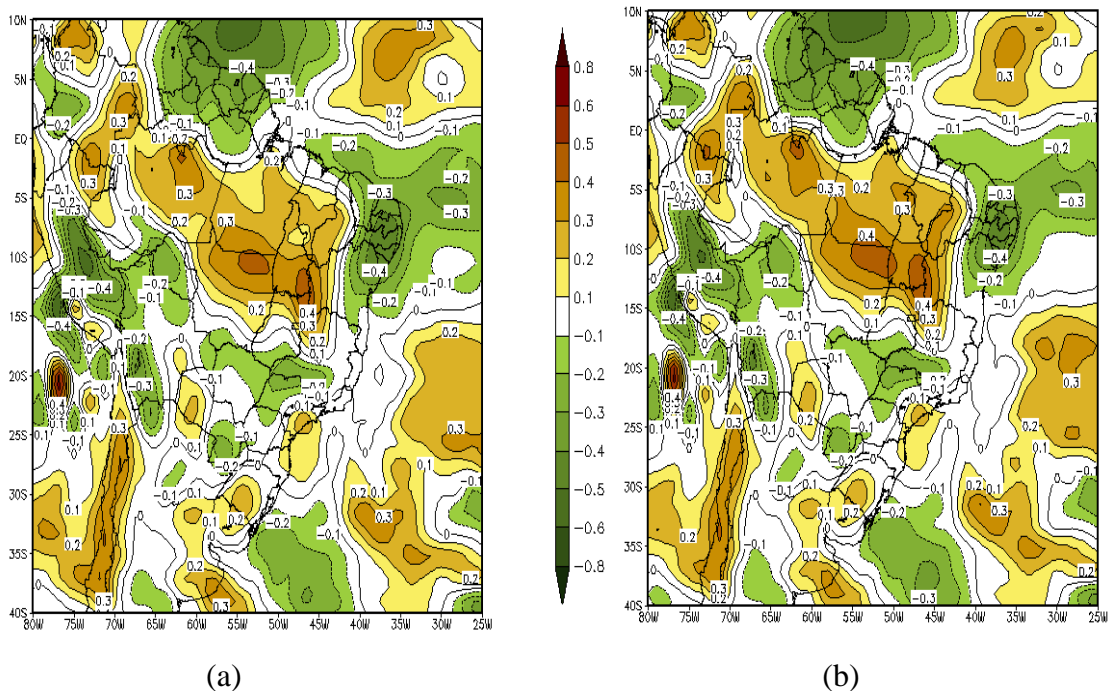


Figura 22: Coeficientes de correlação entre a taxa de precipitação (Pt) e o IAS para o período de 1977-1998 (fase quente) (a) simultânea e (b) com o IAS adiantado de 1 mês com relação à Pt. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.

Para os leads de 2, 3, 4 e 5 no período da fase quente da ODP, que corresponde de 1977 a 1998, (Figuras 23 e 24) pode-se observar é que o comportamento das correlações se mantêm praticamente o mesmo para leads de 2 meses, além dos estados citados anteriormente, Piauí também está com valor de correlação de 0,4. Os níveis de significância estatística continuam os mesmos para todo o Brasil. Entretanto, quando analisamos os leads de 3 meses, representado na Figura 23(b), observamos que no Nordeste Brasileiro há uma diminuição do valor das correlações inversas e tanto para o Piauí, Maranhão e Pará há um leve aumento das correlações diretas, chegando a ter valor de 0,5. E os estados do Mato Grosso, Tocantins, Bahia, Goiás e Amazonas com valores de 0,4. Para os leads de 4 meses, o que observa-se que os estados do Piauí, Maranhão e Pará são os que apresentam as maiores correlações, com valor chegando a ser superior que 0,5. E quando acrescentamos mais um mês de adiantamento do IAS com relação à Pt, o estado do Maranhão tem valor superior a 0,6, e os estados do Pará e Piauí com 0,5 de correlação. Estamos analisando 21 anos de dados neste período, então seu nível de significância estatística para 5 meses é de 99% para estas regiões. Isso significa dizer que, para estas regiões quando o IAS for positivo, precipitações mais intensas são encontradas. Em geral, para esse período de estudo entre 1977-1998, que corresponde à fase quente da ODP, não se observa as mesmas características das outras fases.

O IAS foi mais expressivo na fase fria da ODP, para os estados do Sul do Brasil, pois, nesta fase, os CC da Pt com o IAS foram maiores que na fase quente, mostrando em algumas regiões em especial, valores de correlação superiores que 0,6, apresentando um nível de significância estatística acima de 99%, enquanto que na fase quente, os estados ao Norte/Nordeste do Brasil são os que obtiveram os maiores coeficientes chegando a ser também superior que 0,6 para 5 meses. Portanto, para o período da fase fria da ODP que vai de 1948-1976, o índice de IAS pode ser bom predictor da qualidade de chuva anual para o estado de Santa Catarina com até 2 meses de antecedência e somente para o Rio Grande do Sul com até 5 meses de antecedência. Para o período da fase quente da ODP, que vai de 1977-1998, o índice de IAS pode ser bom predictor da qualidade de chuva anual para os estados do Nordeste Brasileiro e para a Bahia, Tocantins, Goiás, Mato Grosso, Pará e uma pequena parte do Piauí e Amazonas com até 2 meses de antecedência e somente para o Maranhão com até 5 meses de antecedência.

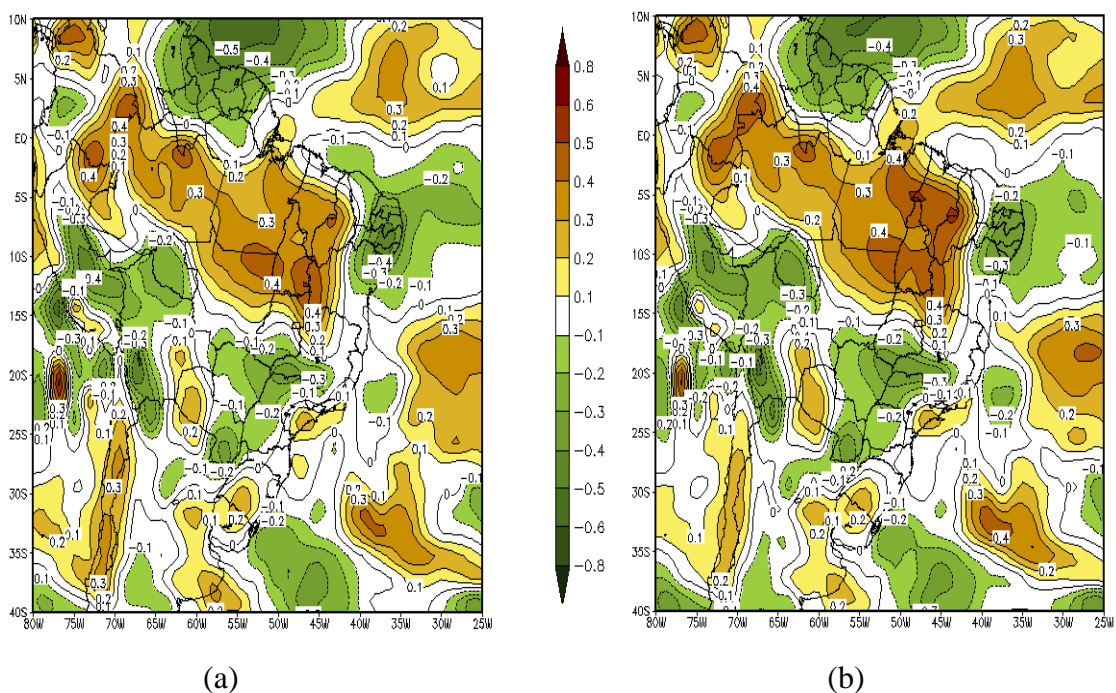


Figura 23: Coeficientes de correlação entre a taxa de precipitação (Pt) e o IAS para o período de 1977-1998 (fase quente), com o IAS adiantado em (a) 2 meses e (b) 3 meses com relação à Pt. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.

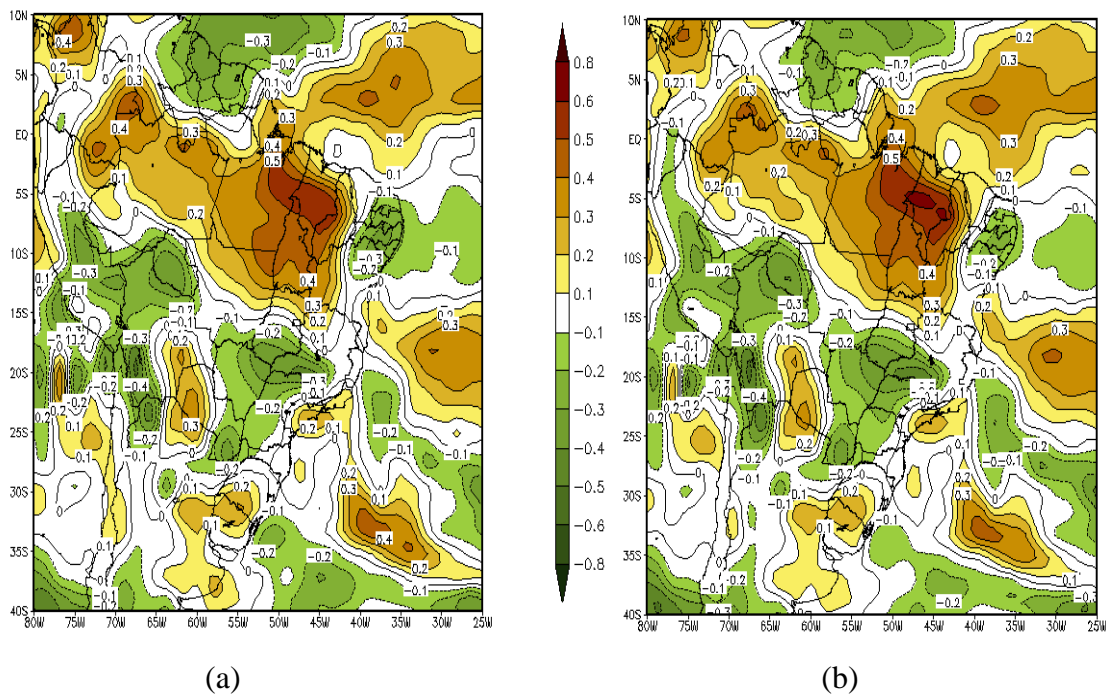


Figura 24: Coeficientes de correlação entre a taxa de precipitação (Pt) e o IAS para o período de 1977-1998 (fase quente), com o IAS adiantado em (a) 4 meses e (b) 5 meses com relação à Pt. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.

4.5 Correlações entre ROLE e IAS

Maiores correlações em módulo foram observados sobre a Amazônia e Pará (Figura 25(a) e 25(b)), com valores superiores que 0,4 em módulo. Observa-se também que um pequeno núcleo que chega a ser superior a 0,5 em módulo tanto simultâneo como para um mês de adiantamento do IAS com relação a ROLE, no Amazonas, com uma significância estatística superior a 99%, isso significa dizer que, quando o IAS for negativo para este período de estudo, maiores perdas de ROLE para o espaço são observados, e conseqüentemente menos nuvens de topo alto, albedo reduzido, movimentos descendentes e volume de chuvas abaixo da normal.

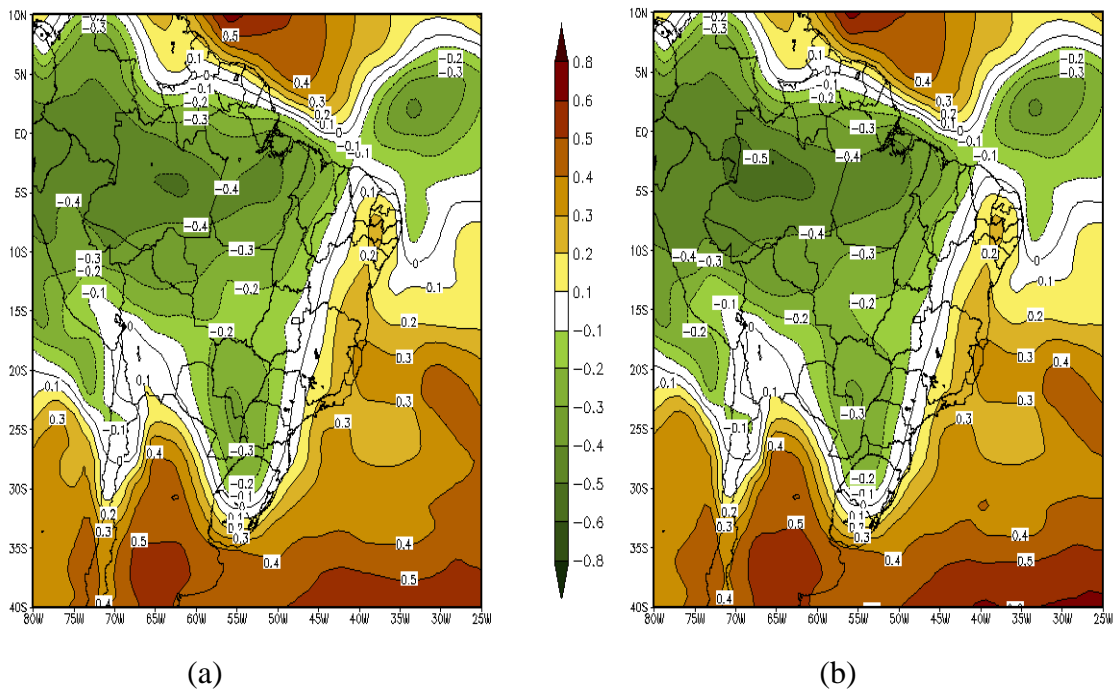


Figura 25: Coeficientes de Correlação entre ROLE e IAS para o período de 1948-2008, com índice adiantado em (a) simultâneo e (b) 1 mês. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.

Nas Figuras 26 e 27, onde está sendo mostrado os leads de 2, 3, 4 e 5 meses respectivamente, nota-se claramente que conforme há um aumento desses meses de adiantamento do IAS com relação à ROLE, o núcleo com maiores correlações na região da Amazônia tende em aumentar em área, com valores das correlações sendo maiores que 0,5 em módulo. Nas Figuras 26(a), 26(b), 27(a) e, 27(b), nota-se que além do Amazonas, para o Pará também existe uma boa correlação, com valor acima de 0,4 em módulo, seu nível de significância estatística é de 99% para essa região, isso significa dizer que, quando o IAS for positivo para este período de estudo, menores perdas de ROLE para o espaço são observados e, conseqüentemente, movimentos ascendentes, mais nuvens de topo alto e chuvas mais intensas.

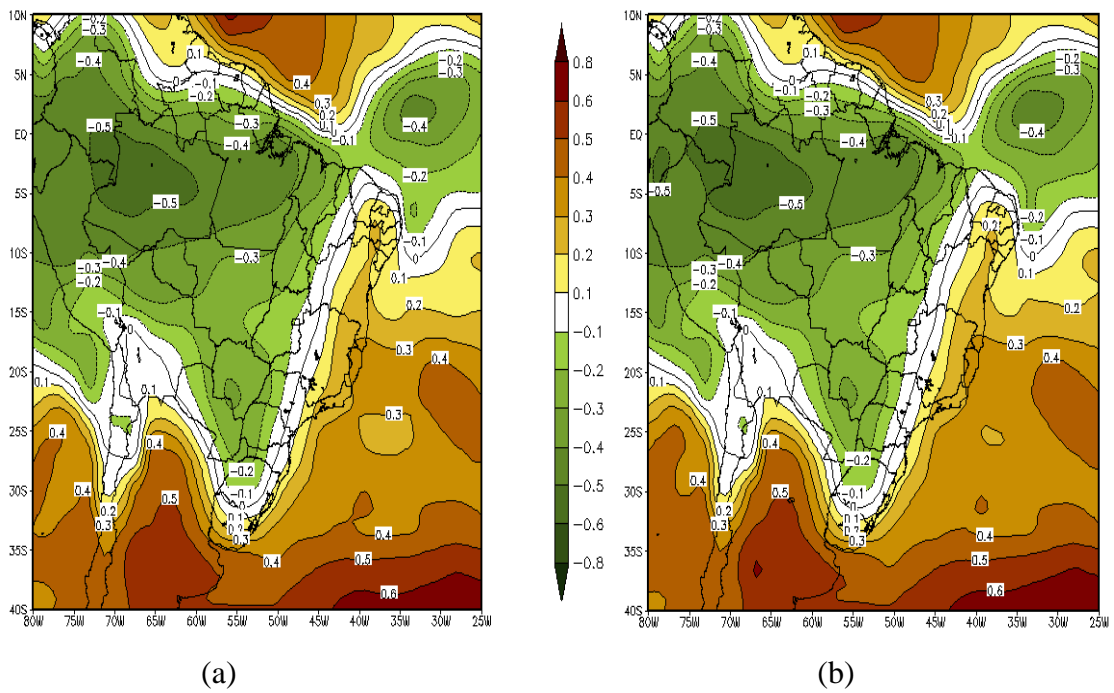


Figura 26: Coeficientes de Correlação entre ROLE e IAS para o período entre 1948-2008, com índice adiantado em (a) 2 meses e (b) 3 meses. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.

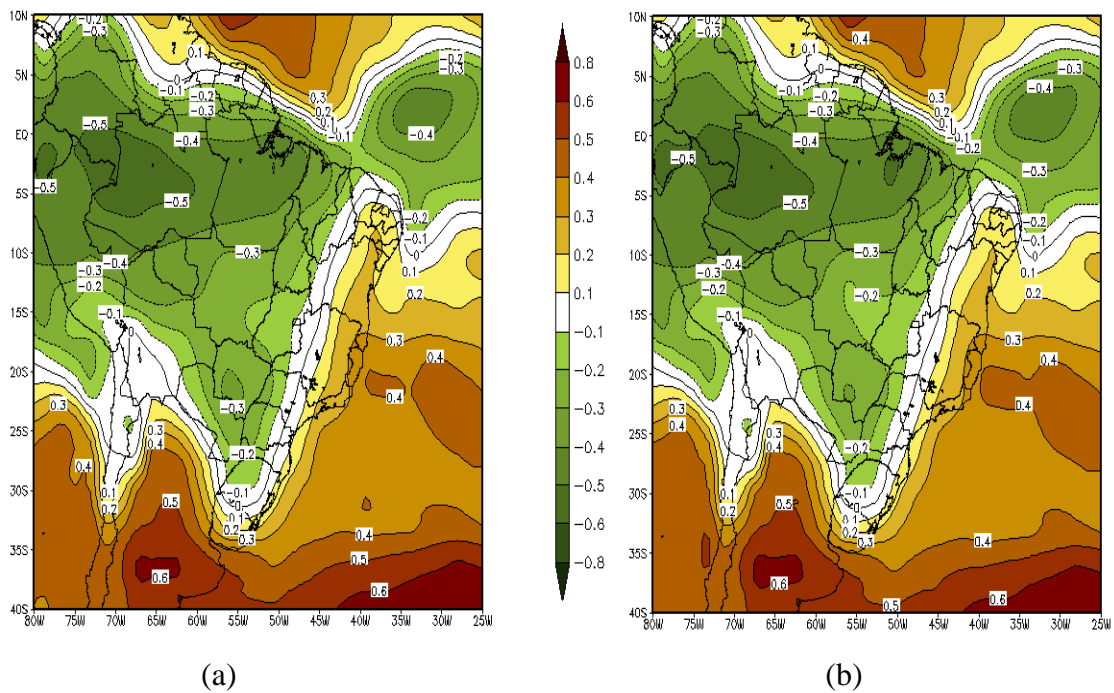


Figura 27: Coeficientes de Correlação entre ROLE e IAS para o período entre 1948-2008, com índice adiantado em (a) 4 meses e (b) 5 meses. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.

Na FF da ODP, as correlações entre ROLE e o índice do Atlântico Sul, não é significativa em todo o Brasil, tanto simultâneo, como para um mês mostrados na Figura 28(a) e 28(b) respectivamente. O que se pode reparar é que somente o Noroeste do Rio Grande do Sul para simultâneo e um mês, tem uma correlação superior a 0,4 em módulo, como estamos estudando um período de 28 anos, o seu nível de significância estatística dos coeficientes de correlação é maior que 97%, isso significa dizer que, quando o IAS for positivo para este período de estudo, menores perdas de ROL para o espaço são observados e, conseqüentemente, movimentos ascendentes, mais nuvens de topo alto e chuvas mais intensa para esta região.

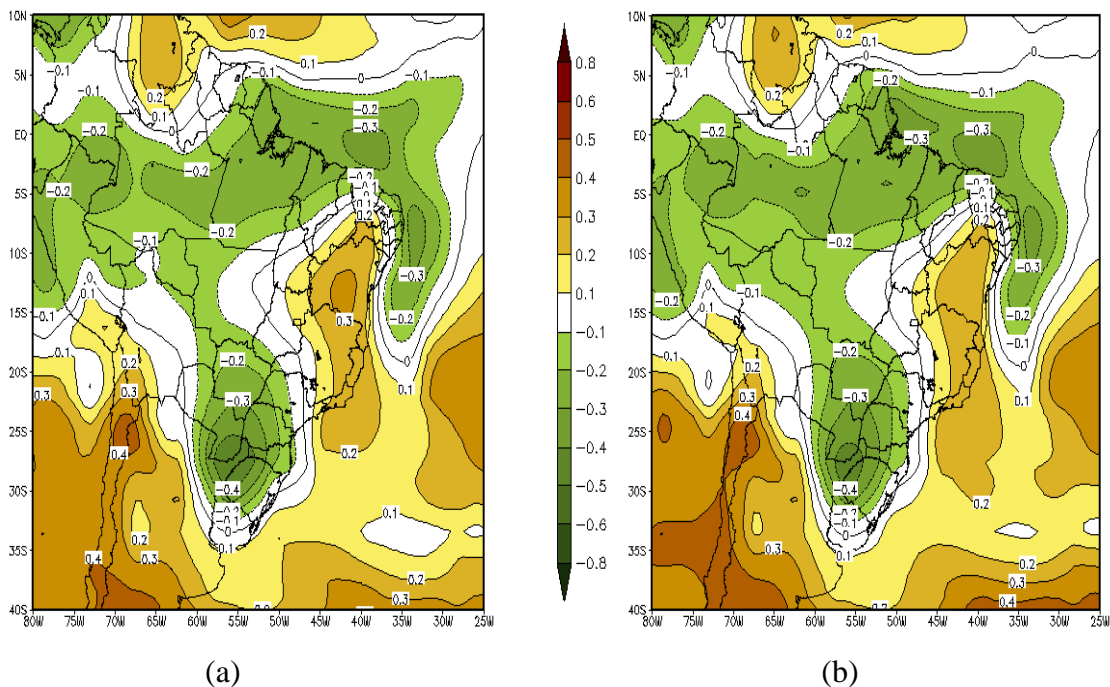


Figura 28: Coeficientes de Correlação entre ROLE e IAS para o período entre 1948-1976 (fase fria), com índice adiantado em (a) simultâneo (b) 1 mês. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.

Para os leads a seguir, de 2, 3, 4 e, 5 meses de adiantamento do IAS com relação à ROLE, (Figuras 29(a), 29(b), 30(a) e, 30(b)) observa-se praticamente as mesmas configurações anteriores. Em todos esses meses, notamos que além do Rio Grande do Sul que era o único estado com uma pouca influencia do IAS no ROLE, também os estados de Santa Catarina, Paraná, Mato Grosso do Sul, Pará e, Maranhão, com valor de correlação de 0,3 em módulo, mantendo-se seu nível de significância estatística dos CC superior a 95%, isso significa dizer que, quando o IAS for positivo para este período de estudo, menores perdas de ROLE para o

espaço são observados e, conseqüentemente, movimentos ascendentes, mais nuvens de topo alto e chuvas mais intensa para esta região.

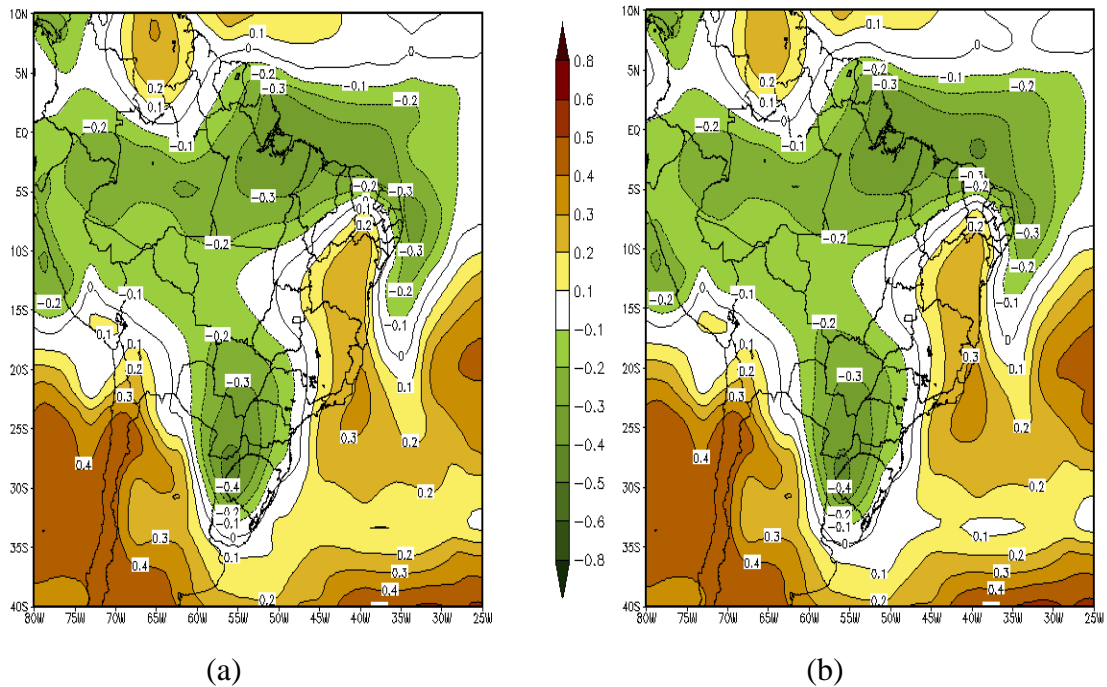


Figura 29: Coeficientes de Correlação entre ROLE e IAS para o período entre 1948-1976 (fase fria), com índice adiantado em (a) 2 meses e (b) 3 meses. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.

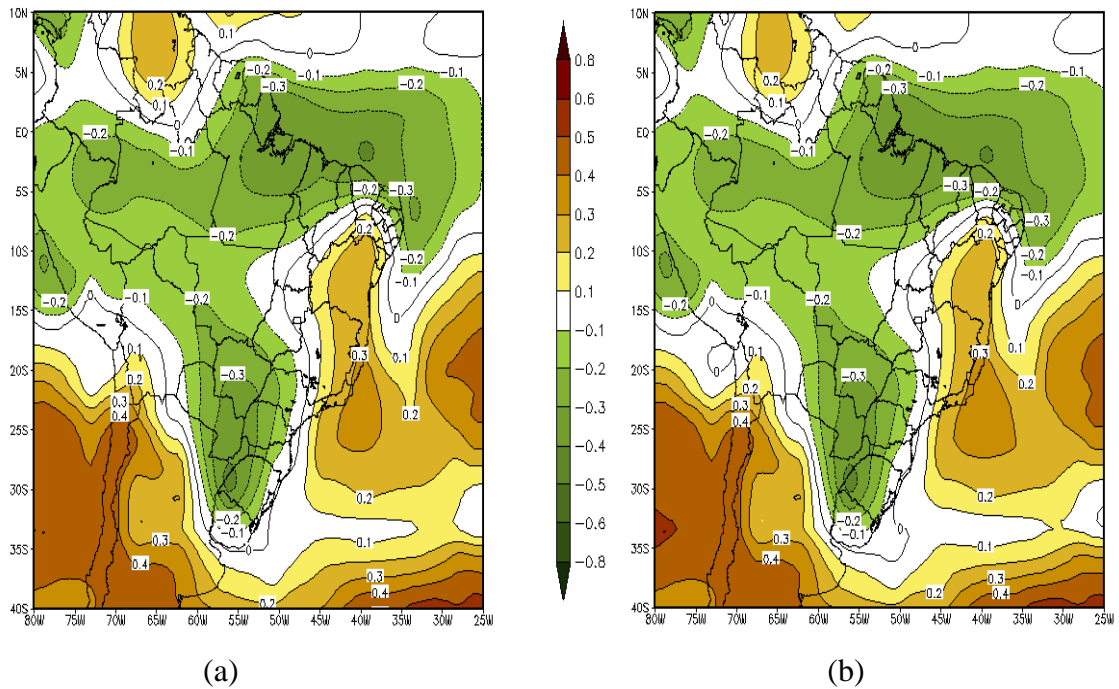


Figura 30: Coeficientes de Correlação entre ROLE e IAS para o período entre 1948-1976 (fase fria), com índice adiantado em (a) 4 meses e (b) 5 meses. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.

No período da FQ da ODP, (Figuras 31(a) e, 31(b)) que são os leads simultâneo e um mês de adiantamento do IAS com relação à ROLE. Nelas nota-se que somente no Estado de Roraima existe boa correlação entre ROL e IAS, esse valor chegando a ser superior a 0,5, com significância estatística de 99% para esta região, isso significa dizer que, quando o IAS for negativo para este período de estudo, menores perdas de ROLE para o espaço são observados e, conseqüentemente, movimentos ascendentes, mais nuvens de topo alto e chuvas mais intensa.

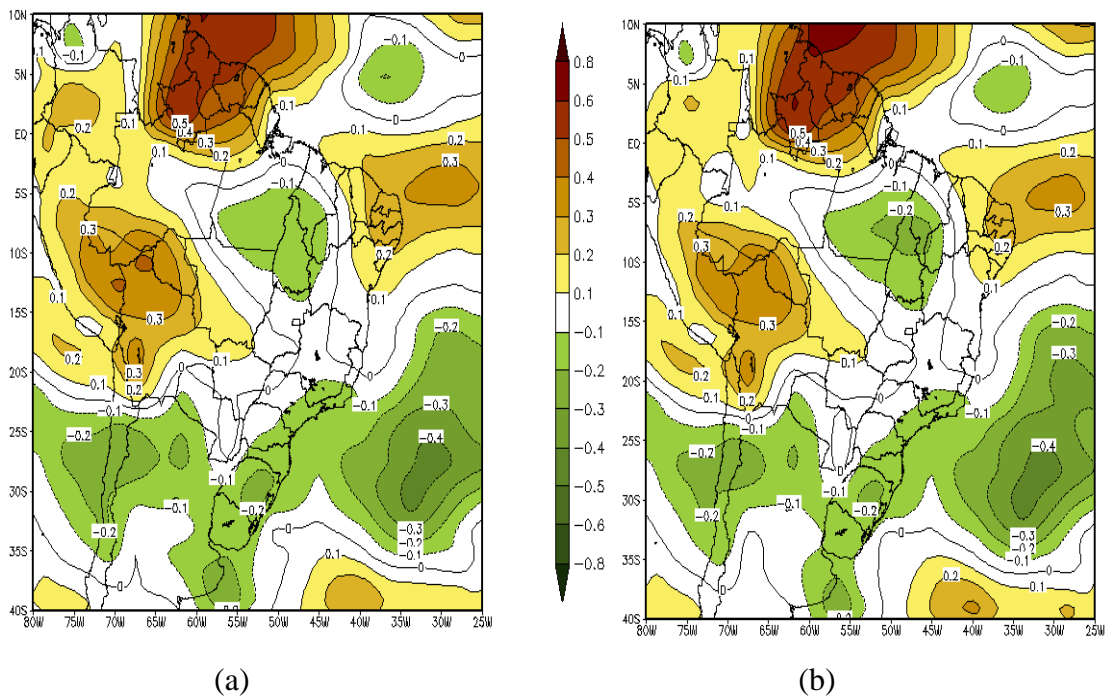


Figura 31: Coeficientes de Correlação entre ROLE e IAS para o período entre 1977-1998 (fase quente), com índice adiantado em (a) simultâneo (b) 1 mês. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.

Nas Figuras 32(a), 32(b), 33(a) e, 33(b), estão representados os leads de 2, 3, 4 e 5 meses, as mesmas configurações são encontradas nestes meses, com exceção de 5 meses, que não existem nenhuma boa correlação entre ROLE e IAS. Para os leads de 2, 3 e 4 valores superiores que 0,4 são encontrados em Roraima, com significância estatística de 97%, isso significa dizer que, quando o IAS for negativo para este período de estudo, menores perdas de ROLE para o espaço são observados e, conseqüentemente, movimentos ascendentes, mais nuvens de topo alto e chuvas mais intensa para esta região.

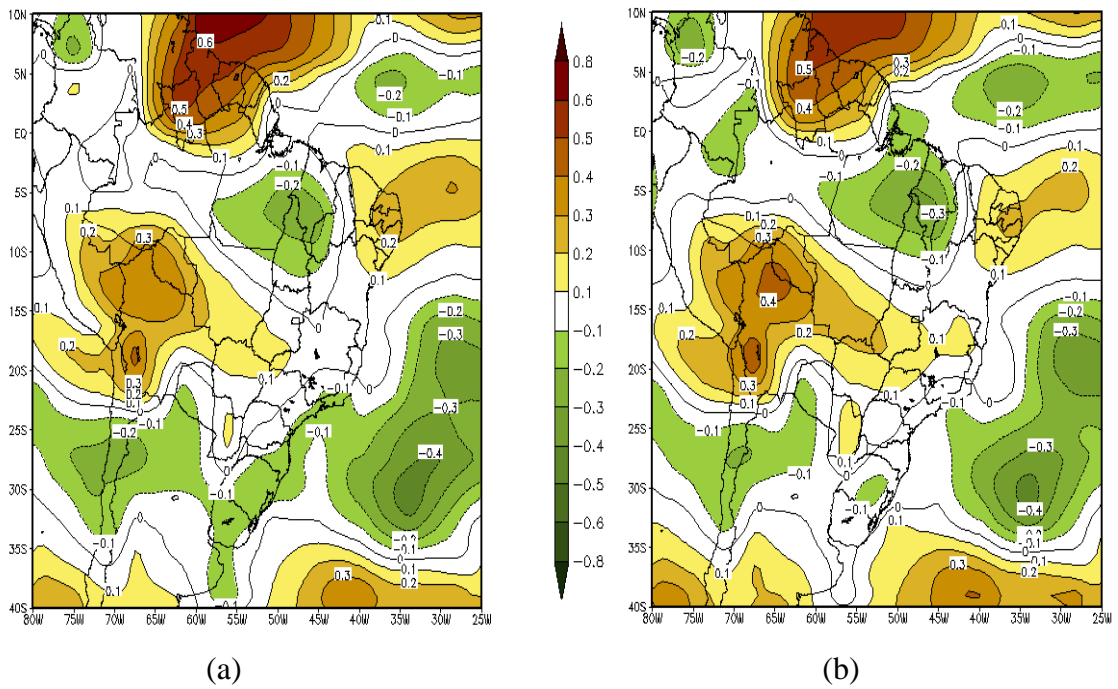


Figura 32: Coeficientes de Correlação entre ROLE e IAS para o período entre 1977-1998 (fase quente), com índice adiantado em (a) 2 meses e (b) 3 meses. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.

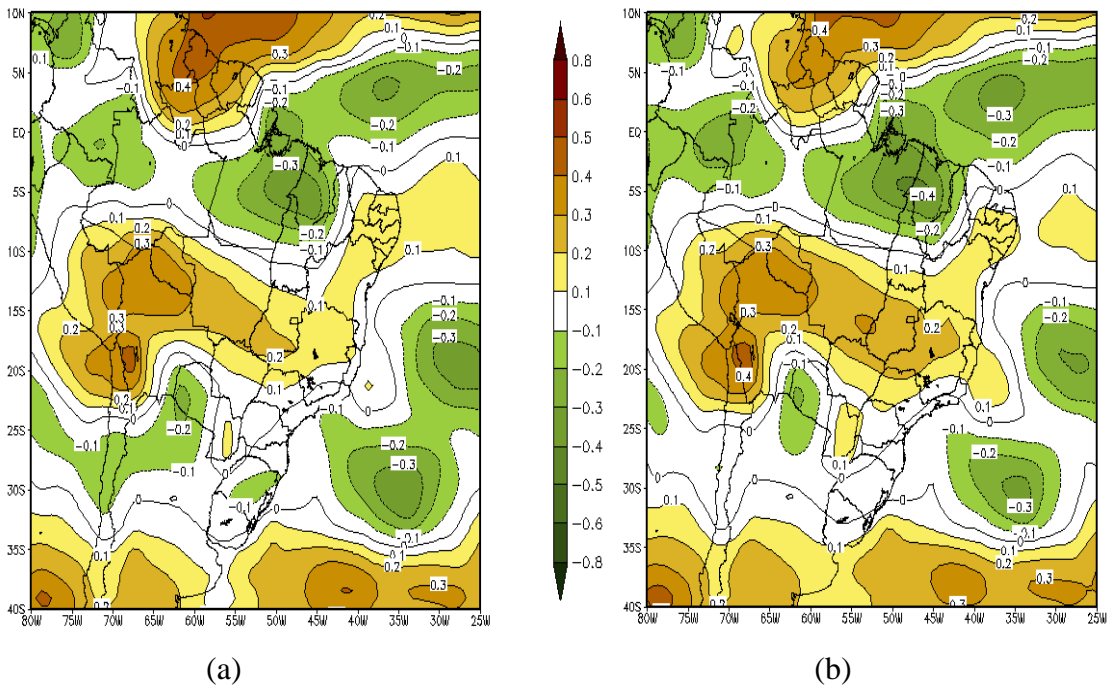


Figura 33: Coeficientes de Correlação entre ROLE e IAS para o período entre 1977-1998 (fase quente), com índice adiantado em (a) 4 meses e (b) 5 meses. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.

4.6 Correlação entre pressão ao nível do mar (PNM) e IAS

Nas análises representadas nas próximas Figuras, que mostra correlações feitas entre IAS e pressão ao nível do mar, observa-se que existem correlações muito baixas em todo o Brasil, exceto no sul do Rio Grande do Sul, (Figura 34(a) e, 34(b)), que para o grande período de estudo, observa-se o valor de 0,3 em módulo que é considerado um valor significativo, isso devido que o nível de significância estatística dos coeficientes de correlação chega a ser superior que 95%, isso tanto simultâneo como para um mês de atraso nas correlações. Sendo assim, quando o IAS for positivo para este período de estudo, a atmosfera em média apresentará pressão mais baixa na superfície.

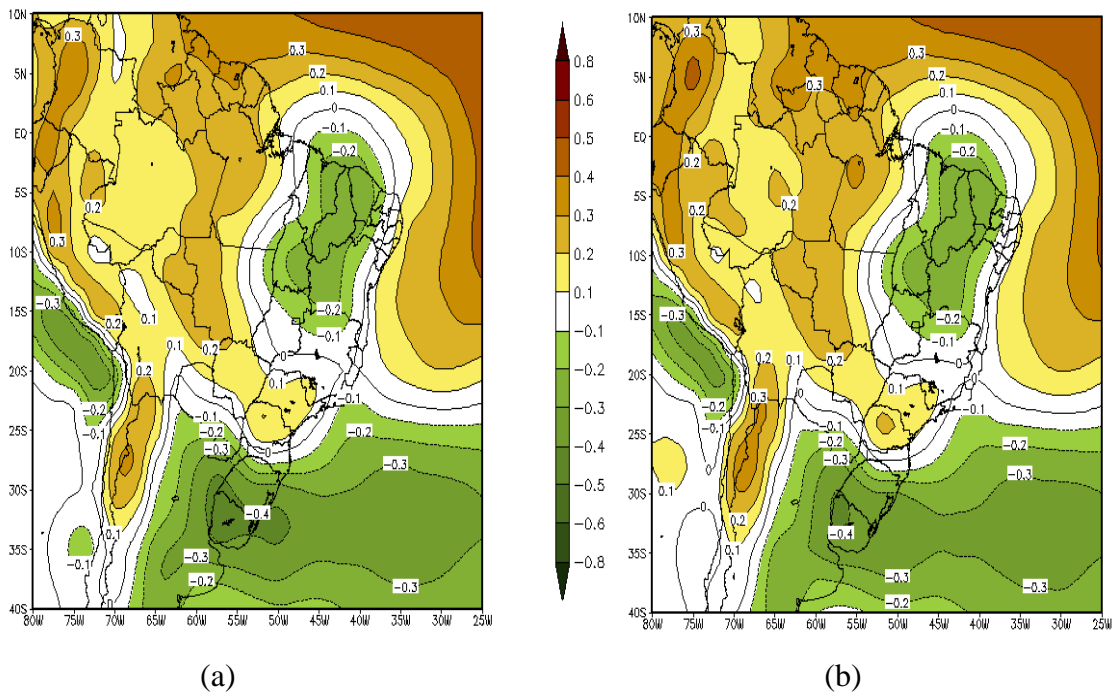


Figura 34: Coeficientes de Correlação entre pressão ao nível do mar e IAS para o período entre 1948-2008, com índice adiantado em (a) simultâneo (b) 1 mês. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.

Observa-se também que conforme aumenta-se os leads (Figuras 35(a) e, 35(b)), visualizam-se tanto correlações diretas como inversas. Os Estados do Rio Grande do Sul, Maranhão e, Ceará apresenta correlação de 0,3 em módulo, seu nível de significância estatística dos CC chega a ser superior que 95%, isso significa dizer que, quando o IAS for positivo para este período de estudo, a atmosfera em média apresentará pressão mais baixa na superfície. E os Estados do Pará, Roraima e uma pequena parte do Oeste de Mato Grosso e Leste do Amazonas

apresentaram correlação de 0,3, seu nível de significância estatística dos CC chega a ser superior que 95%, isso significa dizer que, quando o IAS for positivo para este período de estudo, a atmosfera em média apresentou pressão mais alta na superfície. Para 4 e 5 meses de adiantamento do IAS com relação à PNM, mostrada na Figura 36(a) e, 36(b), somente o Rio Grande do Sul não apresenta boa correlação, porém, os outros estados citados anteriormente continuam com as mesmas configurações.

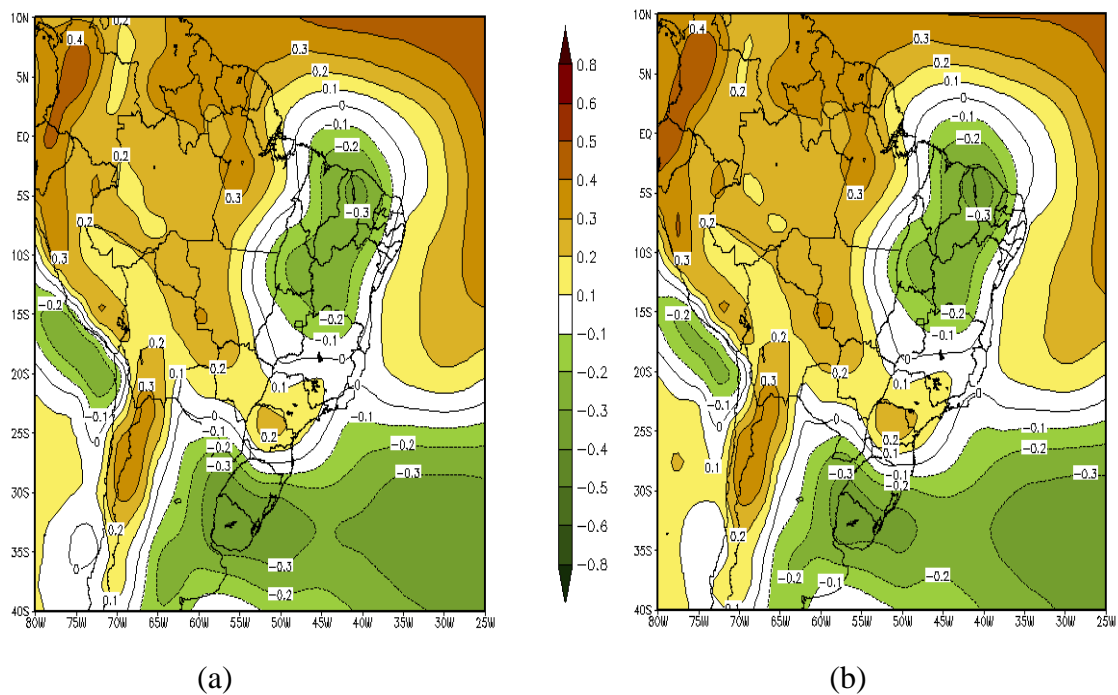


Figura 35: Coeficientes de Correlação entre pressão ao nível do mar e IAS para o período entre 1948-2008, com índice adiantado em (a) 2 meses e (b) 3 meses. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.

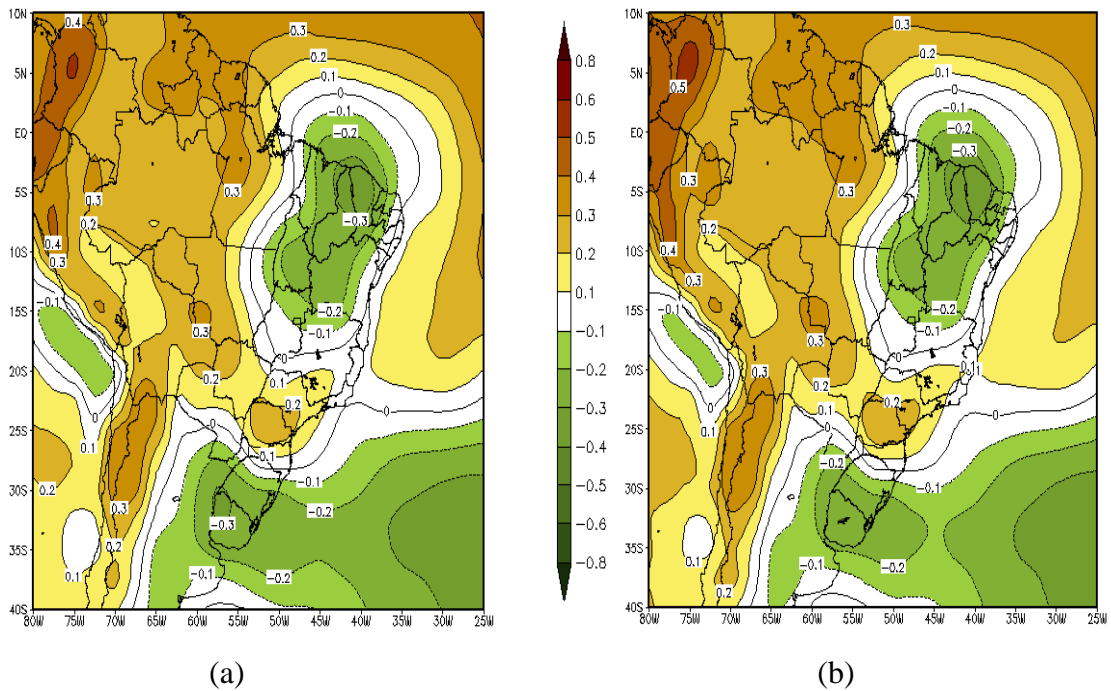


Figura 36: Coeficientes de Correlação entre pressão ao nível do mar e IAS para o período entre 1948-2008, com índice adiantado em (a) 4 meses e (b) 5 meses. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.

Quando analisa-se o período da FF da ODP nota-se que tanto simultâneo como para um mês de adiantamento do IAS com relação à PNM, somente a região sul do Brasil é que existem boas correlações, chegando a ser superior a 0,4 e no Rio Grande do Sul chega a 0,5 em módulo, estes valores são muito significativos, pois se está analisando um período de 28 anos, e também o nível de significância estatística dos CC é maior que 97%, isso tanto para zero como para um mês de atraso nas correlações. Isso significa que, quando o IAS for positivo para este período de estudo, a atmosfera em média apresentará pressão mais baixa na superfície.

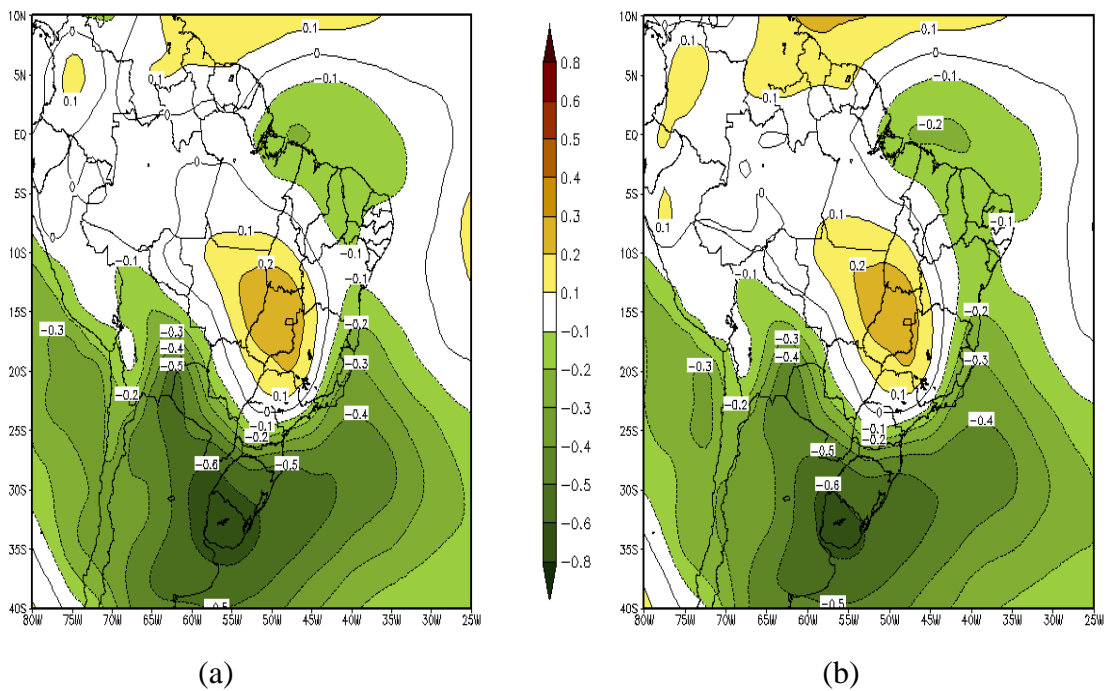


Figura 37: Coeficientes de Correlação entre pressão ao nível do mar e IAS para o período entre 1948-1976 (fase fria), com índice adiantado em (a) simultâneo (b) 1 mês. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.

Para os leads de 2, 3, 4 e 5 meses (Figuras 38 e 39) nota-se que em todos estes leads, até para 5 meses, Figura 39(b), o Rio Grande do Sul mantém correlações superiores que 0,4 em módulo, o nível de significância estatística dos CC é maior que 97%, isso tanto para simultâneo como para um mês de adiantamento do IAS com relação à PNM. Isso significa dizer que, quando o IAS for positivo para este período de estudo, a atmosfera em média apresentará pressão mais baixa na superfície.

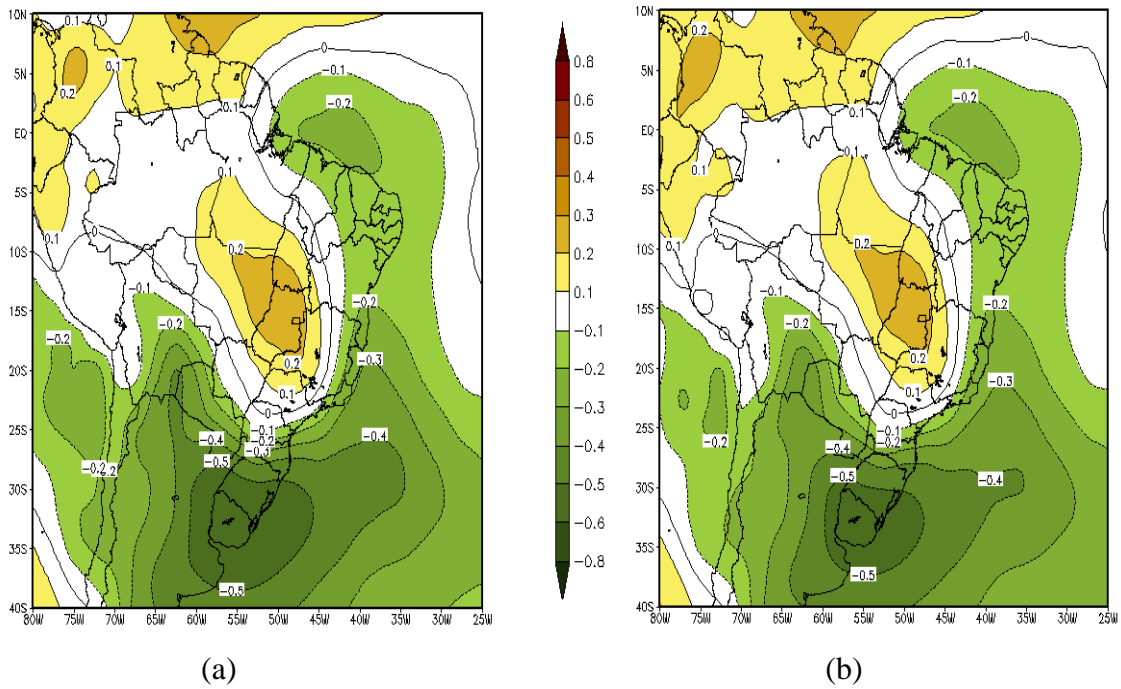


Figura 38: Coeficientes de Correlação entre pressão ao nível do mar e IAS para o período entre 1948-1976 (fase fria), com índice adiantado em (a) 2 meses e (b) 3 meses. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.

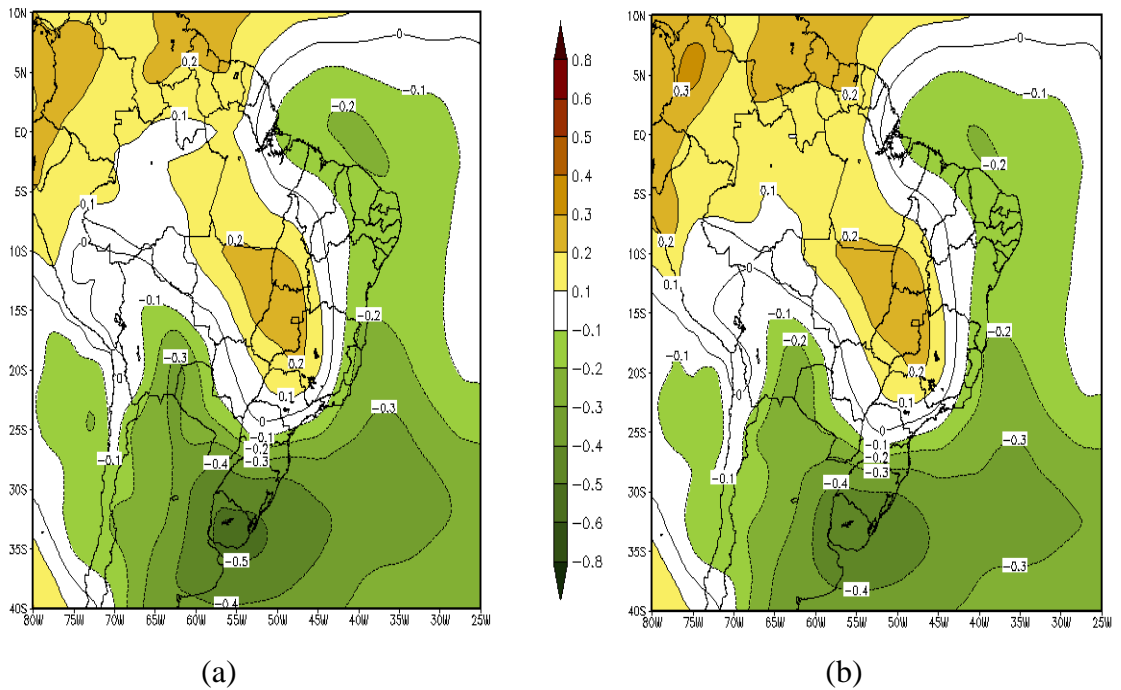


Figura 39: Coeficientes de Correlação entre pressão ao nível do mar e IAS para o período entre 1948-1976 (fase fria), com índice adiantado em (a) 4 meses e (b) 5 meses. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.

Com relação ao período da FQ da ODP, as análises mostraram que não existe nenhuma correlação entre a PNM e IAS em todo o Brasil, (Figura 40(a)) simultâneo, para um mês (Figura 40(b)).

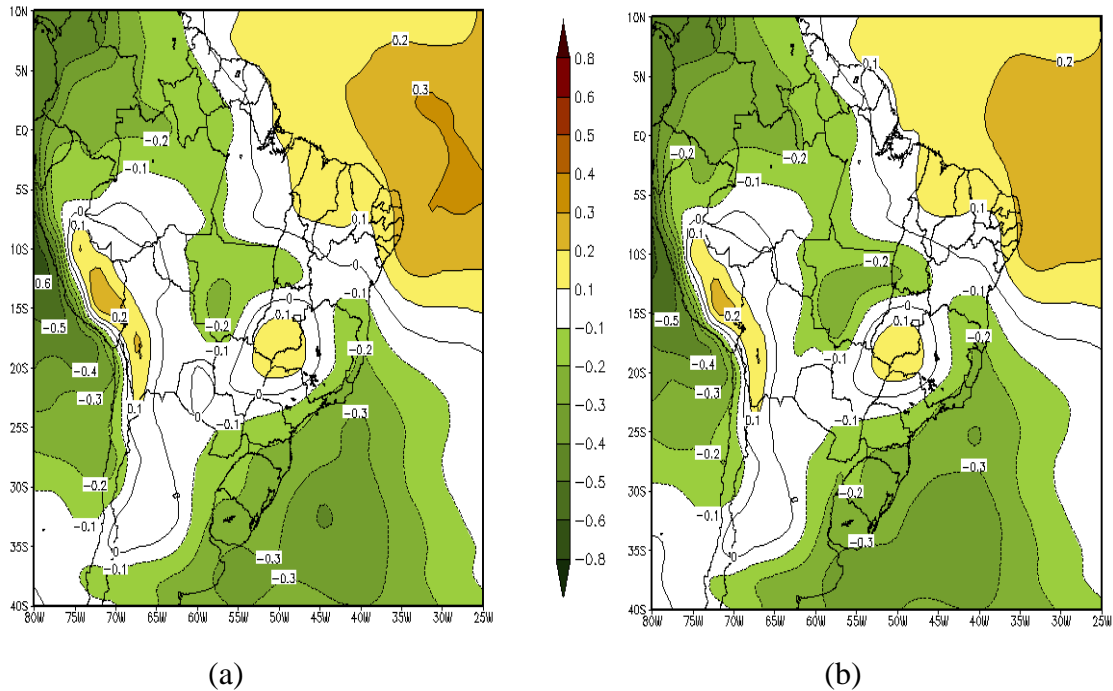


Figura 40: Coeficientes de Correlação entre pressão ao nível do mar e IAS para o período entre 1977-1998 (fase quente), com índice adiantado em (a) simultâneo (b) 1 mês. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.

Nas análises feitas com leads de 2, 3, 4 e 5 meses, nas Figuras 41(a), 41(b), 42(a) e, 42(b) respectivamente, o que é observado são as mesmas configurações anteriores tanto para 2 como pra 3 meses, exceto para 4 e 5 meses. Nesses meses, o que observamos é valores de correlação que chegam a ser superiores a 0,4 em módulo nos Estados do Pará, Mato Grosso e Tocantins para 4 meses de atraso, chegando a 0,5 em módulo somente no Estado do Tocantins para 5 meses (Figura 42(b)). O nível de significância estatística dos CC, para 4 e 5 meses de atraso é superior a 97%, isso significa dizer que, quando o IAS for positivo para este período de estudo, a atmosfera em média apresentará pressão mais baixa na superfície.

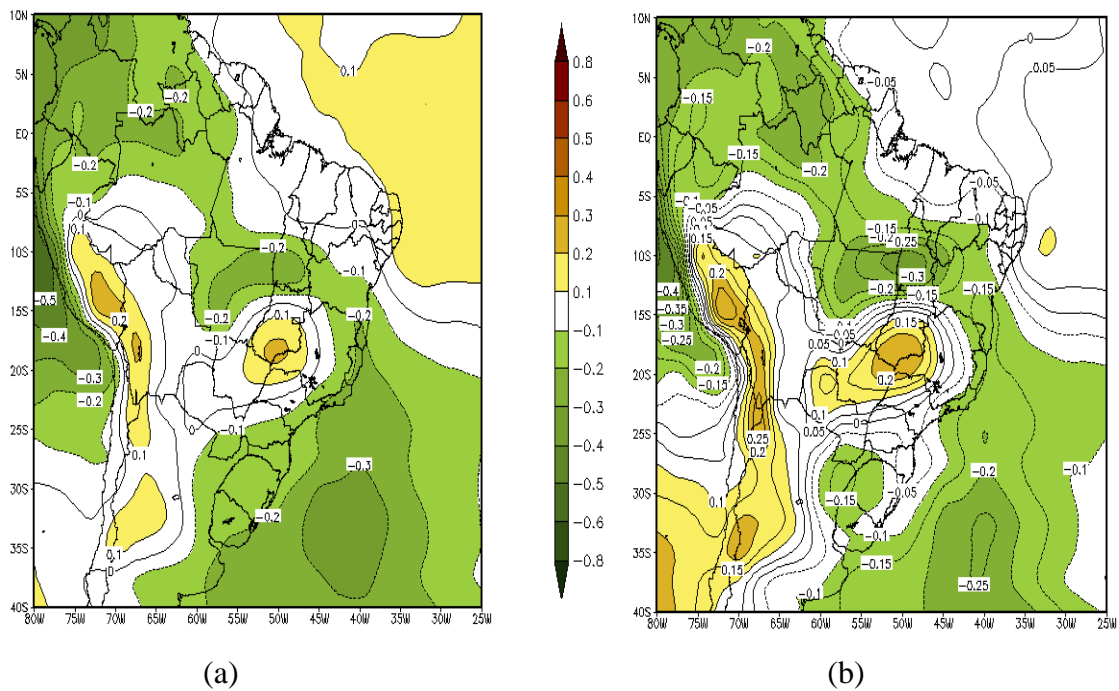


Figura 41: Coeficientes de Correlação entre pressão ao nível do mar e IAS para o período entre 1977-1998 (fase quente), com índice adiantado em (a) 2 meses e (b) 3 meses. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.

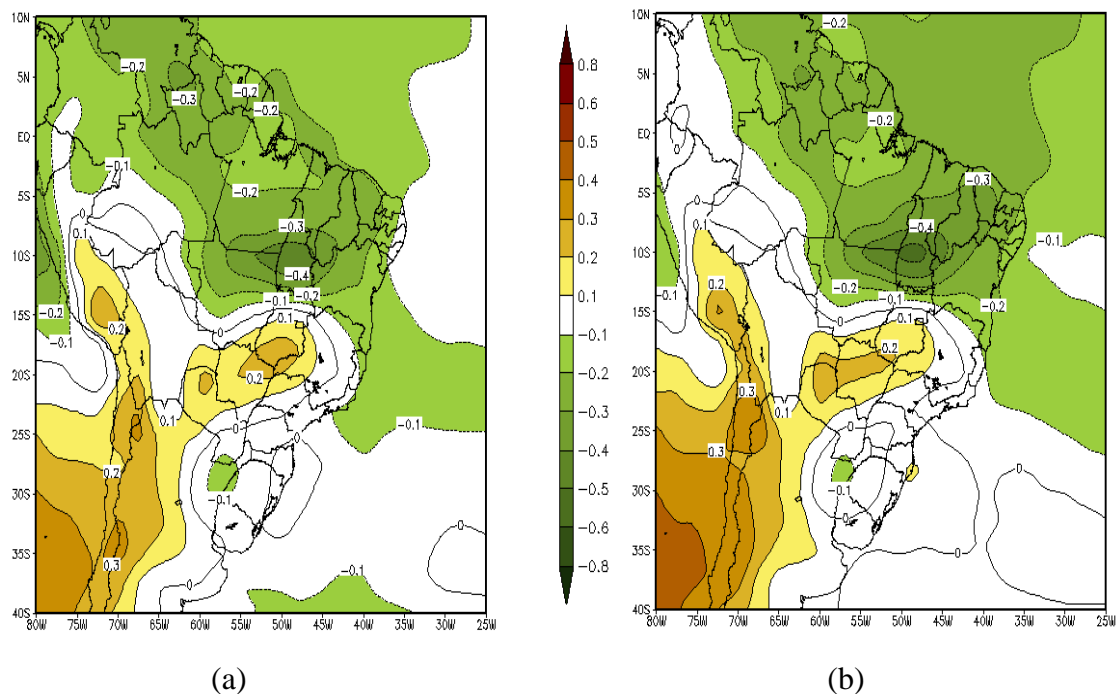


Figura 42: Coeficientes de Correlação entre pressão ao nível do mar e IAS para o período entre 1977-1998 (fase quente), com índice adiantado em (a) 4 meses e (b) 5 meses. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.

4.7 Correlações entre precipitação (UDEL) e IAS

Na Figura 43(a) foram apresentadas as cartas de coeficientes de correlação (CC) entre o IAS e a precipitação (UDEL) para o período entre 1950 a 1998. Ainda na referida figura nota-se que se levarmos em conta o período de estudo que são de 48 anos, o estado do Rio Grande do Sul é o que apresenta a melhor correlação, com CC superior que 0,2, sendo também uma correlação direta, seu nível de significância estatística é de 90%, isso significa dizer que, quando o IAS é positivo nesse período, existem precipitações mais intensas para essa região. Portanto, para todo o período estudado que vai de 1950-1998, o índice de IAS pode ser bom previsor da qualidade de chuva anual para o estado do Rio Grande do Sul.

Nota-se, que na Figura 43(b) o estado do Rio Grande do Sul apresenta a melhor correlação, e que o resto do Brasil apresenta praticamente as mesmas configurações anteriores. Entretanto, o período de estudo agora é correspondente a FF da ODP, com período que vai de 1950-1976, por se tratar de 26 anos de estudo, ainda seu nível de significância estatística é de 90%, isso significa que, quando o IAS for positivo para esse período, precipitações mais intensas podem ser observadas nessa região.

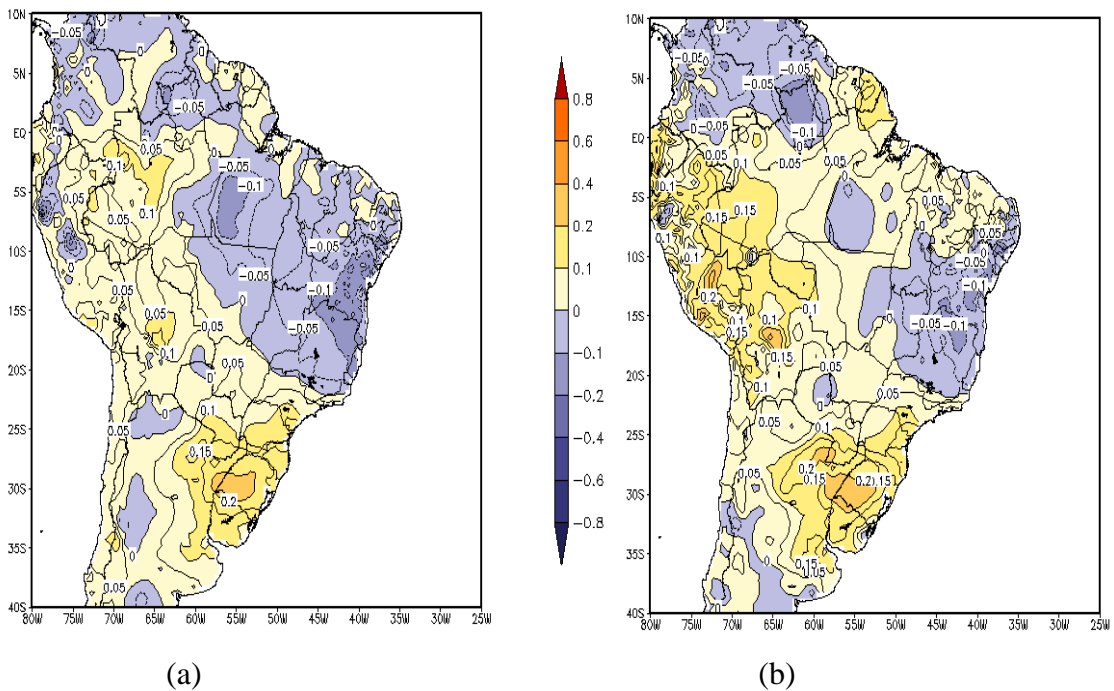


Figura 43: Coeficientes de Correlação entre a Precipitação (UDEL) e IAS para o período em (a) 1950-1998 e (b) 1950-1976. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.

Na Figura 44, que corresponde a FQ da ODP, observa-se que não existem em nenhuma região do Brasil boas correlações, por serem 21 anos de estudos, seu nível de significância estatística ficou inferior que 90% para todas as regiões. Portanto, a correlação entre a precipitação (UDEL) e IAS para a FQ da ODP, não apresentou uma relação significativa com a precipitação.

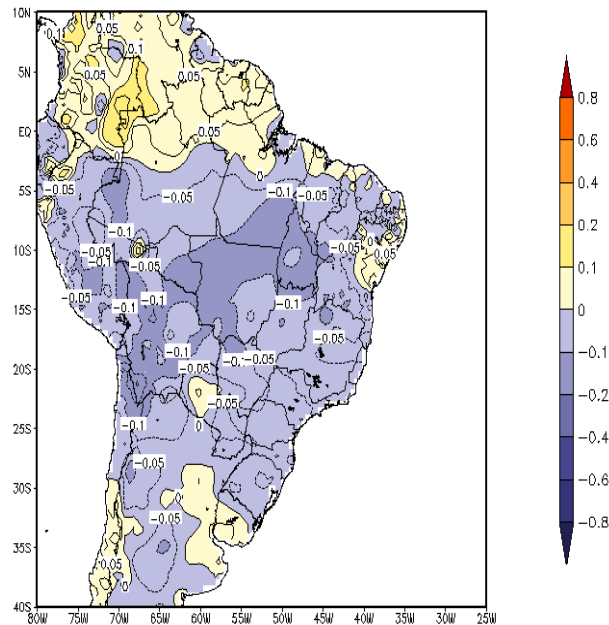


Figura 44: Coeficientes de Correlação entre a Precipitação (UDEL) e IAS para o período entre 1977-1998. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.

4.8 Desvios da taxa de precipitação

Visualizam-se na figura 45 as diferenças dos totais de precipitação entre a FF e a FQ da ODP, com relação à média do período entre 1948-2008 de acordo com os dados de Reanálises, em que são mostradas mudanças sensíveis no sinal da precipitação de algumas regiões. Na Figura 45(a), observa-se a FF da ODP, e que desvios negativos de até 1,8mm/dia, representando decréscimo de 650mm/ano, foram predominantes nos estados do Pará, Maranhão e Tocantins, não coincidindo com as regiões que apresentaram maior correlação da precipitação com IAS na Figura 19(a). Para a FQ da ODP, representado na Figura 45(b), os desvios foram positivos, correspondendo um aumento de até 2,5mm/dia, indicando que houve um acréscimo de chuva de aproximadamente 910mm/ano, que também foram predominantes nos estados do Pará, Maranhão e Tocantins, e que não coincidem com as regiões que apresentaram maior correlação da precipitação com IAS na Figura 22(a). Embora qualitativamente corretos, os

dados de Reanálises parecem produzir resultados superiores aos esperados em módulo, com decréscimo de até 650mm/ano na FF da ODP e acréscimo de até 910mm/ano na FQ da ODP.

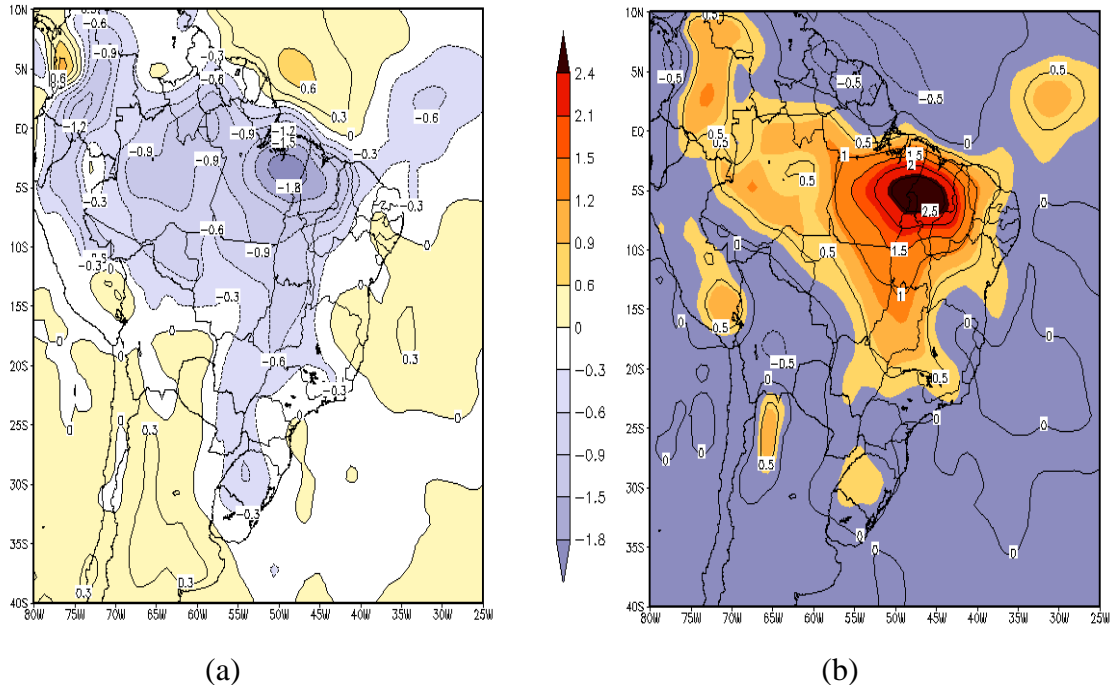


Figura 45: Desvios da taxa de precipitação (mm/dia) durante as fases (a) fria e (b) quente da ODP, com relação à média do período entre 1948-2008. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.

4.9 Desvio da radiação de ondas longas (ROLE)

Na Figura 46 estão representados os desvios da ROLE, observa-se claramente que os maiores/menores valores de ROLE, com os núcleos mais significativos encontrados na fase fria de aproximadamente $+9 \text{ W/m}^2$, e na fase quente da ODP de -14 W/m^2 sobre os estados do Pará, Maranhão e Tocantins, indicando predominância de nuvens de topo mais baixo sobre estes setores na fase fria e de topo mais alto durante a fase quente.

Quando se analisa as diferenças da FF com relação à FQ da ODP, (Figura 46), observa-se que a convecção foi, em princípio, maior na fase quente, e que os desvios de ROLE para as fases frias e quentes estão coerentes com os desvios da taxa de precipitação, (Figura 45), com um máximo de emissão para o espaço situados nas mesmas regiões que apresentaram os maiores desvios da taxa de precipitação. Esse máximo de emissão para o espaço está de acordo com a figura 45(a), e sugere que, durante a FF, a convecção foi reduzida com nuvens de topo mais

baixo e decréscimo de precipitação. Na FQ (Figura 46(b)), observa-se o oposto, com anomalias negativas de ROLE, que sugere intensificação da convecção, nuvens de topo mais alto e maiores precipitações nas mesmas regiões que apresentaram maiores taxas de precipitação na Figura 45(b).

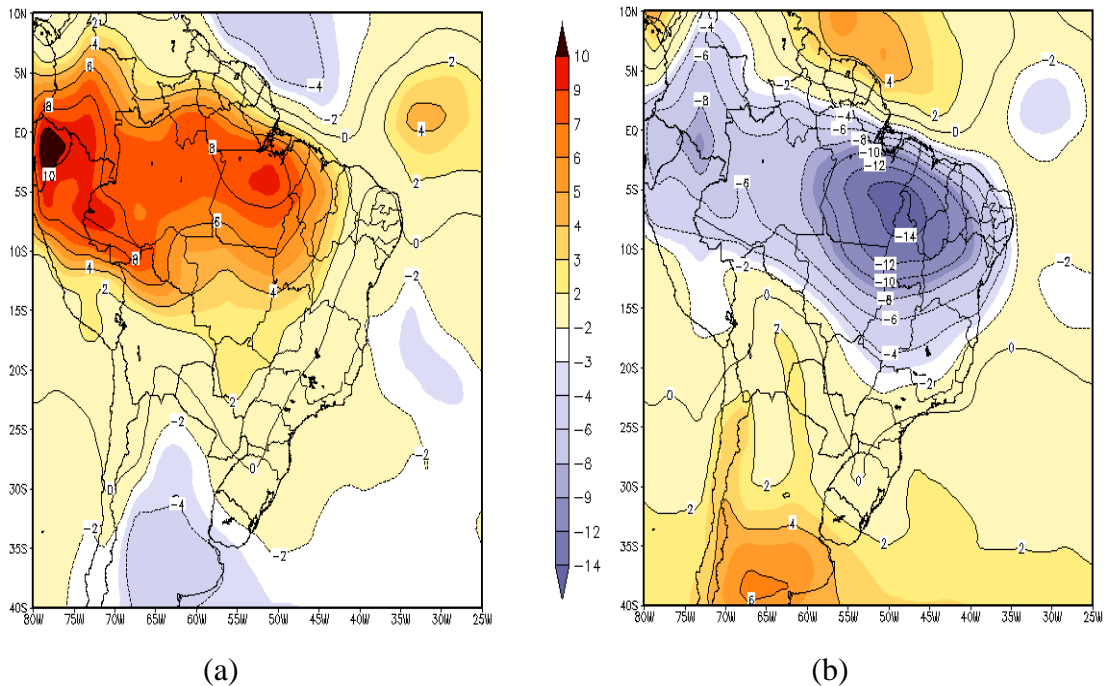


Figura 46: Desvios de radiação de ondas longas (ROLE (W/m^2)) das fases (a) fria e (b) quente da ODP, com relação a média do período entre 1948-2008. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.

4.10 Desvio da pressão ao nível do mar (PNM)

Na FF da ODP (Figura 47(a)), a PNM apresentou desvios positivos sobre todo o NEB, leste do Pará, leste do Centro-Oeste do Brasil e sul do Rio Grande do Sul, e negativo nas outras regiões do Brasil. Na FQ da ODP, ocorre o oposto, a PNM apresentou desvios negativos sobre o NEB, leste do Pará, leste do Centro-Oeste do Brasil e no Sul do Rio Grande do Sul e positivas nas outras regiões do Brasil. Claramente observa-se que um núcleo de anomalias positivas (aumento) da pressão de 0,1 a 0,3 hPa na FF e na FQ, há uma redução, um núcleo de anomalias negativas de 0,1 a 0,4 hPa, sobre os Estados de Goiás e Tocantins, estendendo-se para o NEB. A atmosfera, na FF, em média apresentou pressão mais alta na superfície, o que pode ser associados a movimentos descendentes e céu claro, está coerente com as análises dos desvios de ROLE (Figura 46(a)) e de precipitação (Figura 45(a)), que mostrou desvios de

ROLE positivos e desvios negativos de precipitação, indicando convecção fraca, nuvens de topo baixo e decréscimo de precipitação. Entretanto, a atmosfera na FQ, apresentou em média pressão mais baixa na superfície e juntamente com outros fatores, pode ter favorecido a convergência, maior convecção e, conseqüentemente, movimentos ascendentes, formação de nuvens de topo alto e maiores precipitações.

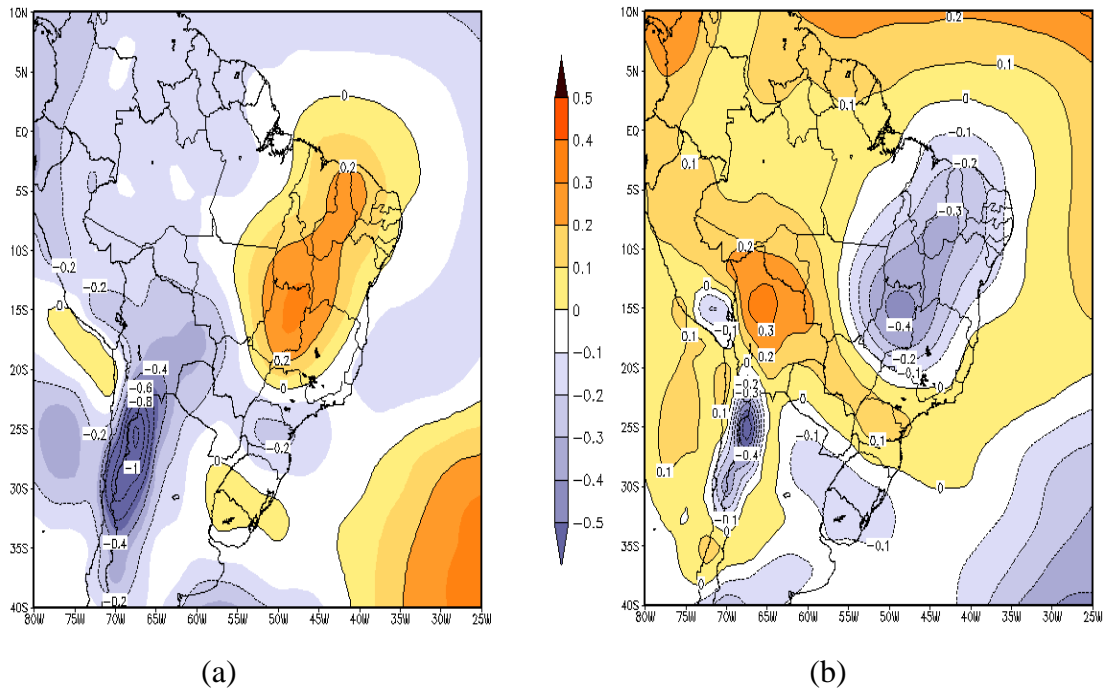


Figura 47: Desvio de pressão ao nível do mar (PNM) (hPa) para as fases (a) fria e (b) quente da ODP. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.

4.11 Análise da precipitação observada no Rio Grande do Sul

Por ser uma região agrícola muito importante e por ter a precipitação como um dos principais fatores na produção agrícola, o sul do Brasil e o Estado do Rio Grande do Sul despertam a atenção dos pesquisadores no desenvolvimento de trabalhos voltados para a precipitação, bem como nos fatores que a influenciam (OLIVEIRA, 2001).

A distribuição espacial da diferença da média pluviométrica anual do Estado do Rio Grande do Sul da FF menos a FQ, (Figura 48), mostra que para todas as regiões apresenta desvios negativos da FF para a FQ da ODP e, que a maior diferença encontrada foi em Taquarí com valor de $-20,7\text{mm/ano}$, ou seja, aproximadamente $-1,7\text{mm/mês}$, indicando que choveu mais na

FQ e menos na FF nessa região. Uma vez que a ODP entrou em uma nova FF a partir de 1999, esperam-se menores valores pluviométricos para essas regiões.

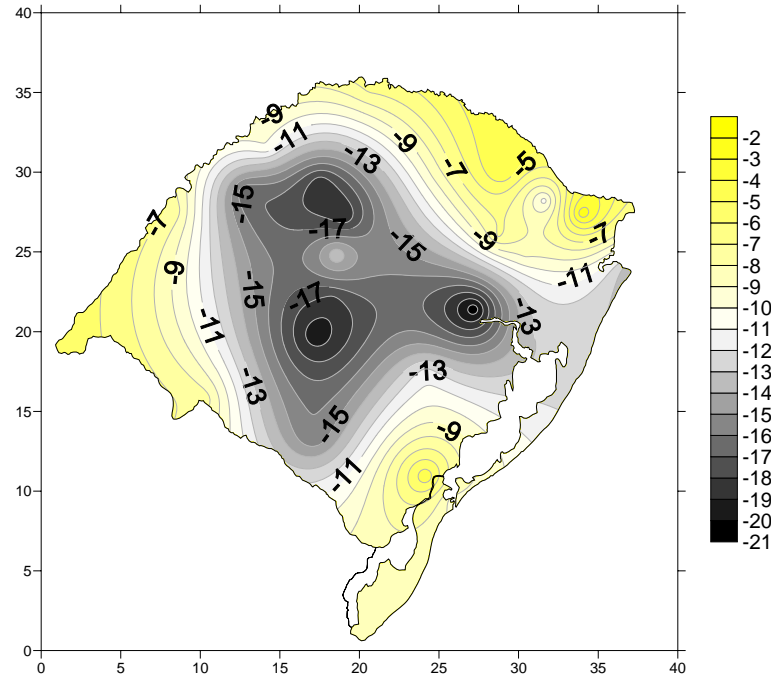


Figura 48: Diferença entre os totais pluviométricos médios anuais do Rio Grande do Sul, Fase Fria menos Fase Quente. Fonte dos dados INMET.

4.12 Relação entre IAS e a precipitação observada no Rio Grande do Sul

A Figura 49, ilustra a distribuição espacial dos coeficientes de correlação (CC) entre o IAS e a precipitação anual do Estado do Rio Grande do Sul para o período entre 1948-2008, visualiza-se que as correlações foram diretas para todo o Estado e as maiores correlações foram de 0,24 na região de Cruz Alta, Encruzilhada e Passo Fundo, coincidindo com os resultados apresentados na Figura 43(a), como o período de estudo é de 60 anos, a significância estatística dos CC é de 95%, isso significa dizer que, quando o IAS for positivo para este período, chove mais nestas regiões.

Para a FF da ODP, (Figura 50), observa-se que todas as regiões, como anteriormente apresentaram correlações diretas com maior valor de 0,26 nas regiões de Encruzilhada e São Luiz, também coincidindo com os resultados mostrados na Figura 43(b), o período de estudo na FF da ODP é de 28 anos, tendo uma significância estatística de 90%, isso significa que, quando o IAS for positivo para este período, chove mais nestas regiões. Na FQ da ODP

(Figura 51) praticamente as mesmas configurações são verificadas da FF da ODP e também maior valor de correlação foi de 0,26, porém, somente na região de São Luiz. A FQ da ODP tem um período de estudo de 21 anos e para está análise, a significância estatística é inferior a 90%. Portanto, a correlação entre a precipitação e IAS para a FQ da ODP não apresentou uma relação significativa com a precipitação da região em estudo o que está de acordo com os resultados da Figura 44. Entretanto, estas baixas relações podem ser explicadas, devido que na FF da ODP existir maior ocorrência de La Niñas e na FQ maiores ocorrência de El Niños (MOLION, 2005).

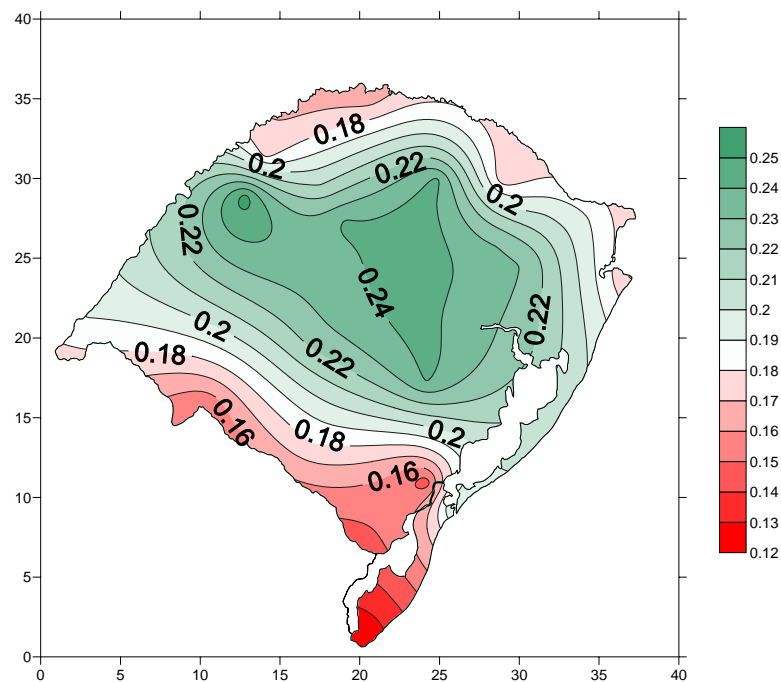


Figura 49: Coeficientes de Correlação entre a precipitação observada e IAS para o Rio Grande do Sul no período entre 1948-2008. Fonte dos dados INMET.

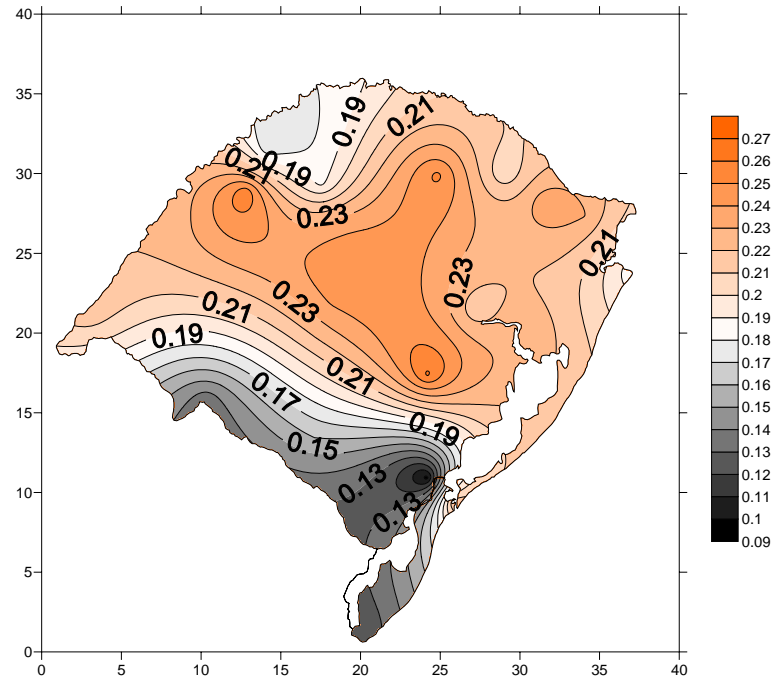


Figura 50: Coeficientes de Correlação entre a precipitação observada e IAS para o Rio Grande do Sul no período entre 1948-1976, Fase Fria da ODP. Fonte dos dados INMET.

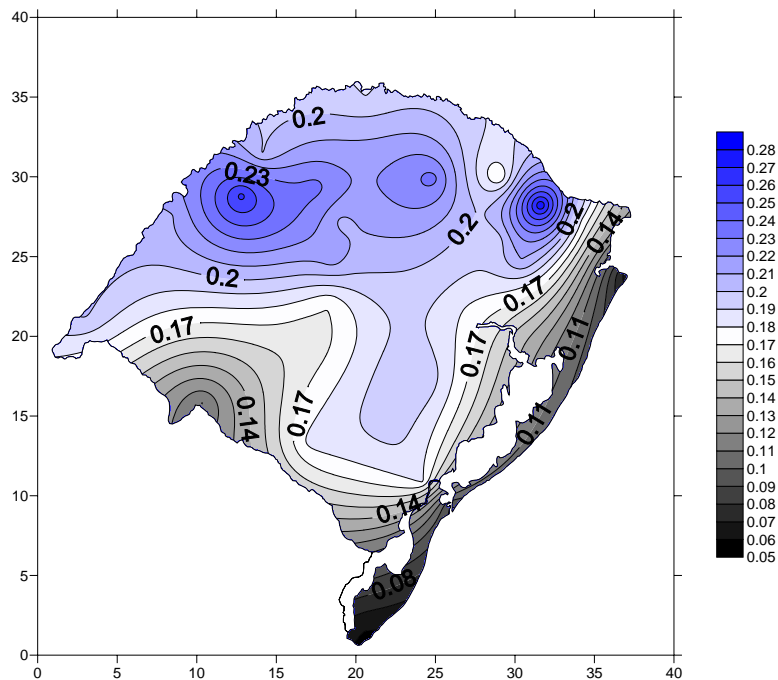


Figura 51: Coeficientes de Correlação entre a precipitação observada e IAS para o Rio Grande do Sul no período entre 1977-1998, Fase Quente da ODP. Fonte dos dados INMET.

Todavia, o Estado do Rio Grande do Sul, nem sempre se comporta como está mostrado na Figura 52 para o fenômeno ENOS. Através da Figura 52 é possível verificar que os El Niños

que ocorreram na FF da ODP no trimestre de Janeiro, Fevereiro e Março provocaram seca no Rio Grande do Sul (Figura 52(a)), enquanto que na FQ se observa anomalias positivas de precipitação mais para o Oeste do Estado (Figura 52(c)). Para o fenômeno La Niña o que podemos observar é que, na FF tivemos anomalias negativas de precipitação (Figura 52(b)), enquanto que na FQ tivemos anomalias positivas de precipitação, porém, mais para a região sul do Estado (Figura 52(d)).

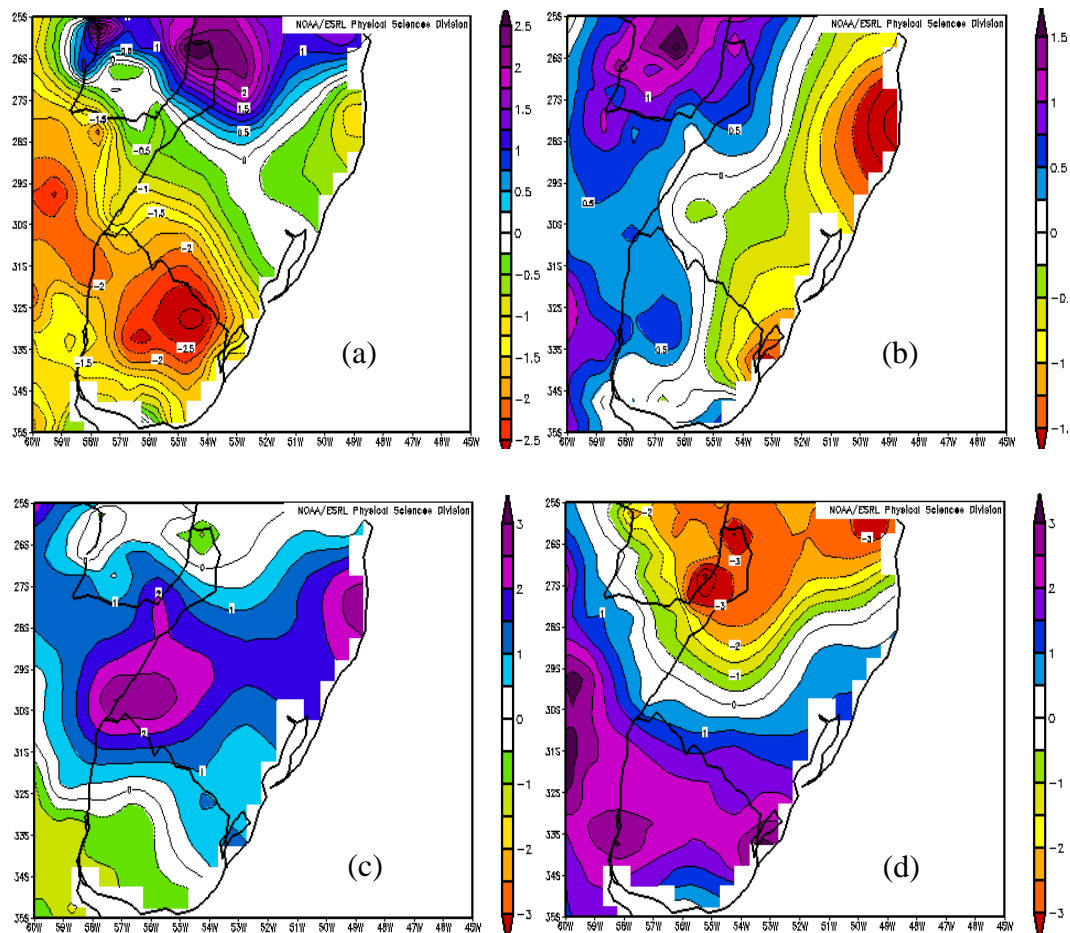


Figura 52: Anomalias de precipitação (UDEl) de Janeiro, Fevereiro e Março em anos de El Niño e La Niña. (a) El Niño na FF da ODP, (b) La Niña na FF da ODP, (c) El Niño na FQ da ODP e (d) La Niña na FQ da ODP. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.

No período de Abril, Maio e Junho o que se visualiza é que, como anteriormente na FF o El Niños produziu mais secas em todo o Estado (Figura 53(a)) e mais chuvas na FQ (Figura 53(c)) principalmente no Oeste. Ainda, na referida figura observa-se que o La Niñas se

mantiveram com a mesma configuração, de secas em todo o Estado tanto para a FF (Figura 53(b)), como também na FQ (Figura 53(d)).

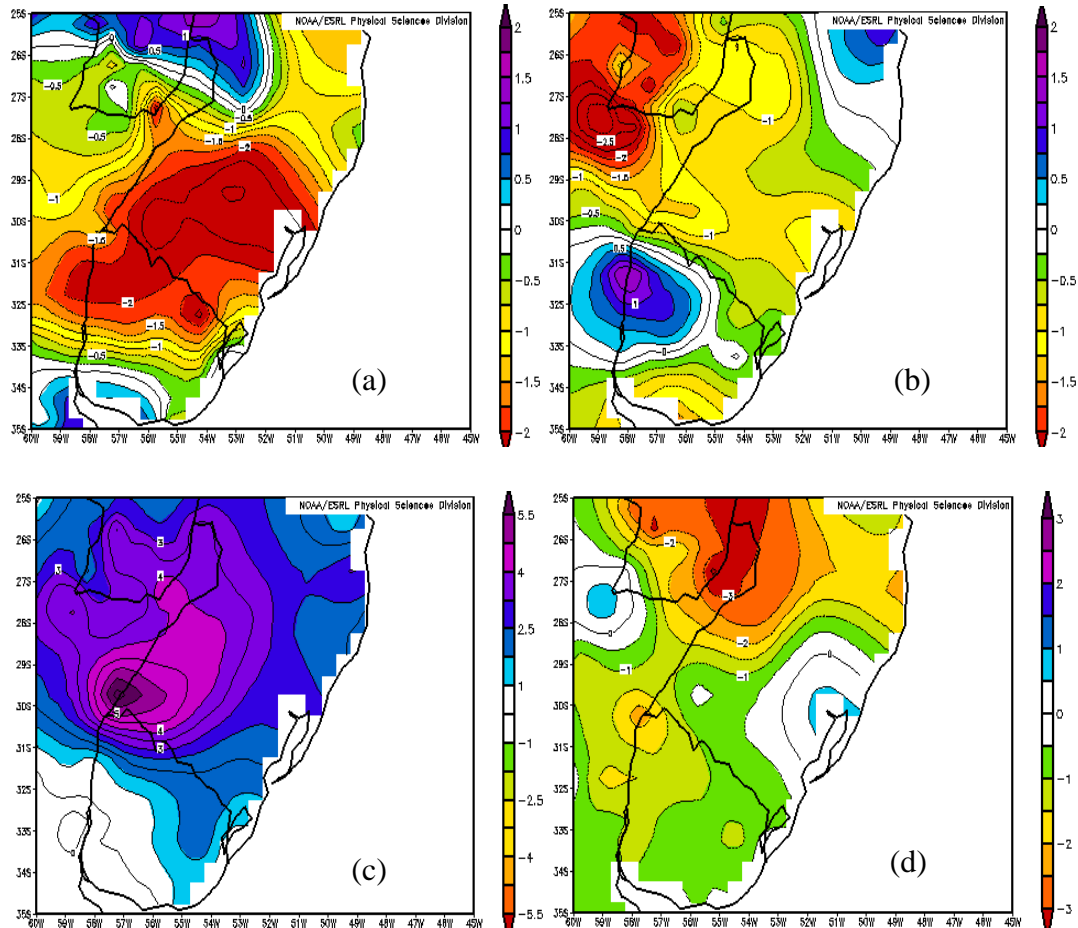


Figura 53: Anomalias de precipitação (UDEP) de Abril, Maio e Junho em anos de El Niño e La Niña. (a) El Niño na FF da ODP, (b) La Niña na FF da ODP, (c) El Niño na FQ da ODP e (d) La Niña na FQ da ODP. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.

Na Figura 54 visualiza-se que no período entre Julho, Agosto e Setembro os El Niños produziram mais chuvas no Estado tanto para a FF como também na FQ porém, na FF as anomalias positivas de precipitação foram mais intensas no Nordeste do Rio Grande do Sul, o mesmo foi mostrado por Fontana e Almeida (2002), que concluíram que o Nordeste do Estado é onde se verificam os maiores efeitos associados ao fenômeno El Niño e La Niña, tendo maior número de dias com precipitação pluvial durante os eventos El Niño e menor durante os eventos La Niña (Figura 54(a)), enquanto que, na FQ as anomalias foram mais para Leste/Sudeste (Figura 54(c)). O La Niñas no decorrer deste período se mantiveram como

anteriormente, com secas no Estado na FF (Figura 54(b)), porém, com uma pequena particularidade na FQ, que a La Niña produziu chuva no Oeste do Estado (FIGURA 54(d)).

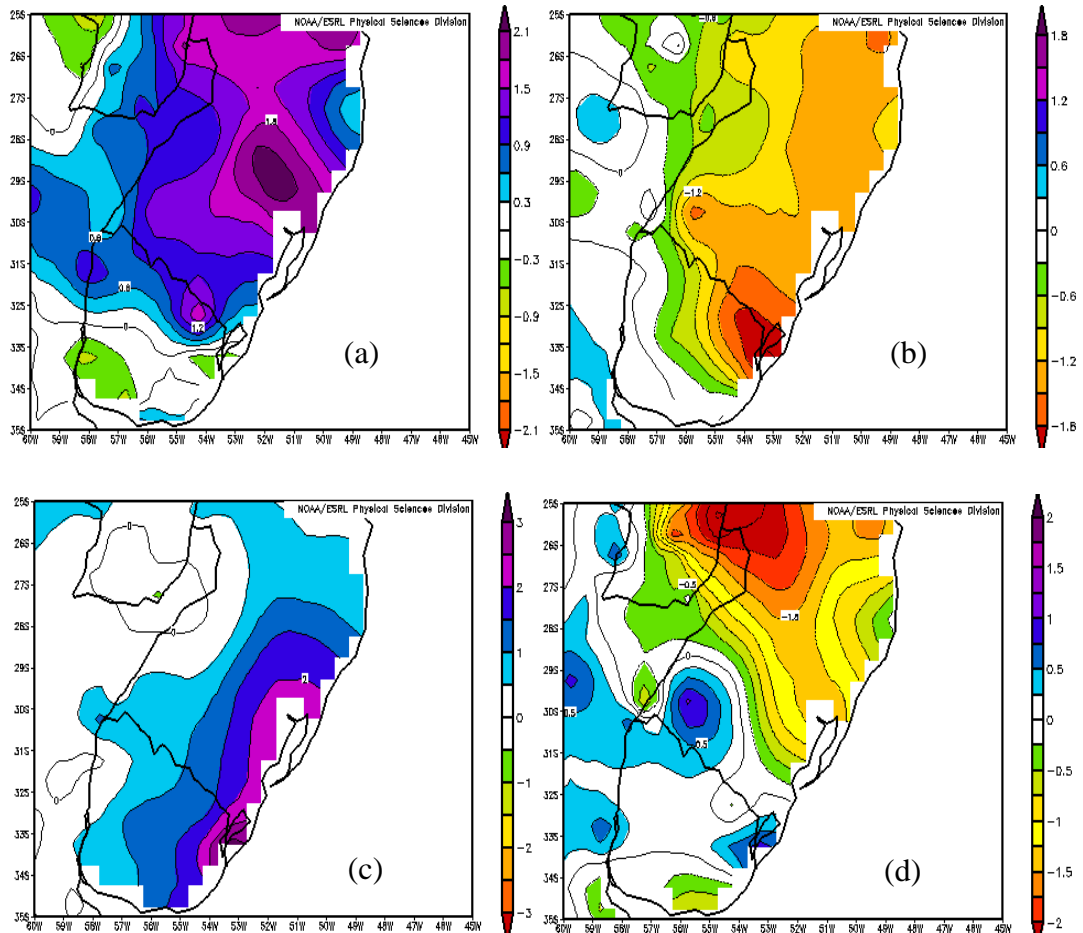


Figura 54: Anomalias de precipitação (UDEl) de Julho, Agosto e Setembro em anos de El Niño e La Niña. (a) El Niño na FF da ODP, (b) La Niña na FF da ODP, (c) El Niño na FQ da ODP e (d) La Niña na FQ da ODP. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.

Nota-se que o trimestre de Outubro, Novembro e Dezembro (Figura 55) foi que manteve a mesma configuração tanto para El Niño como para La Niña. Com anomalias positivas de precipitação em anos de El Niño tanto na FF (Figura 55(a)), como na FQ (Figura 55(c)), porém com maior intensidade no Oeste/Noroeste na FF. De acordo com Fontana e Berlato (1997), que em seu estudo também mostraram influência do fenômeno ENOS no Oeste do Estado, entretanto, só nos meses de Outubro e Novembro e bem no Nordeste na FQ e a

influência da La Niña foi com anomalias negativas de precipitação em todo o estado para a FF (Figura 55(b)) e, na FQ (Figura 55(d)).

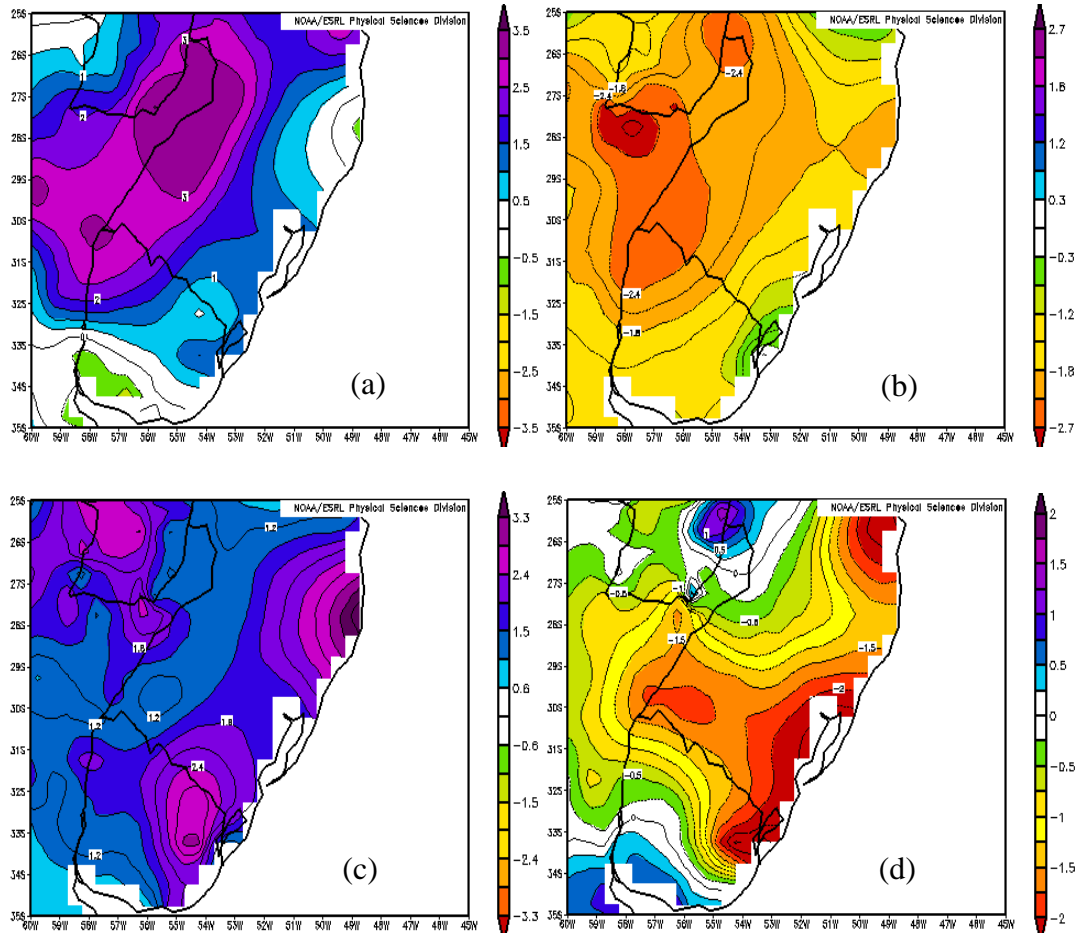


Figura 55: Anomalias de precipitação (UDEl) de Outubro, Novembro e Dezembro em anos de El Niño e La Niña. (a) El Niño na FF da ODP, (b) La Niña na FF da ODP, (c) El Niño na FQ da ODP e (d) La Niña na FQ da ODP. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.

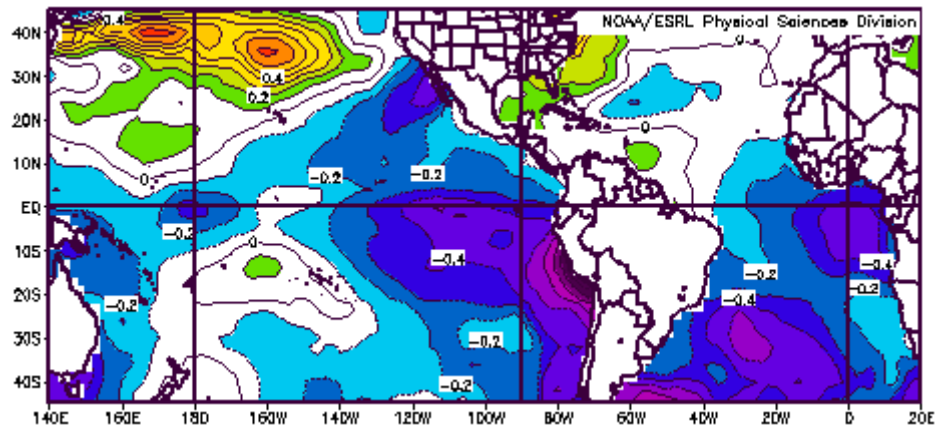
Nery (1996) estudando as distribuições das precipitações no Brasil meridional (São Paulo, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul) classificou a região em função de um período úmido que vai de outubro a março, onde as precipitações são determinadas por sistemas convectivos e outro período seco, de abril a setembro, onde as precipitações são determinadas pelos sistemas frontais.

4.13 Tendências Climáticas.

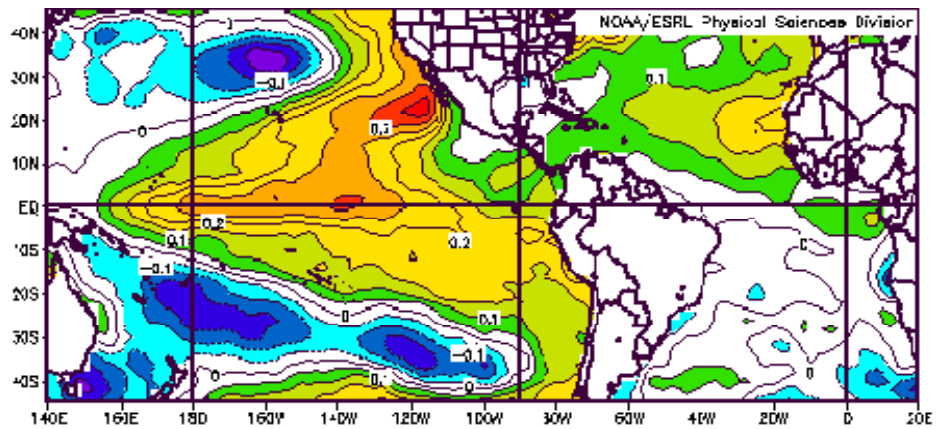
Há evidências de que, desde 1999 a ODP tenha entrado em uma nova FF. É aceito que o Oceano Pacífico, com sua área que ocupa aproximadamente 1/3 do planeta, influencie o clima global. Para comprovar esta hipótese, utilizaram-se dados de TSM no período entre 1948-2009, com intuito de fazer projeções para as próximas décadas.

A Figura 56 mostra os campos de anomalias de TSM no período (a) 1948-1976, (b) 1977-1998 e (c) 1999-2009 com relação ao período de 1948 a 2008. Notou-se que a configuração de 1999-2009 caminha em similaridade para a apresentada na antiga FF 1947-1976, (Figura 56 (a)), uma vez que a configuração das anomalias negativas de TSM na figura (a) é idêntica a área de TSM neutra na Figura (c), haja vista que a partir do final da última FQ (b), essa região do Pacífico está se esfriando lentamente, até adquirir as condições da FF anterior. No Oceano Atlântico (Figura (c)) o ATS mostra TSM mais frias que o ATN entre 1999 e 2009, analisando a FF anterior (Figura (a)), o ATS apresentou anomalias negativas, enquanto que o ATN mostrou neutralidade em sua maior parte. Vale ressaltar que a variabilidade dos oceanos é lenta devido a sua grande capacidade calorífica e que, possivelmente, existe um atraso de alguns anos na resposta do Atlântico em relação à forçante do Pacífico.

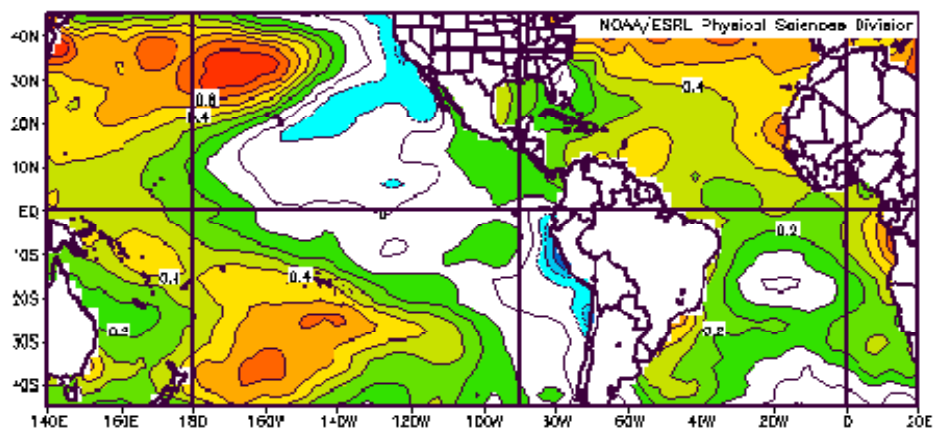
A partir da análise da figura 56 os resultados mostraram que, a atual FF da ODP está se configurando, estando em um estado transitório natural, haja vista, que se levando em consideração, ocorreram apenas onze anos, que as águas superficiais do Pacífico Tropical começaram a apresentar indícios de diminuição. Tomando por base a últimas FF da ODP, espera-se, que essa nova fase, perdure por mais quinze a vinte anos, esperando então maiores números de La Niñas do que El Niños, e conseqüentemente mais anos com secas no Estado do Rio Grande do Sul, principalmente de Abril a Dezembro como foi mostrado nas figuras 52, 53, 54 e 55.



(a)



(b)



(c)

Figura 56: Campo de anomalias de TSM no período (a) 1948-1976, (b) 1977-1998, (c) 1999-2009, com relação ao período de 1948 a 2008. Fonte dos dados ESRL/PSD/NOAA.

5 CONCLUSÃO

Os resultados obtidos mostraram que o IAS obteve uma boa correlação com a Oscilação decadal do Pacífico (ODP) e Índice multivariado de ENOS (IME), mostrando que a ODP e o IME explicam 34% e 28% da variância do IAS, respectivamente. O início das fases quente e fria do Atlântico Sul, conforme indicado pelo IAS, antecederam às da ODP em 2 a 6 anos. É possível que isso ocorra pelo fato de o Atlântico, por ser uma bacia menor, responda mais rapidamente que o Pacífico às variações da intensidade dos ventos Alísios no início de uma nova fase da ODP. Posteriormente, uma vez a fase fria da ODP estabelecida, o Pacífico força o Atlântico Sul Tropical a se resfriar. O intervalo de tempo em que isso ocorre ainda é desconhecido e deve ser objeto de pesquisa futura.

As correlações feitas entre o IAS e os dados de Reanálise mostraram que, para a taxa de precipitação (Pt), os coeficientes de correlação (CC) foram superiores a 0,6 no Estado do Rio Grande do Sul no período entre 1948-2008. Os CC entre o IAS e a Pt da fase fria da ODP foram maiores que os da fase quente para o Rio Grande do Sul, com valores superiores a 0,7, com um nível de significância estatística acima de 99%, enquanto os estados do Norte/Nordeste do Brasil apresentaram maiores valores de CC na fase quente da ODP, chegando a ser superiores a 0,6 para as correlações simultânea e com o IAS adiantado de 5 meses. Portanto, para o período da fase fria da ODP, o IAS pode ser bom previsor da qualidade de chuva anual para o RS com até 5 meses de antecedência. Para o período da fase quente da ODP, IAS pode ser bom previsor da qualidade de chuva anual para a maior parte dos estados do Nordeste Brasileiro e para a Bahia, Tocantins, Goiás, Mato Grosso, Pará e uma pequena parte do Piauí e Amazonas com até 2 meses de antecedência e somente para o Maranhão com até 5 meses de antecedência.

Para as correlações entre IAS e radiação de onda longa (ROLE), os coeficientes de correlação (CC) foram superiores a 0,5 em módulo para o Amazonas no período 1948-2008, mostrando coerência com os valores de taxa precipitação para essa região. Nesse período o IAS se mostraram ser um bom previsor com até 5 meses de antecedência. Para a fase fria da ODP, os CC foram maiores para o Rio Grande do Sul, chegando a 0,4 em módulo, porém, o IAS se mostrou um bom previsor com até 3 meses de antecedência. Na fase quente, o Estado de Roraima apresentou a melhor correlação, superior a 0,5, sendo um bom previsor com até 3 meses de antecedência.

Os coeficientes de correlação entre o IAS e pressão ao nível do mar (PNM), foram maiores na fase fria, com valores superiores a 0,5 em módulo para o Rio Grande do Sul.

Para as correlações entre o IAS e a precipitação da UDEL, tanto para o período entre 1950-1998 como também para a fase fria, os coeficientes de correlação (CC) foram superiores a 0,2. Embora os valores de CC sejam pequenos, consideração que o período de estudo completo é de 49 anos e de 27 anos na fase fria, o nível de significância estatística excedeu 90%, indicando que existe uma relação entre o IAS e a precipitação observada.

Desvios da taxa de precipitação da fase fria e da fase quente da ODP com relação à média do período 1948-2008, mostraram um decréscimo de precipitação de até 650 mm/ano na fase fria e um acréscimo de precipitação de 900mm/ano predominantemente sobre os Estados do Pará, Maranhão e Tocantins, sendo coerentes com desvios de ROLE que apresentaram maiores perdas na fase fria e menores na fase quente. Os desvios de PNM também foram coerentes com os desvios de Precipitação e ROLE, mostrando a atmosfera com maior pressão na fase fria e menor na fase quente nas mesmas regiões.

Os desvios de PNM no período 1999-2009 mostraram que se o clima se comportar como na última fase fria da ODP, a região de expansão de soja no Brasil, que é Tocantins, Sul do Maranhão e Oeste do Piauí, podem passar por um período de chuvas abaixo na normal enquanto perdurar a nova fase fria da ODP, ou seja, pelos próximos 20 anos.

Análises feitas com o IAS e a precipitação observada no Rio Grande do Sul, mostrou que os maiores coeficientes de correlação foram obtidos no período 1948-2008 e a fase fria da ODP, estando de acordo com os resultados obtidos com os dados da UDEL, cujos Valores de coeficiente de correlação foram superiores a 0,2.

Para o Estado do Rio Grande do Sul, os El Niños e La Niñas se comportaram diferentemente nas fases da ODP, sendo que os El Niños da fase quente foram mais intensos e provocaram chuvas em geral no Estado, enquanto os El Niños da fase fria provocaram anomalias positivas de precipitação a partir da metade do ano. Os La Niñas em geral provocaram secas no Rio Grande do Sul, tanto na fase fria como na fase quente, exceto de julho a setembro da fase quente, no oeste do Rio Grande do Sul, onde as anomalias de precipitação foram positivas.

Para o Rio Grande do Sul, o IAS mostrou-se um excelente previsor com até 5 meses de antecedência, explicando 50% da variância das chuvas do Estado.

As análises feitas dos campos de TSM mostraram que a ODP já está em sua nova fase fria. Não se sabe quais as causas da ODP e por quanto tempo a ODP irá durar em sua fase fria, mas é possível que ela perdure por mais 15 a 20 anos, semelhante ao que ocorreu na fase fria anterior, entre 1948-1976. Nessas circunstâncias, esperam-se maiores ocorrências de La Niña. Uma das conseqüências seria o aumento de secas acentuadas no Rio Grande do Sul e uma pequena redução das chuvas em todo o Brasil, com exceção do centro-leste amazônico.

Recomenda-se que o IAS seja aplicado a outras regiões do País com os dados observados, com o objetivo de qualificar a variabilidade da precipitação, em particular durante a fase fria da ODP (1947-1976), uma vez que a ODP entrou em uma nova fase fria a partir de 1999. Recomenda-se, ainda, aplicar o IAS adiantado com os dados da UDEL para todos os períodos, tanto de 1950-1998 como também para os períodos da fase fria e fase quente da ODP, com o objetivo de assegurar se o IAS é um bom previsor, uma vez que as taxas de precipitação (Pt) do conjunto de dados de Reanálise são resultantes de modelo numérico, que forcem a consistência entre os dados de ROLE, obtidos por satélites, e os dados de PNM. Ou seja, os dados de Pt são qualitativos, enquanto os da UDEL foram dados observados dispostos em pontos de grade.

6 REFERÊNCIAS

ALVES, J. M. B., REPELLI, C. A. A variabilidade pluviométrica no setor norte do Nordeste e os eventos El Niño-Oscilação Sul (ENOS). *Rev. Bras. Meteorol.*, v.7, n02, p.583-92, 1992.

ARAGAO, J. O. R. Um estudo da estrutura das perturbações sinóticas do Nordeste do Brasil. 1975. 219 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. (INPE-789-TPT/017).

ARAGÃO, J. O. R., 1990, 'Fatos sobre o fenômeno de El Niño e sua relação com as secas no Nordeste do Brasil' *Boletim da Sociedade Brasileira de Meteorologia*, 14(1), março 1990, 2-8.

BARROS, V., González, M., B. Libmann, Camilloni, I. Influence of the South Atlantic Convergence Zone and South Atlantic sea surface temperature on interannual summer rainfall variability in southeastern South America. *Theor. Appl. Climatol.*, **67**, 123-133, 2000.

BEZERRA, A.C.N. **Aspectos da Circulação Atmosférica de grande escala sobre o Norte e Nordeste do Brasil relacionado com a Temperatura da Superfície do Mar.** 2006. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande.

CARTON, J. A.; Cao, X.; Giese, B. S.; da Silva, A. M. Decadal and interannual SST variability in the tropical Atlantic Ocean, *Journal of Physical Oceanography*, v. 26, p.1165-1175, July 1996.

CAVALCANTI, A.S. **Estudo de caso de precipitações anômalas do Nordeste brasileiro: O evento de Fortaleza- Abril/ 2001.** 2002. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Universidade Federal de Alagoas. Maceió-AL.

DAUBECHIES, I.: Ten Lectures on Wavelets. SIAM, 357pp, 1992.

D'aleo, J. 2008. http://www.metsul.com/secoes/visualiza.php._texto=1020.

DEAN, G. A. The three-dimensional wind structure over South America and associated rainfall over Brazil. São Jose dos Campos: INPE, 1971. 203 p. (INPE-164/LAFE).

DIAZ A. F.; STUDZINSKI, C. D.; MECHOSO, C. R. Relationships between precipitation anomalies in Uruguay and Southern Brazil and sea surface temperature in the Pacific and Atlantic oceans. **J. Climate**, v. 11, n. 2, p. 251-171, 1998.

ENFIELD, D. B.; Mayer D. A. Tropical Atlantic SST and its relation to El Niño-Southern Oscillation. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, n. C1, p. 929-945, Jan. 1997.

ENFIELD, D.B. et al. How ubiquitous is the dipole relationship in tropical Atlantic sea surface temperatures? **Journal of Geophysical Research**, Washington, v. 104, n. C4, p. 7841-7848, 1999.

ESTOQUE, M. A., Douglas, M. Structure of the Intertropical Convergence Zone Over the GATE area. *Tellus*, **30, 1**, 55-61, 1978.

FEDOROVA, N. **Meteorologia Sinótica**. Publicada pela UFPEL, **2**, p. 242, 2001.

FERREIRA, N. J., Sanches, M., Silva Dias, M. A. F. Composição da Zona de Convergência do Atlântico Sul em períodos de El Niño e La Niña. *Revista Brasileira de Meteorologia*. **19, 1**, 89-98, 2004.

FIGUEROA, S. N., Satyamurty, P. e Silva Dias, P. L.S. Simulations of the summer circulation over the South American region with an ETA coordinate model. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 1573-1584, 1995.

FONTANA, D. C.; ALMEIDA, T. S. Climatologia do número de dias de chuva com precipitação pluvial no Estado do Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria -RS ,v.10,n.1, p.135-145, 2002.

FONTANA, D. C.; BERLATO, M. A. Influência do El Niño Oscilação Sul sobre a precipitação pluvial no Estado do Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria -RS , v.5,n.1, p.127-132, 1997

FRANK, N.L. On the energetics of cold lows. In: Symposium on Tropical Meteorology, 1., 1970, São José dos Campos. **Proceeding...** São José dos Campos: American Meteorological Society. p.EIV1-EIV6. 1970.

GAN, M.A. **Um estudo observacional sobre as baixas frias da alta troposfera nas latitudes subtropicais do Atlântico Sul e Leste do Brasil.** 1982. 80 p. (INPE -2685-TDL/126). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1983.

GAN, M. A.; KOUSKY, V. E. Vórtices ciclônicos da alta troposfera no Oceano Atlântico Sul. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 1, n. 1, p. 19-28, 1986. INPE-3330-PRE/627.

GAN, M. A.; RAO, V. B. Surface cyclogenesis over South America. **Mon. Weather Rev.**, v. 110, p. 1293-1302, 1991.

GRIMM, A. M. et al. Precipitation anomalies in Southern Brazil associated with El Niño and La Niña events. **Journal of Climate, Boston**, v.11, n.11, p. 2863-2880, 1998.

GRIMM, A. M. et al. Climate variability in Southern South America associated with El Niño and La Niña events. **Journal of Climate, Boston**, v.13, n.1, p. 35-58, 2000.

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

HASTENRATH, S. Interannual variability and annual cycle: mechanisms of circulation and climate in the Tropical Atlantic. **Monthly Weather Review**, v.112, p. 1097-1107, 1984.

HASTENRATH, S.; HELLER, L. Dynamics of climate hazards in Northeast Brazil. **J. Royal Meteorologic Sociedade**, v.103, p. 77-92, 1977.

HASTENRATH, S.E. **Climate and Circulation of the Tropics. Atmospheric Sciences Library.** Published by D. Reidel Publishing Company,. 455 p, 1985.

HASTENRATH, S. Variations in Low-latitude circulation and climatic events in the Tropical Americas. **Journal of the atmospheric sciences**, v.33, p.202-215, 1975.

HASTENRATH, S. Dipoles, temperature gradients, and tropical climate anomalies. **Bulletin of American Meteorological Society**, Boston, v. 3, n. 5, p. 735-738, 2002.

HENRIQUE, D. Um susto com data marcada. **Revista Superinteressante**, Ano 7, n.3, 1993.

KOUSKY, V. E.; GAN, M. A. Upper tropospheric cyclonic vortices the tropical South Atlantic. *Tellus*, v. 33, n. 6, p. 538-551, Nov. 1981. INPE-1946-RPE/263.

KOUSKY, V.E.; FERREIRA, N.J. Interdiurnal Surface Pressure Variations in Brazil: Their Spatial Distributions ,Origins And Effects. **Monthly Weather Review** V 109, p 1999 a 2008. 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*, v. 36, n. 5, 490-504, Oct. 1984.

KOUSKY, V.E. Frontal Influences on Northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 107, n. 9, p 1140 – 1153. 1979.

LAU, K.M.; WENG, H. Climate Signal Detection Using Wavelet Transform: How to make a Time Series Sing. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v.76, n.12, p.2391-2402, 1995.

LEMOS, C.F.; CALBETE, N.O. Sistemas Frontais que Atuaram no Litoral de 1987 a 1995. *Climanálise ed 10 anos*. 1996.

LIMA, M. C. Variabilidade da precipitação no litoral leste da Região Nordeste do Brasil. São José dos Campos, 1991. 222p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE.

MANTUA, N.J.; HARE, S.R.; ZHANG Y.; WALLACE, J.M.; FRANCIS R.C. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bull. Am Meteorol. Soc.* **78**, 1069-1079, 1997.

MENDES, D., Castro, C. A. C., Camargo JR., H., Sanches, M. B., de Calbete, N. O. Monitoramento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) através de dados de temperatura de brilho e radiação de onda longa (ROL). In: **Anais do IX Congresso Latino-**

americano e Ibérico de Meteorologia e VIII Congresso Argentino de Meteorologia, Buenos Aires, 2001.

MENDES, D., Veiga, J. A. P., de Moura, R. G., Gondim, M. A., Ceballos, J. Monitoramento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) através de dados de temperatura de brilho. In: **Anais do XI Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Rio de Janeiro. 3897-3901, 2000.

MOLION, L. C. B. e Bernardo, S. O. Uma revisão da dinâmica das chuvas no Nordeste Brasileiro. *Revista Brasileira de meteorologia*, **17**, **1**, 1-10, 2002.

MOLION, L. C. B., Bernardo, S. O., Oliveira, C. P., Variabilidade da Circulação de grande escala sobre o Atlântico Subtropical. In: **Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Fortaleza, 2004.

MOLION, L. C. B.. Perspectivas climáticas para os próximos 20 anos. *Revista brasileira de climatologia*, v. 3/4, p. 117-128, 2008.

MOLION, L.C.B. Aquecimento global, El Niños, Manchas Solares, Vulcões e Oscilação Decadal do Pacífico, Climanalise, agosto, CPTEC/INPE, 2005. Disponível em <<http://www.cptec.inpe.br/products/climanalise/artigos/molion0805.pdf>>. Acesso em: 19 out. 2009.

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.

NEELIN, J.D.; BATTISTI, D.S.; HIRST, A.C.; JIN, F.F; WAKATA, Y.; YAMAGATA, T.; AND ZEBIAK, S.E. ENSO. **Theory. J. Geophys. Res.**, 103, 14 261–14 290. 1998.

NERY, J. T. **Estudio Climático de la precipitación del Brasi meridional asociado com fenómeno extrarregionales**. Buenos Aires. 140 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) Universidade de Buenos Aires, Argentina, 1996.

NOBRE, C.A., 1988: Ainda sobre a Zona de Convergência do Atlântico Sul: A importância do Oceano Atlântico. *Climanálise*, 3(4), 30-33.

OLIVEIRA, A. S. Interações entre sistemas frontais na América do Sul e a convecção na Amazônia. São José dos Campos: INPE-4008-TDL/239, 1986. 115p. Dissertação. (Mestrado em Meteorologia).

Chang, P.; Ji, L.; Li, H. A decadal climate variation in the tropical Atlantic Ocean from thermodynamic air-sea interactions. **Nature**, v. 385, p. 516-518, Feb. 1997.

PAEGLE, J. Interactions Between Convective and Large-Scale Motions Over Amazonia. In: **THE GEOPHYSIOLOGY OF AMAZONIA**, cap. 17, p. 345-387. 1987.

PALMÉN, E. Origin and Structure of High-Level Cyclone South of the Maximum Westerlies. *Tellus*, 1:22-31, 1949.

PALMER, C.E. **On high-level cyclones originating in the tropics**. Transactions of American Geophysics Union, **32 (5): 683-695, Oct. 1951**.

PARMENTER, F. C. A Southern Hemisphere cold front passage at the equator. *Bulletin American Meteorology Societ*, v.57, p. 1435-1440. 1976.

PHILANDER, S.G.H. **El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation**, Academic Press, San Diego, CA. 1990.

QUADRO, M.F.L.; MACHADO, L. H. R.; CALBETE, S.; BATISTA, N. N. M.; Sampaio, G. Climatologia de Precipitação e Temperatura. **Climanálise**, Edição comemorativa 10 anos, 1996. (INPE-10717-PRE/6178). Disponível em: <<http://tucupi.cptec.inpe.br/products/climanalise/cliesp10a/chuesp.html>>. Acesso em: junho/2008.

RAMIREZ, M.C.V. **Padrões climáticos dos vórtices ciclônicos de altos níveis no Nordeste do Brasil**. 1996. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1996.

RAO, V.B.; CHAPA, S.R.; FRANCHITO, S.H. Variação Decadal da Interação Oceano-Atmosfera no Atlântico Tropical e a relação para a Precipitação do NEB. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, Vol. 77, n. 1, p. 63-75. 1999.

RAO, V. B.; BONATTI, J. P. On the Origin of Upper Tropospheric Cyclonic Vortices in the South Atlantic Ocean and Adjoining Brazil during the Summer. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 37(1):11-16,1987.

RAO, V.B.; HADA, K. Characteristics of Rainfall over Brazil: Annual Variations and Connections with the Southern Oscillations. **Theor. Appl.Climatol.**, v. 42, p. 81-91, 1990.

RASMUSSEN, F.M.; CARPENTER, T.H. Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Monthly Weather Review*, v.110, n.5, p.354384. 1982.

ROPELEWSKI, C.F.; HALPERT, M.S. Global and Regional Scale Precipitation Patterns Associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, v. 115, n. 8, p. 1606-1626, Aug. 1987.

SARAVANAN, R.; Chang, P. Interaction between tropical Atlantic variability and El Niño-Southern Oscillation. **Journal of Climate**, v. 13, n. 13, p. 2177-2194, July 2000.

SERVAIN, J. et al A pilot research moored array in the tropical Atlantic (PIRATA). **Bulletin of American Meteorological Society**, Boston, v. 79, n. 10, p. 2019- 2031,1982.

SOUZA, B. de S. **Variabilidade pluviométrica intrasazonal sobre a Amazônia oriental e nordeste brasileiro durante o outono austral: mecanismos atmosféricos de baixa e alta frequência.** Tese de Doutorado em Meteorologia. Universidade de São Paulo – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas – Departamento de Ciências Atmosféricas. São Paulo, 2003.

TOURRE, Y. M.; RAJAGOPALAN, B.; KUSHNIR, Y. Dominant patterns of climate variability in the Atlantic ocean region during the last 136 years. **J. Climate**, v. 12, n. 8, p. 2285-2299, 1999.

TORRENCE, C.; COMPO, G.P. **A practical guide to wavelet analysis.** **Bull. Amer. Met. Soc.** 1998. 79(1): 61-78.

UVO, Cíntia Bertacchi. **Influence of Sea Surface Temperature on Rainfall and Runoff in Northeastern South America: Analysis and Modeling.** 1998. Tese (Doutorado em

Meteorologia) - Universidade Lund, Sweden, Departamento de Engenharia de Recursos de Água, 1998.

VENEGAS, S. A.; MYSAK, L. A.; STRAUB, D. N. Evidence for interannual and interdecadal climate variability in the South Atlantic. **Geophys. Res. Letters**, v. 23, p. 2673-2676, 1996.

WOLTER, K. M.S. TIMLIN, 1998. Measuring the strength of ENSO - how does 1997/98 rank? *Weather*, **53**, 315-324.

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