



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO  
CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE METEOROLOGIA

**INFLUÊNCIA DOS PADRÕES DE VARIABILIDADE DE  
BAIXA FREQUÊNCIA NA PRECIPITAÇÃO DA  
AMAZÔNIA**

**Thamiris Luisa de Oliveira Brandão Campos**

**RIO DE JANEIRO**

2013

**INFLUÊNCIA DOS PADRÕES DE VARIABILIDADE DE BAIXA  
FREQUÊNCIA NA PRECIPITAÇÃO DA AMAZÔNIA**

**Thamiris Luisa de Oliveira Brandão Campos**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-graduação em Meteorologia do Instituto de Geociências do Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza da Universidade Federal do Rio de Janeiro (PPGM-IGEO-CCMN-UFRJ), como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Mestre em Ciências (área: Meteorologia).

Orientador: Isimar de Azevedo Santos

Rio de Janeiro

Agosto de 2013

# INFLUÊNCIA DOS PADRÕES DE VARIABILIDADE DE BAIXA FREQUÊNCIA NA PRECIPITAÇÃO DA AMAZÔNIA

Thamiris Luisa de Oliveira Brandão Campos

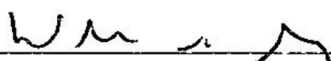
DISSERTAÇÃO SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA DO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS DO CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO (PPGM-IGEO-CCMN-UFRJ) COMO PARTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE EM CIÊNCIAS EM METEOROLOGIA.

Examinada por:



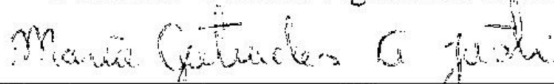
---

Prof. Dr. Isimar de Azevedo Santos (Orientador)



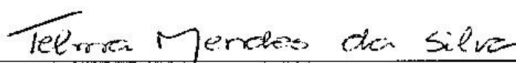
---

Prof. Dr. Wallace Figueiredo Menezes



---

Prof.ª Dr.ª Maria Gertrudes Alvarez Justi da Silva



---

Prof.ª Dr.ª Telma Mendes da Silva

RIO DE JANEIRO, RJ - BRASIL

AGOSTO DE 2013

Campos, Thamiris Luisa de Oliveira Brandão.

Influência dos Padrões de Variabilidade de Baixa Frequência na Precipitação da Amazônia/ Thamiris Luisa de Oliveira Brandão Campos. – Rio de Janeiro: UFRJ/PPGM/IGEO/CCMN, 2013.

XXII, 67 p.: il.; 29,7 cm.

Orientador: Isimar de Azevedo Santos.

Dissertação (Mestrado) – UFRJ/PPGM/IGEO/CCMN  
Programa de Pós-graduação Meteorologia, 2013.

Referências Bibliográficas: p. 62-67.

1. Padrões de Variabilidade de Baixa Frequência. 2. Amazônia. 3. Precipitação I. Santos, Isimar de Azevedo. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, PPGM/IGEO/CCMN, Programa de Pós-graduação em Meteorologia. III. Título.

*“Conheça todas as teorias, domine todas as técnicas, mas ao tocar uma alma humana  
seja apenas outra alma humana”.*

*Carl Gustav Jung*

*Dedico esta Dissertação a minha mãe e irmã, Eurídice e Thalita Brandão.*

## **AGRADECIMENTOS**

Desejo expressar minha gratidão ao meu orientador, Dr. Isimar Azevedo dos Santos, por ter topado esse desafio comigo. Desde o início, me orientando de forma cientificamente clara e segura. Muito obrigada pela sua generosidade intelectual, incentivo e apoio em todos os momentos.

A minha família, em especial a minha mãe e irmã, que me apoiaram nos momentos felizes e tristes. Apesar da distância, os telefonemas diários me deram força, calma e ânimo para enfrentar as dificuldades. Ao Izumi J. pelo incentivo e felicidade diária.

A todos os meus amigos, mas em especial ao Sergio Santos, Ana Paula Santos, Raphael Rocha e Rômulo Augusto que me ajudaram em vários momentos. Aos meus colegas da turma de Mestrado em Meteorologia de 2011, mas principalmente a Kyssyanne Samira e Noele Leonardo, que foram as melhores amigas que eu poderia ter encontrado em um Mestrado tão longe da minha cidade natal. Todos você foram importantíssimos, pessoal ou cientificamente no desenvolvimento desta pesquisa.

A Dra. Michelle Reboita por fornecer os índices do Padrão Pacífico/América do Sul.

Ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro.

Ao Programa da Pró-reitoria de Pós-graduação e Pesquisa pela concessão de bolsa de Mestrado.

Resumo da Dissertação apresentada ao PPGM/IGEO/CCMN/UFRJ como parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Mestre em Ciências (M. Sc.)

## **INFLUÊNCIA DOS PADRÕES DE VARIABILIDADE DE BAIXA FREQUÊNCIA NA PRECIPITAÇÃO DA AMAZÔNIA**

**Thamiris Luisa de Oliveira Brandão Campos**

**Agosto, 2013**

Orientador: Isimar Azevedo dos Santos

Programa de Pós-graduação em Meteorologia

A influência dos Padrões de variabilidade de baixa frequência na precipitação e na radiação de onda longa no topo da atmosfera da Amazônia foi analisada através da técnica dos Compósitos. Este estudo identificou que a reanálise do CFSR representa melhor a influência dos Padrões do que a primeira reanálise do NCEP, portanto foram utilizados dados desta nova reanálise do NCEP para o período de 1980 a 2010. Os resultados mostraram que a MJO influencia positivamente a precipitação e a OLR na Amazônia desde quando a onda está sobre o Pacífico leste, na primavera, e quando a onda se encontra sobre as latitudes da Amazônia principalmente no verão e outono. A fase positiva do ENSO, do modo 2 do PSA e da PDO (da AAO e do modo 1 do PSA) modularam negativamente (positivamente) a precipitação na Amazônia. A influência isolada da Oscilação Antártica (do ENSO), removendo o efeito do ENSO (da AAO), apresentou uma intensificação do sinal da fase positiva da AAO (negativa do ENSO), o que contribui no aumento da precipitação Amazônica, assim como a influência combinada da AAO e ENSO.

Palavras chave: Amazônia, precipitação, Padrões de Variabilidade de Baixa Frequência.



Abstract of Dissertation presented to PPGM/IGEO/CCMN/UFRJ as a partial fulfillment  
of the requirements for the degree of Master of Science (M.Sc.)

**THE INFLUENCE OF THE LOW FREQUENCY VARIABILITY PATTERNS  
ON THE AMAZON PRECIPITACION**

**Thamiris Luisa de Oliveira Brandão Campos**

**August, 2013**

Advisor: Isimar Azevedo dos Santos

Program: Graduation in Meteorology

The influence of the low frequency variability patterns on the precipitation and on the outgoing longwave radiation on the top of the atmosphere over the Amazon was analyzed through the composite technic. This study identified that the NCEP-CFSR reanalysis represents better the influence of the patterns than the first reanalysis of NCEP. Therefore, the new reanalysis of NCEP-CFSR in the 1980-2010 period was used. The results show that the Madden-Julian Oscillation influences positively the Amazon precipitation and outgoing long-wave radiation (OLR) every time the wave is located over the East Pacific, in the spring, and when the wave is located in the Amazon longitude, principally in summer and autumn. The ENSO, the second mode of the Pacific South American pattern and Pacific Decadal Oscillation (the Antarctic Oscillation and the first mode of the Pacific South American pattern) were the patterns that presented negative (positive) regions associated with the precipitation in the Amazon, and this is because the positive phase of these patterns influences the negative (positive) anomalies of the precipitation. When the influence of the Antarctic Oscillation (the ENSO) is isolated by removing the effect of ENSO (Antarctic Oscillation), it presented a signal more (less) intense during the positive (negative) phase, influencing the enhancement of the precipitation in the Amazon, as well as the combined influence of AAO and ENSO..

Keywords: Amazon, precipitation, low frequency variability patterns.

## SUMÁRIO

### LISTA DE FIGURAS

### LISTA DE TABELAS

### LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

<b>1 INTRODUÇÃO</b>	01
1.1 Objetivos	02
1.1.1 Objetivo Geral	02
1.1.2 Objetivos Específicos	03
<b>2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA</b>	04
2.1Clima da Amazônia	04
2.2 Variabilidade da precipitação na Amazônia	06
2.3 Padrão de variabilidade de baixa frequência na escala intrassazonal	09
2.4 Padrões de variabilidade de baixa frequência na escala interanual	11
2.4.1 El Niño - Oscilação Sul	11
2.4.2 Modo Anular Sul ou Oscilação Antártica	13
2.5 Padrão de variabilidade de baixa frequência na escala interdecadal	14
2.5.1 Oscilação Decadal do Pacífico	14
2.6 Padrão de variabilidade de baixa frequência que varia em diferentes escalas	16
2.6.1 Padrão Pacífico-América do Sul.	16
2.7 Interação entre os padrões de variabilidade de baixa frequência em diferentes escalas	19
2.8 As reanálises do National Centers for Environmental Prediction (NCEP)	21
<b>3 DADOS E METODOLOGIA</b>	24
3.1 Dados	24
3.2 Metodologia	26
3.2.1 Comparação entre reanálises do NCEP	27
3.2.2 Influencia dos Padrões de VBF na Amazônia	28
3.2.3 Cálculo das Anomalias Mensais da Precipitação e da OLR	30
3.2.4 Identificação das fases dos Padrões de VBF	30
3.2.5 Interação entre os Padrões de VBF e a Precipitação na Amazônia	31

<b>4 RESULTADOS E DISCUSSÃO</b>	33
4.1 Oscilação Intrassazonal	33
4.2 Escala Interanual	37
4.2.1 El Niño / Oscilação Sul e sua influência sobre a Amazônia	37
4.2.2 Oscilação Antártica e sua influência sobre a Amazônia	39
4.2.3 Segundo Modo da Oscilação Pacífico América do Sul e sua influência sobre a Amazônia	41
4.3 Escala Interdecadal	43
4.3.1 Primeiro Modo da Oscilação Pacífico América do Sul e sua influência sobre a Amazônia	43
4.3.2 Oscilação Decadal do Pacífico e sua influência sobre a Amazônia	45
4.4 Interações entre os Padrões de variabilidade de baixa frequência	47
<b>5 CONCLUSÕES</b>	59
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>	62

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 2.8** – Média Zonal da quantidade de todos os tipos de observação em uma caixa de 2.5° de latitude e longitude. Fonte: Kistler *et al.* (2001). 22
- Figura 3.1** – Diagrama Espaço fase do ciclo diário da MJO em DJF de 1974 a 2003. Figura adaptada de Wheeler e Hendon (200). 25
- Figura 3.2** – Região Amazônica, destacando o setor norte e sul. 26
- Figura 3.3** – Diagrama Box-Plot da propriedade estatística da intensidade das fases da AAO, PSA1 e PSA2. 31
- Figura 4.1(a)** – Diferença entre os compósitos positivos e negativos do índice diário WH04, na Fase6 (MJO no Pacífico Leste), na OLR (W/m<sup>2</sup>/painéis à esquerda) e na precipitação (mm/dia/painéis à direita) em DJF, MAM, JJA e SON no período: 1980-2010. 35
- Figura 4.1(b)** – Diferença entre os compósitos positivos e negativos do índice diário WH04, na Fase7 (MJO sobre a Amazônia), na OLR (W/m<sup>2</sup>/painéis à esquerda) e na precipitação (mm/dia/painéis à direita) em DJF, MAM, JJA e SON no período: 1980-2010. 36
- Figura 4.2.1(a)** – Diferença entre os compósitos positivos e negativos do índice ENSO na TSM (°C) em DJF, MAM, JJA e SON no período: 1980-2010. 38
- Figura 4.2.1(b)** – Diferença entre os compósitos positivos e negativos do índice ENSO na precipitação (mm/dia) em DJF, MAM, JJA e SON no período: 1980-2010. 38
- Figura 4.2.2(a)** – Diferença entre os compósitos positivos e negativos do índice AAO na anomalia da altura do geopotencial em 500hPa (m) em DJF, MAM, JJA e SON no período: 1980-2010. 40
- Figura 4.2.2(b)** – Diferença entre os compósitos positivos e negativos do índice AAO na precipitação (mm/dia) em DJF, MAM, JJA e SON no período: 1980-2010. 40
- Figura 4.2.3(a)** – Diferença entre os compósitos positivos e negativos do índice PSA2 na anomalia da altura do geopotencial em 500hPa (m) em DJF, MAM, JJA e SON no período: 1980-2010. 42
- Figura 4.2.3(b)** – Diferença entre os compósitos positivos e negativos do índice PSA2 na precipitação (mm/dia) em DJF, MAM, JJA e SON no período: 1980-2010. 42
- Figura 4.3.1(a)** – Diferença entre os compósitos positivos e negativos do índice PSA1 na anomalia da altura do geopotencial em 500hPa (m) em DJF, MAM, JJA e SON no período: 1980-2010. 44
- Figura 4.3.1(b)** – Diferença entre os compósitos positivos e negativos do índice PSA1 na precipitação (mm/dia) em DJF, MAM, JJA e SON no período: 1980-2010. 44

**Figura 4.3.2(a)** – Diferença entre os compósitos positivos e negativos do índice PDO na TSM (°C) em DJF, MAM, JJA e SON no período: 1980-2010. 46

**Figura 4.3.2(b)** – Diferença entre os compósitos positivos e negativos do índice PDO na precipitação (mm/dia) em DJF, MAM, JJA e SON no período: 1980-2010. 46

**Figura 4.1**– Índices da PDO, do PSA1, do PSA2, do ENSO, da AAO e da anomalia mensal da precipitação normalizada para o norte e sul da Amazônia. Período base de janeiro de 1980 a dezembro de 2010. 50

**Figura 4.2** – Campo médio das anomalias de precipitação na Amazônia associadas aos Padrões de VBF, barra preta anomalia de precipitação média no norte da Amazônia e barra cinza anomalia de precipitação média no sul da Amazônia. 51

**Figura 4.3** – Correlação cruzada defasada entre os índices mensais da AAO e dos Padrões ENSO, PSA2, PDO e PSA1. Aplicado ao período de janeiro de 1980 a dezembro de 2010. 53

**Figura 4.4**– Semelhante à Figura 4.3, mas entre ENSO e os Padrões PSA2, PDO e PSA1. 53

**Figura 4.5** – Semelhante à Figura 4.3, mas entre PSA2 e PDO, PSA2 e PSA1, PSA1 e PDO. 53

**Figura 4.6** – Correlação cruzada defasada entre os índices mensais da AAO, ENSO e PSA2 com a precipitação mensal no norte da Amazônia (painel à esquerda) e com a precipitação mensal no sul da Amazônia (painel à direita). 55

**Figura 4.7** – Semelhante à Figura 4.6, mas entre os índices mensais da PDO e PSA1 com a precipitação mensal no norte da Amazônia (painel à esquerda) e com a precipitação mensal no sul da Amazônia (painel à direita). 55

**Figura 4.8** – Média Ponderada da diferença da fase positiva e negativa do índice AAO (excluindo o ENSO) na precipitação (mm/dia) em DJF, MAM, JJA e SON no período: 1980-2010. 56

**Figura 4.9** – Média Ponderada da diferença da fase positiva e negativa do índice ENSO (excluindo a AAO) na precipitação (mm/dia) em DJF, MAM, JJA e SON no período: 1980-2010. 57

**Figura 4.10** – Média Ponderada da diferença da fase positiva e negativa do índice combinada (ENSO + AAO) na precipitação (mm/dia) em DJF, MAM, JJA e SON no período: 1980-2010. 58

## **LISTA DE TABELAS**

Tabela 3.1 – Correlação de Pearson entre as anomalias mensais normalizadas de precipitações e dos Padrões de VBF. Dados mensais do CFSR (1980 a 2010) e do NCAR (1950 a 2010). 28

Tabela 3.2 – Correlação de Pearson entre as anomalias mensais normalizadas de OLR e dos Padrões de VBF. Base de dados mensais do CFSR (1980 a 2010) e do NCAR (1950 a 2010). 28

## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AAO	Oscilação Antártica
CFSR	Climate Forecast System Reanalysis
DJF	dezembro, janeiro e fevereiro
ENSO	El Niño/Oscilação Sul
EOF	Função Ortogonal Empírica
JBN	Jato de Baixos Níveis
JJA	junho, julho e agosto
MAM	março, abril e maio
MAS	Modo Anular Sul
MJO	Oscilação de Madden-Julian
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Center for Environmental Prediction
OLR	Radiação de Onda Longa
PDO	Oscilação Decadal do Pacífico
PNA	Oscilação do Pacífico/América do Norte
PNMM	Pressão ao Nível Médio do Mar
PSA	Padrão Pacífico/América do Sul
PSA1	Modo 1 do Padrão Pacífico-América do Sul
PSA2	Modo 2 do Padrão Pacífico-América do Sul
R1	Primeira Reanálise do NCEP
R2	Segunda Reanálise do NCEP
RMM1	Primeiro modo da rodada da EOF WH04
RMM2	Segundo modo da rodada da EOF WH04
SON	setembro, outubro e novembro
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
VBF	Variabilidade de Baixa Frequência
WH04	Índice de de Wheeler e Hendon
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico do Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

# 1 INTRODUÇÃO

Nos últimos anos as relações entre as oscilações de baixa frequência (atmosféricas e oceânicas) e a variabilidade climática sobre diversas regiões do mundo tem obtido considerável atenção. Na América do Sul têm sido desenvolvidas muitas pesquisas sobre a variabilidade de baixa frequência (VBF), principalmente nas últimas duas décadas. Entretanto, sobre a região Amazônica não se encontram muitos estudos a respeito dessas relações, embora a influência do fenômeno El Niño/Oscilação Sul na precipitação da Amazônia tenha sido bastante discutida na literatura.

A VBF está inserida na escala macro-alfa, com variação espacial de 2.000 a 10.000 km e temporal de semanas a meses, segundo a classificação de Orlanski (1975). Dijkstra e Ghil (2005) dividiram as frequências da VBF, a partir de uma análise espectral feita em diferentes séries temporais, em *intrassazonal* (variando de 1 a 3 meses), *interanual* (de 2 a 2.5 anos), *interdecadal* (possui dois picos na variação, um de 10 a 20 anos e outro de 25 a 35 anos) e *centenal* (entre 100 e 400 anos).

A variabilidade intrassazonal compreende fenômenos como a Oscilação de Madden-Julian (MJO; Madden e Julian, 1971), a variabilidade interanual é principalmente representada pelo El Niño/Oscilação Sul (ENSO; Bjerknes, 1969) e pela Oscilação Antártica ou Modo Anular Sul (AAO ou MAS; Kidson, 1999), a variabilidade interdecadal está associada, entre outras oscilações, à Oscilação Decadal do Pacífico (PDO; Mantua *et al.*, 1997) e os modos 1 e 2 do Padrão Pacífico/América do Sul (PSA1; PSA2; Mo e Ghil, 1987) exibem variações nas escalas de tempo. Estes padrões de VBF modulam a precipitação, via teleconexão, sobre diversas regiões ao redor do globo. Isto explica como anomalias que ocorrem em uma região são associadas a anomalias em regiões remotas, ou seja, os padrões de VBF alteram as condições meteorológicas em diversas partes do globo, como por exemplo, a precipitação sobre a Amazônia.

A Amazônica possui uma gama variada de ecossistemas, de diversidades biológica e étnica, além do que possui grande variação nas condições de superfície e da atmosfera, devido ao seu tamanho, sua topografia, sua localização em ambos os lados do equador e entre dois oceanos adjacentes, Pacífico e Atlântico. Inclui a maior extensão de floresta tropical da Terra, mais de 5.000.000 km<sup>2</sup>, e responde por aproximadamente um quarto das espécies animais e vegetais do planeta. A precipitação anual é em média de 2.300 mm e a descarga média do rio Amazonas no oceano



Atlântico é de aproximadamente 220.000 m<sup>3</sup>/s, o que corresponde a 18% da descarga total de água doce nos oceanos do mundo (Marengo e Nobre, 2009).

A floresta Amazônica desempenha um papel importante na manutenção do equilíbrio dinâmico entre clima e vegetação. Todavia, observa-se que a região vem sofrendo importantes desequilíbrios que podem provocar degradação dos solos e alteração do ecossistema natural. Essa degradação é decorrente do desmatamento provocado pela expansão da fronteira agropastoril, pela exploração irracional de madeiras e pelas atividades de mineração a céu aberto. Atualmente está em construção a Usina Hidrelétrica de Belo Monte sobre o rio Xingu no Estado do Pará, que se será a 3º maior hidrelétrica do mundo, mas que terá impactos ambientais, certamente marcantes. Além destes desequilíbrios antropogênicos, pode-se observar que a região sofre intensas variações no sistema climático devido à atuação dos padrões de VBF.

Entender de que forma a precipitação na região Amazônica é influenciada por padrões de variabilidade de baixa frequência e como estes padrões interagem entre si nas diferentes escalas é de suma importância, pois muitos estudos têm mostrado que os modos intrassazonais e interanuais são intensificados ou enfraquecidos, quando são superpostos por modos de maior frequência. Além disso, os eventos de escalas menores, como os de mesoescala (por exemplo, Linhas de Instabilidade) que ocorrem frequentemente na Amazônia, são modulados pelos padrões de variabilidade de baixa frequência.

Portanto, este estudo objetiva avaliar o efeito individual e combinado dos padrões de VBF sobre a escala sazonal e interanual da precipitação Amazônica. Para tal optou-se pela aplicação de técnicas de análise que vão ponderar os Padrões de VBF com a precipitação na Amazônia.

## 1.1 OBJETIVOS

### 1.1.1 Objetivo Geral

Avaliar as conexões eventualmente existentes entre os padrões de variação de baixa frequência (VBF) nas escalas intrassazonal, interanual e interdecadal e a precipitação da Amazônia.

### **1.1.2 Objetivos Específicos**

As metas específicas para o desenvolvimento desta pesquisa foram:

- 1) Investigar qual a melhor reanálise do NCEP que representa a teleconexão dos Padrões de VBF na precipitação da Amazônia.
- 2) Verificar o comportamento da precipitação e da OLR sobre a Amazônia quando sofre a influência da Oscilação de Madem Julia, do El Niño/Oscilação Sul, da Oscilação Antártica, da Oscilação Decadal do Pacífico e dos modos 1 e 2 do Padrão Pacífico/América do Sul.
- 3) Identificar a influência isolada da AAO, removendo o efeito do ENSO, na precipitação da Amazônia.
- 4) Identificar a influência isolada do ENSO, removendo o efeito da AAO, na precipitação da Amazônia.
- 5) Identificar a influência combinada da AAO e do ENSO na precipitação da Amazônia.

## 2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

### 2.1 CLIMA DA AMAZÔNIA

A liberação do calor latente parece ser a fonte de energia primária, pelo menos para aqueles distúrbios que se originam na zona equatorial. A maioria da liberação de calor latente nos trópicos ocorre devido a sistemas de nuvens convectivas, embora muito da precipitação seja de sistemas de nuvens estratiformes de mesoescala. Na região tropical há uma forte interação entre a convecção cúmulos, os sistemas de mesoescala e a circulação de grande escala. Esta interação possui grande importância para o entendimento dos sistemas de movimento tropical. Além do mais, a distribuição do aquecimento diabático nos trópicos é fortemente influenciada pela variação da temperatura da superfície do mar (TSM) e estas por sua vez são fortemente influenciadas pelos movimentos atmosféricos. O aquecimento diabático associado com a precipitação tropical não conduz somente uma resposta na circulação atmosférica local, mas através da excitação de ondas equatoriais também podem induzir a resposta remota (Holton, 2004).

O entendimento da circulação tropical é de suma importância para a análise do clima da Amazônia, pois os trópicos exibem um papel fundamental na circulação geral da atmosfera. Tradicionalmente a circulação geral tropical consiste da célula de Hadley, que move o ar em ambos os lados do hemisfério em direção ao equador, ar na baixa troposfera, movimento conhecido como a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). A ZCIT é considerada um dos mais importantes sistemas meteorológicos atuando nos trópicos, ela é caracterizada pela presença de acentuada instabilidade atmosférica com movimento ascendente sobre toda a troposfera equatorial, que induz a formação de nuvens convectivas com grande desenvolvimento vertical. A posição sazonal média da ZCIT varia entre 8°N nos meses de agosto e setembro e 1°S em março e abril, devido ao deslocamento aparente do sol. A ZCIT é dinamicamente definida, como uma banda de baixa pressão e convergência dos alísios em baixos níveis dentro do ramo ascendente da célula de Hadley (Ferreira, 2008).

Na costa Atlântica da Amazônia e ao sul da ZCIT, formam-se as linhas de instabilidades. Elas são circulações de mesoescala formadas devido à circulação de brisa marítima e são caracterizadas por possuir grandes conglomerados de nuvens cumulonimbus. Muitos estudos apontam que o período de maior frequência das linhas

de instabilidades foi observado na época em que a ZCIT está mais organizada, nota-se comumente convergência de grande escala muitas horas antes da formação das Linhas de Instabilidades. As linhas de instabilidade são responsáveis pela formação de chuvas próxima à costa do Estado do Pará, Amapá e Amazônia Central e contribuem com 45% da chuva que cai durante o período chuvoso (Cavalcanti, 1982; Cohen *et al.*, 1989).

Nos níveis superiores da atmosfera ao longo de todo o verão do Hemisfério Sul, apresenta uma configuração da Alta da Bolívia. Gutman e Schwerdtfeger (1965) sugeriram que a fonte de aquecimento da Alta da Bolívia está associada ao calor latente devido à convecção e ao calor sensível liberado pelo Altiplano Boliviano. A Alta da Bolívia interage com o Cavado do nordeste brasileiro e com as penetrações dos sistemas frontais sobre o continente (Marengo e Nobre, 2009).

Um padrão importante na circulação equatorial são os ventos alísios, que transportam umidade do Atlântico Tropical para a Amazônia. Quando os ventos alísios encontram os Andes são desviados para o sudeste e, em alguns casos, esse escoamento pode se intensificar e configurar um Jato de Baixo Nível (JBN). Eventos de JBN são caracterizados por velocidades de vento de até 15m/s nos níveis mais baixos (850 a 700 hPa) da troposfera. O JBN transporta umidade da Amazônia, paralelamente aos Andes, em direção ao sul e sudeste do Brasil, à bacia do Prata e ao norte da Argentina. Na ocorrência do JBN, o perfil vertical do vento exhibe ventos máximos em baixos níveis e uma aparente intensificação noturna. Acompanhando o JBN, ocorre frequentemente convecção e precipitação sobre a bacia Amazônica e América do Sul subtropical (Wang e Fu, 2002; Marengo *et al.*, 2008; Espinoza *et al.*, 2011).

Uma banda de nebulosidade com orientações noroeste-sudeste, que se estende desde a Amazônia até o Sudeste do Brasil e frequentemente sobre o oceano Atlântico Subtropical Sul é caracterizada como Zona de Convergência do Atlântico do Sul (ZCAS). A ZCAS está associada ao escoamento de convergência de umidade na troposfera, forma-se ao longo dos jatos subtropicais a leste de um cavado e apresenta um total de chuvas bastante acentuado (400mm/mês), quando está ativa. Embora tais características sejam observadas em todos os verões, ocorrem variações na organização espacial, na intensidade das chuvas e na circulação, que muitas vezes são responsáveis pela ocorrência de eventos severos, alagamentos e deslizamentos de terra no sudeste do Brasil. Por outro lado, a ausência ou supressão da ZCAS pode representar longos períodos de seca ou má distribuição das chuvas sobre grandes áreas do Brasil (Kodama, 1992; Lenters e Cook, 1995; Carvalho e Jones, 2009).

As atuações da ZCIT, das linhas de instabilidade, da alta da Bolívia, dos ventos alísios, do JBN e da ZCAS podem afetar a Região Amazônica, principalmente se estiverem associados à atuação de alguns padrões de VBF, conforme foi observado por Marengo *et al.*, (2008), a respeito do episódio da seca na Amazônia em 2005 que afetou grande parte do sudoeste desta região. Marengo *et al.*, (2008) relacionaram a causa da seca de 2005 à redução da intensidade dos ventos alísios de nordeste, devido a TSM no Atlântico Tropical Norte apresentarem anomalias positivas, responsáveis pelo transporte de umidade para dentro do sul da Amazônia, resultando na redução do desenvolvimento convectivo e de precipitação durante o verão. Os autores também sugeriram que a seca de 2005 pode estar associada à formação de muitos furacões no Atlântico Tropical Norte naquele ano. Este episódio comprometeu a população humana, principalmente os que estavam próximos ao Rio Amazonas e seus afluentes (oeste do Rio Solimões e sudeste do Rio Madeira), pois o nível do rio ficou muito abaixo do nível histórico e a navegação foi suspensa. Em outubro de 2005 as chuvas retornaram, desencadeando em inundações depois de fevereiro de 2006.

## 2.2 VARIABILIDADE DA PRECIPITAÇÃO NA AMAZÔNIA

A estação chuvosa na Amazônia Tropical é rapidamente iniciada por sistemas sinóticos. A variação da frequência e intensidade destes sistemas é modulada pelas condições termodinâmicas de grande escala e por isso controlam a climatologia da estação chuvosa. A precipitação na Amazônia ocorre primeiramente nos aglomerados convectivos organizados e as variações sazonais da frequência destes sistemas determinam a sazonalidade do total mensal de chuva. O começo da estação chuva não requer somente o fornecimento de energia disponível da grande escala, representada pela energia potencial convectiva disponível, mas também por condições dinâmicas, como movimentos de ascensão e cisalhamento do vento para uma liberação eficiente dessa energia (Garstang *et al.*, 1994; Cohen *et al.*, 1995).

Fu *et al.*, (1999) estudaram o perfil instável de desenvolvimento da convecção sobre a Amazônia, observando que sobre o oeste da Amazônia equatorial o aquecimento da superfície terrestre fornece um significativo perfil instável de desenvolvimento convectivo durante o ano todo e assim as variações sazonais da precipitação na região são controladas pela inibição da energia convectiva. Por outro lado, na bacia leste observa-se uma variabilidade temporal do perfil instável de desenvolvimento de

convecção, sendo maior durante o outono austral (estação chuvosa) e menor durante a primavera austral, isto porque na bacia leste há mais umidade durante o outono austral do que na primavera austral. Na parte sul da bacia, os autores observaram que as variações sazonais na temperatura da superfície terrestre têm mais influência devido ao gradiente terra-oceano e às mudanças da circulação de grande escala.

Espinoza *et al.* (2009a) analisaram as Componentes Principais nos dados de runoff em 12 sub-bacias, durante o período de 1974 a 2004, e observaram que a variabilidade interanual explica 33% do total da variância, apresentando um sinal forte e significativo sobre o setor central da bacia em março, abril e maio (MAM), com alto (baixo) runoff durante evento de La Niña (El Niño). A primeira Componente Principal apresenta uma correlação negativa com a TSM no Atlântico Tropical Norte, indicando que a descarga do rio é abaixo do normal quando a anomalias de TSM do Atlântico Tropical Norte estiver acima do normal.

Estudando a variabilidade da precipitação na bacia Amazônica, Espinoza *et al.* (2009b) usaram uma rede de 756 pluviômetros ao longo da bacia Amazônica no período de 1964-2003, usando para tal análises de Componentes Principais durante a estação chuvosa (DJF e MAM). Os autores observaram que a principal variabilidade é nas escalas interanual e decadal, sendo que a escala decadal está associada às mudanças nas intensidades dos jatos de baixos níveis (JBN) ao longo do setor oeste dos Andes, enquanto que a variabilidade interanual está relacionada ao ENSO e ao gradiente da TSM sobre o Atlântico Tropical, atuando mais especificamente sobre o nordeste da bacia Amazônica e no sul do Andes Tropical. A relação entre a variabilidade interanual e sazonal no setor equatorial oeste da bacia Amazônica (0°-5°S, 65°-77°W) destaca-se por uma maior uniformidade da distribuição da chuva durante o ano. Nesta área a variabilidade interanual é três vezes maior que a variabilidade sazonal, enquanto que no sul e leste da Amazônia, ocorre o contrário, a variabilidade sazonal excedendo a variabilidade interanual.

Os estudos sobre a variabilidade espaço-temporal da precipitação na bacia Amazônica têm identificado os setores nordeste (foz do rio Amazonas) e noroeste como regiões particularmente chuvosas (3000 mm/ano). No nordeste as estações do ano MAM e SON são muito diferentes, onde mais de 50% da precipitação anual pode ser medida em MAM, enquanto que menos de 10% ocorre em SON, isto porque este setor é principalmente controlado pelo aporte de umidade do oceano Atlântico. O pico chuvoso do outono austral pode ser relacionado ao aquecimento da TSM do Atlântico Equatorial

e a posição da ZCIT mais ao sul que sua posição média, enquanto que a estação menos chuvosa (primavera austral) se associa ao deslocamento da ZCIT em direção às águas mais quentes no Hemisfério Norte. Por outro lado, no noroeste da bacia Amazônica há uma distribuição sazonal de precipitação mais uniforme, com porcentagem de 25% das chuvas durante cada estação do ano (Espinoza *et al.*, 2009b; Fu *et al.*, 1999, 2001).

A chuva também é abundante próximo à posição média da ZCAS, chegando a mais de 2000 mm/ano no sudeste do Brasil, e diminuindo para os trópicos, com menos de 1500 mm/ano na planície Peru-Bolívia e no Estado de Roraima, que são protegidas dos fluxos de umidade do Atlântico pelo escudo das Guianas. No Estado de Roraima o pico da precipitação é no período de junho a agosto (JJA), e está relacionado ao aquecimento do continente, à TSM do Atlântico tropical e do leste do oceano Pacífico (Espinoza *et al.*, 2009b).

Outro resultado interessante de Espinoza *et al.* (2009b) é a baixa precipitação nas Regiões elevadas dos Andes, em geral menor que 1000 mm/ano, como por exemplo em Jaèn situada a 620 m de altitude e com precipitação média de 700 mm/ano. Porém, existe uma zona chuvosa no sudeste da Amazônia Peruana, por exemplo, na estação de San Gabán (altitude de 820 m) com média de 6000 mm/ano e onde máximos valores que podem ser bastante elevados, como 9000 mm/ano observados em 1967 (Espinoza *et al.*, 2009b; Pulwarty *et al.*, 1998).

Espinoza *et al.* (2009b) analisaram a tendência da precipitação no período de 1964-2003 para as 756 estações pluviométricas distribuídas pelos países da bacia Amazônica e observaram que antes de 1982 a média era de 2296mm/ano e depois a média passou a de 2160mm/ano. Por outro lado, na escala sazonal exibe tendência mais relevante, a chuva diminui claramente em JJA e SON durante o período de 1975-2003. Em outras palavras, a diminuição da precipitação anual é devida à forte tendência negativa observada em JJA e SON no extremo noroeste de bacia Amazônica.

Salati *et al.*, (1978) calculou uma precipitação média de 2400 mm/ano no setor central da bacia Amazônica. Marquez *et al.* (1980) e Fisch *et al.* (1998) calcularam uma média de 2300 mm de chuva na bacia Amazônica brasileira. Marengo e Nobre (2001) encontraram valores entre 2000 e 2200 mm para toda a bacia Amazônica, enquanto que Callède *et al.* (2008) reportaram uma chuva média anual de 2230 mm na bacia Amazônica, corrente abaixo de Óbidos. Marengo, (2004) observou séries de precipitações de diferentes fontes de dados do período de 1949 a 1999 e identificou tendências negativas de precipitação por toda a bacia Amazônica, enquanto que em

níveis regionais há uma tendência positiva (negativa) no sul (norte) da Amazônia. Ele também identificou, através de análises espectrais, que o norte da Amazônia possui variações na escala tempo interanual e decadal, enquanto o sul da Amazônia possui variação apenas na escala decadal.

Liebmann e Marengo, (2001) analisaram a climatologia da região e identificaram que a precipitação varia em mais de 50% sobre a Amazônia Brasileira. O sul, leste e extremo norte oscilam em menos de 2.000mm/ano e o noroeste, onde a elevação orográfica é mais efetiva, oscila para mais de 3000mm/ano. O segundo máximo é próximo à foz do Rio Amazonas, o qual é devido à convergência noturna dos alísios de leste com a brisa terrestre.

### 2.3 PADRÃO DE VARIABILIDADE DE BAIXA FREQUÊNCIA NA ESCALA INTRASSAZONAL

No início da década de 70, Madden e Julian (1971, 1972, 1994) aplicando uma análise espectral aos dados tropicais de radiossondagens, detectaram e documentaram oscilações no campo do vento da atmosfera tropical, com períodos de 40 a 50 dias. Estas oscilações passaram posteriormente a ser denominadas *Oscilação de Madden-Julian* (MJO), a qual consiste de um mecanismo de escala planetária com distúrbios na convecção profunda e na circulação dos trópicos, com propagação para leste ao longo do equador, com um ciclo completo ao redor do globo em aproximadamente 30 a 60 dias.

A MJO é o modo equatorial mais importante na escala intrassazonal, com impactos nas distribuições anômalas de precipitação nos trópicos e nas latitudes subtropicais (Kayano *et al.*, 2009). Segundo Kayano e Kousky (1999), a escala temporal da MJO condiciona seus impactos mais marcantes em áreas de estações chuvosas curtas, como no nordeste do Brasil, no sudeste da África e no nordeste da Austrália. Além destas áreas, De Souza e Ambrizzi (2006) e De Souza *et al.* (2005) observaram uma modulação na precipitação intrassazonal sobre o leste da Amazônia associada à MJO.

De Souza *et al.* (2005) estudaram a variabilidade intrassazonal sobre o leste da Amazônia e nordeste do Brasil, durante a estação chuvosa de outono. A precipitação nestas regiões é modulada por anomalias da TSM do oceano Pacífico e do oceano Atlântico. Desta maneira, os autores caracterizaram os cenários desfavoráveis



(favoráveis) para a precipitação sobre o leste da Amazônia e nordeste do Brasil, como a ocorrência simultânea de El Niño (La Niña) e o gradiente intertropical da TSM do Atlântico apontando para o norte (sul), os quais apresentaram 16 (11) eventos. A escala intrassazonal apresentou uma banda orientada no sentido noroeste-sudeste sobre a porção sul do leste da Amazônia e do nordeste brasileiro, que ocorreu de 30% a 40% do total da variância da precipitação no outono. As ZCAS ou sistemas frontais apresentam as maiores porcentagens do total pluviométrico contidos na banda intrassazonal. A análise da Função Ortogonal Empírica (EOF) mostrou que a variabilidade intrassazonal é explicada por 26,7% do total da variância. O oeste do nordeste brasileiro, o sul e o leste do leste da Amazônia apresentaram campos negativos da EOF aplicada nas anomalias de precipitação, indicando intensificação da precipitação nestes setores.

De Souza e Ambrizzi (2006) descreveram a variabilidade da precipitação intrassazonal sobre o Brasil tropical e associaram-na com a estrutura dinâmica, através uma análise de 15 anos de dados (1987-2001). A técnica de Ondeleta utilizada mostrou picos significantes no período de 30-70 dias, particularmente no sudeste da Amazônia e norte-nordeste do Brasil. Em escala global, a MJO é o principal mecanismo atmosférico que modula as variações pluviométricas na escala de tempo intrassazonal no leste da Amazônia e nordeste do Brasil. Em escala regional, o estabelecimento do desenvolvimento de uma banda de convecção quase estacionária na maior parte do leste da Amazônia e nordeste brasileiro foi desencadeado pela manifestação simultânea da ZCAS e da ZCIT, que favorece as anomalias positivas máximas de precipitação, durante picos de eventos intrassazonais.

Vitorino *et al.* (2006) estudaram a variabilidade atmosférica a partir da radiação de onda longa emitida (OLR) e da vorticidade relativa sobre a América do Sul, usando funções de Ondeletas Complexas de Morlet, no período de 1979 a 1996. O foco deste estudo foi analisar as variações espaciais nas escalas intrassazonais e submensais. A dinâmica da vorticidade relativa na oscilação intrassazonal (25-45 dias) indicou uma possível correlação com as ondas de Rossby sobre o leste do oceano Pacífico tropical, principalmente durante o verão. O padrão espacial da energia máxima de Ondeletas da OLR, associado com a MJO são maiores sobre a Indonésia, o Pacífico Equatorial Central, a Zona de Convergência do Pacífico Sul, o nordeste e o sudeste do Brasil, durante o verão, onde há presença de Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis, ZCAS e sistemas frontais. Embora não explicado pelos autores, pode-se observar em seus resultados que a MJO atua sobre a Amazônia, pois o padrão espacial da energia máxima

de Ondeletas da OLR, durante o verão, apresenta o sinal mais intenso da MJO dentre todas as estações do ano sobre os setores leste e extremo norte da Amazônia. No outono, a magnitude do sinal diminui, porém ainda se observa a influência sobre os mesmos setores da Amazônia. O inverno não apresenta sinal sobre a Amazônia e na primavera o sinal volta a aparecer, sendo mais forte que no outono e se estendendo sobre o centro leste da Amazônia.

## 2.4 PADRÕES DE VARIABILIDADE DE BAIXA FREQUÊNCIA NA ESCALA INTERANUAL

A variabilidade do clima na escala interanual representa significativa contribuição para a variância da precipitação em diversas regiões do Brasil e, embora essa contribuição seja geralmente menor do que a da variabilidade sinótica e da intrassazonal, ela representa um importante modulador da precipitação nas frequências mais altas. A principal fonte de variabilidade climática interanual global é o fenômeno El Niño - Oscilação Sul (ENSO), mas outros modos de variabilidade como o Modo Anular Sul (MAS) ou Oscilação antártica (AAO), aqui será denominado como Oscilação antártica (AAO), são modos dominantes de variabilidade do Hemisfério Sul (Grimm, 2009).

### 2.4.1 El Niño - Oscilação Sul

Este fenômeno é uma oscilação acoplada oceano-atmosfera que produz alterações interanuais na temperatura da superfície do mar, na pressão do ar em superfície e na circulação atmosférica no Pacífico Equatorial (Bjerknes, 1969). As fases positiva e negativa dessa oscilação são denominadas episódios El Niño e La Niña, respectivamente, com reflexos em muitos lugares do planeta, incluindo no Brasil.

Malhi e Wright (2004) analisaram os padrões espaciais no clima das regiões de floresta tropical e observaram que a variabilidade interanual na precipitação apresenta uma forte correlação inversa com o ENSO nas regiões de floresta tropical (não apresentam defasagem no tempo), apresentando menos precipitação durante eventos de El Niño. As florestas tropicais das Américas e da Ásia apresentam uma forte resposta ao ENSO, sendo que a maior correlação inversa (redução de precipitação durante eventos de El Niño) foi encontrada no nordeste da Amazônia e em uma faixa que vai de Bornéu

a Nova Guiné, enquanto fracas correlações positivas (aumento da precipitação durante eventos de El Niño) foram encontradas nos extremos norte e sul da Amazônia.

Grimm (2011) revisou a influência do fenômeno ENSO nos aspectos climatológicos da América do Sul. A variabilidade interanual da precipitação sobre a América do Sul foi identificada através da Análise de Componentes Principais na precipitação, para o período de 1961-2000. Durante o outono, estação chuvosa no nordeste do Brasil e na maior parte do norte da América do Sul, o primeiro modo da Componente Principal (maior variância) representa o ENSO e a variabilidade anual da precipitação mostra uma forte anomalia positiva (negativa) sobre o nordeste (noroeste e sudeste) da América do Sul associada ao fenômeno La Niña. Durante o verão, estação chuvosa na maior parte da América do Sul devido ao regime de monção, o primeiro modo da Componente Principal representa um tripolo de anomalias de precipitação opostas entre o centro-leste do Brasil, sudeste e noroeste (mais ao norte do equador) da América do Sul, próximo à posição climatológica da ZACS, e explica a maior parte da variância. Estas anomalias ocorrem devido à influência da atmosfera no oceano e não o inverso, isto porque os processos locais da interação superfície-atmosfera são mais importantes que as forçantes remotas.

Liebmann e Marengo (2001) estudaram a variabilidade interanual da estação chuvosa na bacia Amazônica brasileira, a partir da relação da TSM no Pacífico e Atlântico Tropicais. Eles observaram que durante o fenômeno El Niño há um déficit na precipitação amazônica em DJF. A correlação entre a chuva e Niño3.4 mostrou duas áreas distintas de correlação negativa, no setor central-leste e norte-noroeste da bacia Amazônica. A correlação na bacia norte-noroeste diminui à medida que o índice localizado mais a leste são usados (Niño1+2, Niño3), enquanto o máximo (mínimo) na bacia central-leste ocorre quando a chuva é correlacionada com o índice Niño3 (Niño4). As correlações no setor central-leste e norte-noroeste da bacia Amazônica são grandes e negativas quando o Niño1+2 é correlacionado com as precipitações de maio a julho.

Espinoza *et al.*, (2009b) estudaram a variabilidade interanual da precipitação na bacia Amazônica, entre o período de 1964-2003 e observaram que a Análise da segunda (terceira) Componente Principal representa a variabilidade interanual em DJF (MAM), o que explica 13% (10%) da variância da precipitação. Os anos de 1970, 1984-85-86, 1989 e 1995 apresentaram fortes valores positivos da Componente Principal e muitos destes anos estiveram associados a episódios de La Niña. Os anos de 1983, 1992-93, e 1998 apresentaram anomalias negativas na precipitação e estiveram associados a

episódios de El Niño. A média da precipitação para toda a bacia é de 2200mm/ano, o máximo valor foi em 1975 (durante um ano de La Niña) apresentando 2460mm e o mínimo valor foi em 1992 com 1815mm (durante um evento de El Niño).

Kousky *et al.*, (1984) detalhou como o ENSO influencia na região Amazônica. Durante o fenômeno El Niño o deslocamento da célula de Walker, para leste, tem influência sobre o NE do Brasil e parte da Amazônia, regiões que ficam sobre o ramo descendente dessa célula e por isso apresentam inibição na formação da precipitação. Por outro lado, durante o fenômeno La Niña há aumento no volume de precipitação sobre a área norte do Brasil, pois ocorre a intensificação da célula de Walker e os alísios ficam mais intensos do que o normal.

#### **2.4.2 Modo Anular Sul ou Oscilação Antártica**

Este padrão é um dos modos dominantes de variabilidade da circulação da troposfera no Hemisfério Sul e é caracterizado por anomalias da pressão centradas sobre a Antártica e anomalias de sinais opostos nas bandas circumpolares em 40-65°S. A fase positiva da AAO está associada com anomalias negativas (positivas) da altura geopotencial sobre a Antártica (em médias latitudes), o que indica a presença de baixas (altas) pressões ao nível médio do mar. Durante a fase positiva, os sistemas transientes (por exemplo, ciclones extratropicais e frentes frias) comumente encontrados nas latitudes médias são deslocados para as regiões próximas a Antártica. Por outro lado, durante a fase negativa da AAO (padrão inverso ao encontrado na fase positiva) são encontrados ciclones extratropicais e frentes frias com maior frequência nas latitudes médias (Kidson, 1999; Garreaud *et al.*, 2008; Cavalcanti e Ambrizzi, 2009).

O índice desta oscilação foi proposto por Gong e Wang (1999) com o intuito de quantificar os regimes climáticos no Hemisfério Sul, similarmente com os do Hemisfério Norte – Oscilação Ártica e Oscilação do Pacífico Norte. A definição foi feita através da diferença da média zonal normalizada de pressão ao nível médio do mar (PNMM) entre 40°S e 65°S ( $IAAO = P_{40^{\circ}S} - P_{65^{\circ}S}$ ). Os autores encontram que a AAO é observada por todo o ano, com a menor (maior) variância em março 17.2% (dezembro 33,1%).

Silvestri e Vera (2003) mostraram através de mapas de correlação entre o índice da AAO e anomalias de precipitação bimensal, que as regiões entre 10°S a 15°S da América do Sul, apresentam correlações significativas em setembro e novembro,

enquanto que Garreaud *et al.*, (2008) analisaram a média da precipitação na fase positiva da AAO e observaram significantes anomalias de precipitação sobre o sul do Chile, sendo as maiores encontradas em 40°S e ao longo da costa leste subtropical do continente. Embora Garreaud *et al.* (2008) não comente em seus estudos a influência da AAO sobre a Amazônia, suas figuras indicam anomalias positivas de precipitação associadas à fase positiva da AAO sobre o setor central e nordeste da Amazônia.

## 2.5 PADRÃO DE VARIABILIDADE DE BAIXA FREQUÊNCIA NA ESCALA INTERDECADAL

Estudos recentes demonstram a existência de modos de variabilidade climática de baixa frequência com escalas decadal a decenal, que apresentam importantes teleconexões climáticas. Os modos de variabilidade que ocorrem nos oceanos Pacífico e Atlântico, superpostos aos modos interanuais (por exemplo, ENSO e AAO) e intrasazonais (por exemplo, Oscilação Madden-Julian) podem alterar os efeitos em algumas regiões do globo, inclusive na América do Sul (Kayano e Andreoli, 2009).

As causas da variabilidade decenal no Pacífico Norte têm sido atribuídas à variabilidade interna da atmosfera, pela interação oceano-atmosfera ou por teleconexões tropicais-extratropicais. A indisponibilidade de dados observacionais com séries suficientemente longas e as limitações dos modelos são os principais fatores que dificultam um melhor entendimento dessa escala da Variabilidade de Baixa Frequência (VBF - Kayano e Andreoli, 2009).

Em busca de um melhor entendimento desta escala de variabilidade e sua conexão com a Amazônia, tem sido estudados alguns padrões da variabilidade de baixa frequência atuantes no oceano Pacífico, como por exemplo, a Oscilação Decadal do Pacífico.

### 2.5.1 Oscilação Decadal do Pacífico

Mantua *et al.* (1997) identificaram e definiram a Oscilação Decadal do Pacífico (PDO – sigla em inglês) através da análise de Funções Ortogonais Empíricas não rotacionadas de séries de TSM não filtradas e de dados de PNMM o setor do Pacífico ao norte de 20°N. Eles definiram a PDO como um padrão que apresenta um enfraquecimento (uma intensificação) da Baixa das Aleutas e águas superficiais mais

quentes (frias) que o normal no Pacífico Norte Central/Oeste e mais frias (quentes) do que o normal ao longo da costa oeste dos Estados Unidos das Américas e sobre o Pacífico Tropical Leste e Central, durante a fase fria (quente). Esta oscilação faz parte de uma variabilidade com escala temporal de decadal a decenal no Pacífico tropical e nas médias latitudes.

Gershunov e Barnett (1998) estudaram a modulação interdecadal na teleconexão do ENSO a partir de dados de PNMM, no domínio de 20°-70°N, e da precipitação nos Estados Unidos da América, no período de 1933 a 1993. Os autores analisaram o inverno boreal (janeiro, fevereiro e março), que é o período mais estacionário do sinal do ENSO; dentre os 61 invernos da série de dados deste estudo, 27 estiveram sob a combinação ENSO e PDO. Os autores encontraram que, durante os invernos boreais com El Niño, a Baixa das Aleutas encontra-se anormalmente profunda e a anomalia da PNMM desta área se estende e diminui em direção ao sudeste da costa oeste dos Estados Unidos da América. Durante os invernos com La Niña, os autores evidenciaram um padrão inverso, com as anomalias positivas de PNMM no Pacífico Norte não centradas na posição climatológica da Baixa das Aleutas, mas sim deslocadas para o mar de Bering e ao longo da costa oeste dos Estados Unidos da América, apresentando ainda uma anomalia de baixa pressão moderadamente significativa sobre o centro dos Estados Unidos da América.

Kayano e Andreoli (2007) mostraram os padrões de anomalias de precipitação na América do Sul, nas condições estratificadas extremas do ENSO, de acordo com a fase positiva, negativa e normal da PDO, em três períodos do ano. De novembro a dezembro, os anos de El Niño e da fase positiva da PDO apresentaram anomalias negativa (positivas) de precipitação sobre o norte, noroeste e nordeste da América do Sul (Sul e sudeste da América do Sul, Equador, Uruguai costa norte do Peru e nordeste da Argentina), o que corrobora com Paegle e Mo (2002). Em janeiro e fevereiro observaram o enfraquecimento considerável das anomalias positivas de precipitações, as quais se tornaram negativas sobre o noroeste e norte da América do Sul, enquanto que as anomalias negativas sobre o nordeste do Brasil passaram a serem fracas anomalias positivas. Em março e abril as significativas anomalias negativas permanecem sobre o noroeste e norte da América do Sul, enquanto que anomalias menos intensas são encontradas nos outros setores.

Kayano e Andreoli (2007) exibiram os compostos de anomalia de precipitação média dos anos de La Niña e da fase negativa da PDO. Em novembro e dezembro

apresentaram precipitações acima do normal no noroeste-norte da América do Sul e leste do Brasil, durante janeiro e fevereiro as significativas anomalias de precipitação positiva no norte da América do Sul, intensificam-se e expandem para o noroeste, ocupando uma grande área da foz do rio Amazonas até o oeste da Colômbia e norte do equador. Em uma extensa área a leste do Brasil, aproximadamente entre 5°S e 22°S (localização continental da ZCAS) apresentam significativas anomalias negativas. Em março e abril, os setores oeste e sul da América do Sul apresentam padrões de anomalias de precipitação negativa, com significantes valores sobre a Bolívia e Uruguai, e anomalias positivas na maior parte das áreas remanescentes (Kayano e Andreoli, 2007).

A PDO esteve na fase fria durante os anos de 1900 a 1924, de 1947 a 1976 e na fase quente durante os anos de 1925 a 1946 e de 1977 a 1999. As mudanças de polaridade da PDO (da fase fria para a fase quente) resultaram em mudanças no regime de precipitação ao redor da bacia Amazônica, onde somente o setor leste da bacia Amazônica apresentou chuva acima do normal e o restante das áreas da Amazônia recebeu chuvas abaixo do normal. Além disso, mudanças na circulação e no oceano depois da fase fria de 1947 a 1976 sugerem que o aquecimento do Pacífico Tropical central e leste têm um papel importante na diminuição da precipitação no norte da Amazônia, devido a eventos de El Niño mais frequentes e intensos durante períodos relativamente secos na fase quente de 1977-99 (Mantua *et al.*, 1997; Marengo, 2004; Garreaud, 2008).

## 2.6 PADRÃO DE VARIABILIDADE DE BAIXA FREQUÊNCIA QUE VARIA EM DIFERENTES ESCALAS.

### 2.6.1 Padrão Pacífico América do Sul

Um dos padrões bem identificados no estudo da variabilidade de baixa frequência nas latitudes extratropicais é o padrão Pacífico – América do Sul (PSA), que conecta o setor tropical da Indonésia/Pacífico com a América do Sul, em um padrão semelhante ao Pacífico – América do Norte (PNA). O padrão PNA é o modo tropical do Hemisfério Norte, representado por um trem de ondas que se estende do Pacífico tropical para dentro da América do Norte e possui grande impacto na circulação e nas anomalias de precipitação sobre a América do Norte (Wallace e Gutzler, 1981; Mo e

Livezey, 1986; Barnston e Livezey, 1987). O padrão PSA, em contrapartida, é referente ao Hemisfério Sul e modula a circulação e as anomalias de precipitação sobre a América do Sul.

Mo e Ghil (1987) examinaram anomalias persistentes no Hemisfério Sul usando Funções Ortogonais Empíricas e observaram um trem de ondas do Pacífico Central para a Argentina com grandes amplitudes, o que eles chamaram de padrão PSA. Szeredi e Karoly (1987a,b) examinaram teleconexões no Hemisfério Sul usando dados de estações meteorológicas e encontraram outro padrão de trem de onda com condução zonal com o padrão PSA. Mo e Peagle (2001) definiram o padrão encontrado por Mo e Ghil (1986) como o modo PSA1 e o encontrado por Szeredi e Karoly (1987a,b) como modo PSA2.

O padrão PSA é a superposição de dois modos (PSA1 e PSA2) que representam uma onda zonal de número de onda 3, bem definido como um trem de onda do Pacífico Tropical e Oceano Índico para a América do Sul (Mo e Peagle, 2001). Os modos do PSA são campos únicos da variabilidade atmosférica no Hemisfério Sul, eles têm impacto substancial nas anomalias de precipitação sobre a AS e são as principais componentes da EOF nas bandas intrassazonais e interanuais.

O padrão do PSA exibe variações consideráveis nas diversas escalas de tempo, da intrassazonal a decadal. Na escala de tempo decadal, a intensidade do PSA1 está relacionada às anomalias de TSM sobre o centro e leste do Pacífico, na escala de tempo interanual o PSA1 representa a resposta atmosférica ao deslocamento para leste da convecção tropical relacionada com o ENSO, além de associar os padrões de precipitação que se assemelham ao ENSO. Enquanto o modo PSA2 está associado a uma oscilação quase bienal do ENSO, com um período de 22 a 28 meses, apresentando uma forte conexão durante a primavera austral (Kidson, 1988a, b; Karoly, 1989; Kiladis e Mo, 1998; Mo, 2000; Mo e Peagle, 2001).

Mo e Higgins (1998) estudaram a evolução dos dois modos do PSA, através de uma análise de composto de anomalias de linhas corrente em 200 hPa e de radiação de onda longa. Os autores observaram que depois de o escoamento deixar uma categoria dos eventos, o caminho mais provável pode ser resumido da seguinte forma:

(+) PSA 1 → (+) PSA 2 → (-) PSA 1 → (-) PSA 2 → (+) PSA 1



onde o padrão do escoamento evolui de um modo do PSA para outro, de maneira que pode se tornar estacionário por algum tempo e em seguida se propagar para leste novamente. Em alguns casos o escoamento não pertence a nenhum modo do PSA depois de sair de um dos modos. Por exemplo, depois que o escoamento deixa de ser negativo no PSA2, pode ir para o próximo modo do PSA imediatamente ou pode não ter grande projeção em qualquer modo do PSA por algum tempo, estatisticamente o próximo padrão do PSA que ocorre comumente é o PSA1. O tempo de transição médio de uma categoria para a outra é de 4.9 dias (Mo e Higgins, 1998). Mo e Peagle (2001) mostraram que a evolução dos modos do PSA apresenta uma intensa convecção a leste do oceano Índico e oeste do Pacífico, que se propaga para o Pacífico central acompanhado por um trem de ondas que se origina nessas áreas de intensa convecção.

Mo e Paegle (2001) analisaram através da análise da Função Ortogonal Empírica nas médias sazonais, das anomalias de altura em 500hPa, que os modos do PSA1 e PSA2 explicam 13 e 11% do total da variância na banda interanual, respectivamente. Enquanto, Mo e Higgins (1998) através da análise da Função Ortogonal Empírica em anomalias de linhas de corrente no inverno do Hemisfério Sul, encontraram que o PSA1 explica 7,2% e o PSA2 explica 6,9% da variância na banda de baixa frequência (período maior que 10 dias).

Mo e Paegle (2001) analisaram o padrão espacial das correlações entre a Componente Principal da altura geopotencial média, em 500hPa, do PSA1 e das anomalias da TSM, eles encontraram correlações negativas (positivas) sobre o padrão na forma de ferradura do cavalo (o oceano Índico, Atlântico sul e costa oeste da América do Norte), com maiores valores durante a primavera e verão (o ano todo). O oceano Índico apresenta correlação positiva na primavera e no outono, porém é mais forte na primavera. O centro leste do Pacífico e Atlântico Sul também apresentam correlações positivas, porém mais ao sul apresentam correlações negativas. O padrão do PSA2 na primavera é muito similar com o PSA1 no mesmo período ao sul de 10°N, exceto, por apresentarem correlações mais fortes sobre o oceano Índico e Atlântico Sul e mais fracas no centro do Pacífico.

Estudo de Mo e Paegle (2001), associado aos modos do PSA e aos campos de chuva sobre a América do Sul mostrou que durante a influência do PSA1 no verão há um déficit (excesso) de precipitação sobre o norte (sudeste) da América do Sul, este padrão é a resposta atmosférica ao ENSO. Durante a influencia do PSA2 apresentou um

padrão de dipolo nas chuvas, com anomalias fora de fases na extensão da ZCAS, do centro da América do Sul até o Atlântico e nas planícies subtropicais centrada em 35°S.

Embora não tenha sido explicada na literatura a influência do padrão PSA sobre a Amazônia, as figuras de Mo e Higgins (1998) e Mo e Peagle (2001) indicam que esta influência existe. Mo e Higgins (1998), através do mapa da composição da diferença entre a fase positiva e negativa das anomalias de linhas de corrente em 200hPa, mostraram que durante o PSA1 (PSA2) as anomalias de linhas de corrente permaneceram atuantes no leste e sudoeste (sudeste) da Região Amazônica, com velocidade da ordem de  $5 \times 10^6$  m/s. Mo e Pegle (2001) mostraram através de composição da precipitação entre a diferença das fases positiva e negativa dos modos PSA1 e do PSA2 para o período de dezembro a março e junho a setembro, que a primeira composição mencionada mostrou anomalias negativas (positivas) de precipitação no norte (sudeste) da Amazônia durante o PSA1 e anomalias negativas de precipitação sobre toda a Amazônia durante o PSA2, enquanto que a segunda composição mostrou anomalias negativas de precipitação no lado oeste (em uma banda orientada no sentido noroeste-sudeste) da Amazônia durante o PSA1 (PSA2).

## 2.7 INTERAÇÃO ENTRE OS PADRÕES DE VARIABILIDADE DE BAIXA FREQUÊNCIA EM DIFERENTES ESCALAS.

O entendimento das flutuações climáticas requer um complexo misto de análise integrada da modelagem e da reconstrução de variáveis. O sistema climático é intrincado não apenas porque ocorre uma grande quantidade de processos e mudanças, mas porque componentes agem em escalas diferentes e interagem de uma forma não linear. Por exemplo, o ciclo diurno observado na troposfera representa rápidas reações às mudanças na fonte de calor, enquanto que nos oceanos, grandes oscilações no calor podem ocorrer em escalas de meses a anos. Isto evidencia que o sistema climático age em escalas de tempo muito maiores (Bigg, G. R. 2003).

O ENSO tem apresentado significativas oscilações climáticas em escalas de tempo variadas, o que pode estar relacionado a modulações nas interações oceano-atmosfera exercidas por interações entre padrões como a MJO, a AAO, o PSA e a PDO.

A modulação do ENSO na MJO apresenta um sinal quando se analisa o sinal interanual da MJO. A MJO apresenta uma propagação com sinais intensos quando há a ocorrência simultânea de um episódio de La Niña de intensidade fraca ou de El Niño de

intensidade neutra. Por outro lado, a MJO apresenta uma propagação fraca ou inexistente quando está associada a um episódio de El Niño forte.

Carvalho *et al.* (2005) estudaram a relação da AAO na propagação da MJO e na influência do ENSO, durante o verão austral, através de análise de composição da TSM, do vento zonal em 200hPa e da radiação de onda longa. Os resultados mostraram que a fase negativa (positiva) da AAO é dominada quando as anomalias da TSM no Pacífico equatorial central estão acima (abaixo) de  $+0.8^{\circ}\text{C}$  ( $-0.6^{\circ}\text{C}$ ), além do que a convecção e as anomalias de circulação, assemelham-se as fases El Niño (La Niña) do ENSO. Os autores indicam que o começo da fase negativa da AAO está relacionado com a propagação da MJO e durante a fase positiva da AAO ocorre a supressão da atividade convectiva sobre a Indonésia. Esta hipótese é proposta por Carvalho *et al.* (2005), isto é, que o desenvolvimento de convecção no Pacífico Central Tropical está relacionado com o El Niño ou com a propagação para leste da MJO ou a combinação de ambos os fenômenos que modulam a circulação no Hemisfério Sul durante o trimestre DJF.

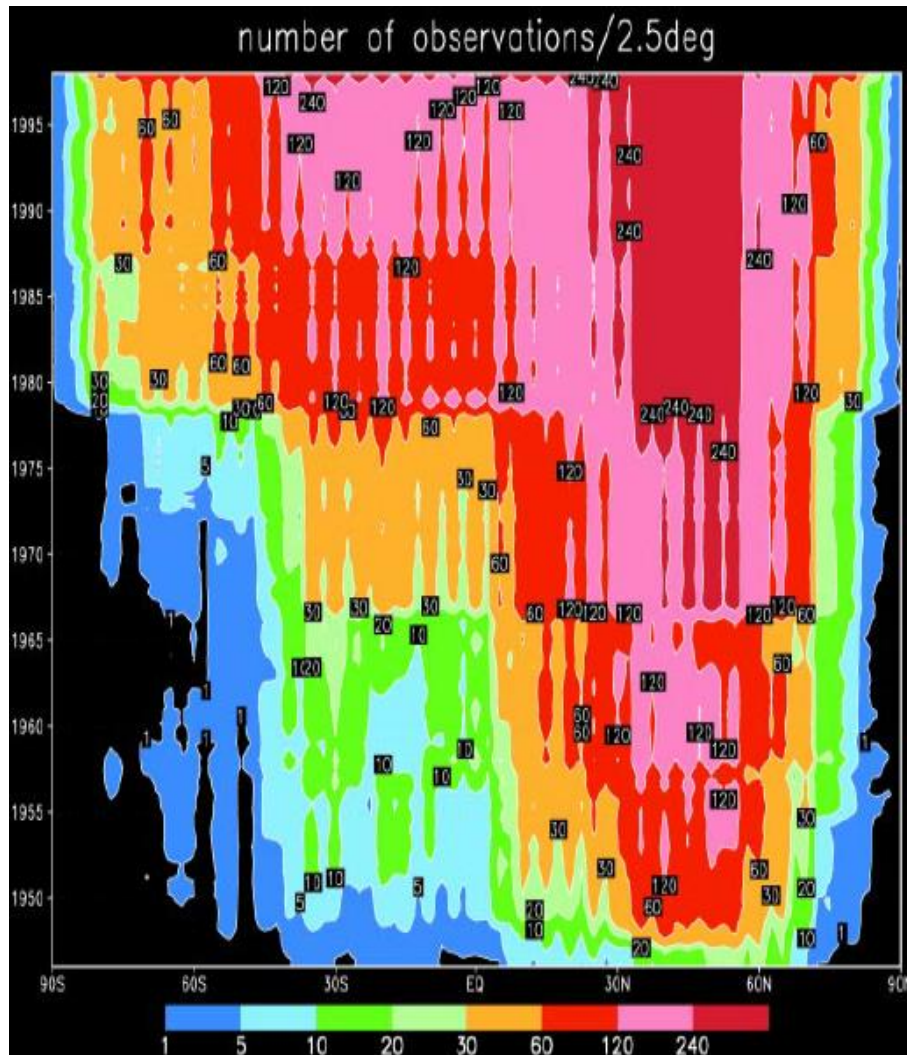
Além disso, Carvalho *et al.* (2005) indica que a variação das fases do ENSO pode influenciar no número de dias da fase da AAO, isto porque os padrões de teleconexão são muito sensíveis às anomalias de TSM no Pacífico Tropical. A relação ENSO e AAO foi estudada por Pohl *et al.* (2010) que observaram correlações negativas entre eles, isto porque os eventos de El Niño (La Niña) tendem a coincidir com a fase negativa (positiva) da AAO.

Mo e Peagle (2001) encontraram associações entre o PSA e o ENSO, observando mapas de correlação entre as anomalias de TSM e os modos do PSA. Na associação entre ENSO e o modo PSA1, há um típico sinal do ENSO com pouca variabilidade sazonal. Por outro lado, na associação entre ENSO e o modo PSA2, a variância mensal exibiu um ciclo sazonal mais definido, com a menor (maior) variância em março (setembro). Os autores observaram que durante o ENSO, o padrão PSA1 ocorre com mais frequência e ressaltaram uma relação direta entre ENSO e PSA1. Quando a forçante relacionada às anomalias de TSM do ENSO está forte e persistente a resposta do modo PSA1 também é forte e persistente, indicando que o modo PSA modula as anomalias persistentes em médias latitudes sobre o Hemisfério Sul. Na escala intrassazonal, os modos do PSA são modulados pela convecção tropical de verão e inverno, estes modos contêm sinais da MJO. Na relação PSA e MJO, o nordeste do Brasil se apresenta comumente mais seco quando a convecção é intensificada sobre o Oceano Índico e são encontradas anomalias positivas de OLR sobre o oeste do Pacífico.

Gershunov e Barnett (1998) estudando a modulação interdecadal na teleconexão do ENSO observaram que o sinal do El Niño (La Niña) é forte e estável durante a fase positiva (negativa) da PDO e, na combinação contrária, o sinal tende a ser espacialmente instável e fraco. A área da Baixa das Aleutas é sensível à fase do ENSO e sua magnitude pode se reduzir durante a associação do El Niño e fase negativa da PDO ou da La Niña e fase positiva da PDO. Apesar da riqueza de mecanismos entre a associação do ENSO e da PDO, ainda não está claro se a PDO modula a frequência e/ou a amplitude do ENSO.

## 2.8 AS REANÁLISES DO NATIONAL CENTERS FOR ENVIRONMENTAL PREDICTION (NCEP).

Kistler *et al.* (2001) fizeram uma discussão sobre os dados das reanálises, eles dividiram a evolução do sistema de observação global em três períodos: o período “inicial” que abrange os anos de 1940 a 1957 (quando as primeiras observações do ar em altos níveis foram estabelecidas), o período de “rede moderna de radiossondas” de 1958 a 1978 e o período de “satélites modernos” de 1979 ao tempo presente. A Figura 2.8 exibe a média zonal de todos os tipos de observações em uma grade de 2.5° de latitude e de 2.5° longitude (período de 1946 a 1998), para a construção desta figura o autor aplicou uma média móvel de 12 meses. Pode-se notar que de 1946 a 1980 o Hemisfério Sul apresentava uma média de 60 observações por mês, enquanto que com a inserção de dados de satélite a partir de 1979 estes dados aumentaram consideravelmente, para até 240 observações por mês.



**Figura 2.8** – Média Zonal da quantidade de todos os tipos de observação em uma caixa de 2.5° de latitude e longitude. Fonte: Kistler *et al.* (2001).

A reanálise do National Centers for Environmental Prediction – National Center for Atmospheric Research (NCEP – NCAR; Kalnay *et al.*, 1996) foi desenvolvida no começo dos anos 1990 com o objetivo de obter dados históricos através de um modelo state-of-the-art e de um sistema de assimilação de dados. Apesar de ser a mais conhecida entre as reanálises do NCEP apresentou bastantes problemas, que foram documentados por Kanamitsu *et al.* (2002). Para a correção de alguns destes dados, Kanamitsu *et al.* (2002) produziu a segunda reanálise (R2) e na busca no aperfeiçoamento o NCEP recentemente desenvolveu um novo produto de reanálise, o Climate Forecast System Reanalysis (CFSR; SAHA *et al.*, 2010) que aprimorou a assimilação de dados e a modelagem, através do acoplamento de um esquema de

superfície de 4 camadas no solo (Ek *et al.*, 2003) e, principalmente, um acoplamento de um sistema de modelagem oceânica do Geophysical Fluid Dynamics Laboratory e Modular Ocean Model versão 4 (Griffies *et al.*, 2004).

Com esse aprimoramento entre as reanálises do NCEP, Saha *et al.* (2010) utilizaram todas as reanálises do NCEP (R1, R2 e CFSR) para mostrar qual apresentava o melhor coeficiente de correlação entre a precipitação e a temperatura da superfície do mar sobre o Pacífico Tropical Oeste. Eles observaram que a melhor correlação temporal (removido o ciclo sazonal) foi a do CFSR, que não apresentou defasagem no tempo e esta consistente com os dados observacionais. Isto indica uma confiabilidade ao utilizar dados do CFSR para a latitude tropical.

Silva *et al.* (2011) fizeram uma comparação entre dados de precipitação provenientes das reanálises do NCEP e de dados observacionais. Eles observaram que dentre o período de 1979 a 2006 o CFSR apresentou uma notável melhoria nos padrões de precipitação de grande escala, quando comparado as duas reanálises anteriores disponibilizadas pelo NCEP. Apesar destas melhorias, foi observada uma tendência na intensidade e frequência dos eventos de precipitação, como na foz do rio Amazonas e na costa leste do nordeste brasileiro, onde o CFSR não capturou a intensidade e frequência da precipitação induzida pelo sistema terra-mar-briza. Além do mais o CFSR tende a superestimar eventos de precipitação fraca e a subestimar eventos de precipitação intensa em muitas áreas do Brasil durante DJ e MAM.

Bihalva (2012) comparou os dados de precipitação provenientes das reanálises do CFSR e da Era-Interim aos dados de Liebmann, que são constituídos interpolação de dados de precipitação coletados de 7900 estações sobre o continente sul-americano. A Era-Interim, embora subestime os valores de precipitação média em praticamente todo o período chuvoso (maio, junho e julho) do norte da Amazônia, ela consegue reproduzir de forma satisfatória o ciclo anual da precipitação de Liebmann, enquanto que a reanálise CFSR superestima todo o ciclo anual de precipitação. O autor concluiu que as duas reanálises simularam satisfatoriamente o padrão de precipitação da análise de Liebmann, embora o CFSR apresente maior amplitude ao simular o ciclo anual da precipitação no oeste e no leste da Amazônia, excetuando o período seco do leste da Amazônia onde o CFSR subestimou os valores da precipitação.

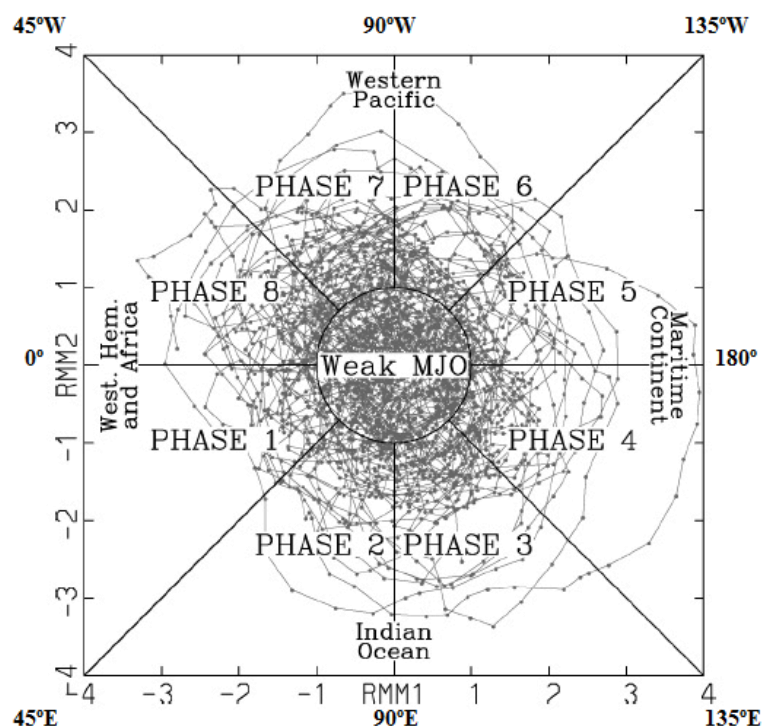
### 3 DADOS E METODOLOGIA

#### 3.1 DADOS

Neste estudo foram utilizados dados mensais e diários da precipitação e do fluxo de radiação de onda longa no topo da atmosfera de duas fontes de reanálises do National Centers for Environmental Prediction (NCEP). Dentre elas, a primeira reanálise desenvolvida pelo NCEP, o National Center for Atmospheric Research (NCEP/ NCAR; Kalnay *et al.*, 1996) que gera dados através de uma assimilação via modelagem numérica, apresentando uma resolução dentro de uma grade global de aproximadamente  $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$  e na TSM com uma grade de  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$  (Kalnay *et al.*, 1996).

Uma nova reanálise do NCEP foi a segunda fonte de dados deste estudo, o Climate Forecast System Reanalysis (CFSR; SAHA *et al.*, 2010), o qual possui um modelo global acoplado oceano-atmosfera. O modelo atmosférico do CFSR tem resolução atmosférica global de aproximadamente 38 km (T382), coordenada vertical híbrida-sigma com 64 níveis de pressão na vertical, enquanto que o modelo oceânico apresenta resolução de  $0.25^{\circ}$  no equador e se estende para  $0.5^{\circ}$  além dos trópicos. Além disso, o modelo atmosférico contém variações observadas de  $\text{CO}_2$  sobre todo o período desde 1979 até o presente, juntamente com mudanças em aerossóis e gases traços, além de variações na atividade solar.

Os Padrões de VBF foram representados por índices de diferentes fontes de dados: índice da MJO, do ENSO, da AAO, do PSA2, do PSA1 e da PDO. O sinal da MJO foi obtido a partir do índice WH04, extraído de Wheeler e Hendon (2004). Este índice foi desenvolvido através das componentes principais dos primeiros modos ou das duas primeiras rodadas da EOF, o que eles denominaram de RMM1 e RMM2, de campos combinados da média do vento zonal em 850hPa e 200hPa e das anomalias da radiação de onda longa aplicados na zona tropical ( $15^{\circ}\text{N}$ - $15^{\circ}\text{S}$ ). Vale destacar que o índice WH04 subtrai o ciclo anual e a variabilidade de baixa frequência associada ao ENSO antes de calcular a EOF. Os eixos RMM1 e RMM2 estão em quadratura um com o outro e descrevem a propagação da convecção para leste e das anomalias de circulação associadas com a MJO. A evolução do MJO pode ser visualizada no diagrama espaço-fase, com RMM1 (RMM2) no eixo cartesiano horizontal (vertical), conforme mostra a Figura 3.1.



**Figura 3.1** – Diagrama Espaço fase do ciclo diário da MJO em DJF de 1974 a 2003. Figura adaptada de Wheeler e Hendon (200).

O índice WH04 divide o ciclo da MJO em oito fases, com propagação para leste das anomalias dinâmicas e da convecção associadas à oscilação, onde a transição entre as fases é de aproximadamente 6 dias. A convecção começa sobre o oceano Índico (fase 1), os complexos convectivos se desenvolvem e estendem-se ao longo da bacia da Índia durante as fases 2 e 3 e alcançam o Continente Marítimo durante as fases 4 e 5, nas fases 6 e 7 eles se propagam sobre a bacia do Pacífico Leste e finalmente são localizados no Hemisfério Oeste e África durante a fase 8. Destaca-se a fase 6 e 7, pois representam, respectivamente, o momento que a MJO está sobre o oceano Pacífico Leste (135°-90°W) e sobre a Amazônia (90°-45°W).

Os índices do ENSO e da AAO foram extraídos do *Climate Prediction Center* do *National Oceanic and Atmospheric Administration*. O índice do ENSO é definido pela resultante da média móvel trimestral da anomalia da TSM na área de Niño3.4 e consideram os eventos El Niño (La Niña) como anomalia da TSM acima (abaixo) de 0,5°, por no mínimo 5 meses consecutivos (Encontra-se em: [http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis\\_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml](http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml)) O índice da Oscilação Antártica é definido através da EOF aplicada à média mensal das anomalias de altura geopotencial em 700hPa (removendo o ciclo sazonal), para o



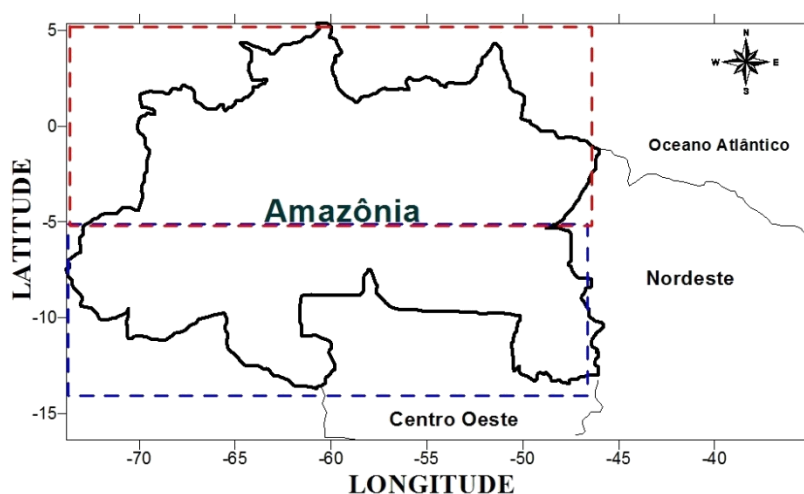
período base de 1979-2000 (Encontrado em: [http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily\\_ao\\_index/ao/ao.shtml](http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/ao/ao.shtml)).

O índice da Oscilação Decadal do Pacífico foi obtido a partir da metodologia de Mantua *et al.*, (1997), disponível em <http://jisao.washington.edu/pdo/PDO.latest>. Este índice foi derivado das análises de componentes principais das anomalias de TSM mensais no oceano Pacífico Norte. A fonte de dados deste índice é da série Histórica de TSM de UKMO (United Kindon Meteorological Office).

Os índices do PSA1 e PSA2 foram calculados e fornecidos pela Dra. Michelle Reboita da Universidade Federal de Itajubá. A metodologia empregada foi a análise da Função Ortogonal Empírica aplicada na altura geopotencial em 500hPa (removendo o ciclo sazonal), para o período base de 1980-2010.

### 3.2 METODOLOGIA

Técnicas estatísticas como análises de correlações, de regressão linear e de Compósitos foram aplicadas para captar a influência dos padrões de teleconexão MJO, ENSO, AAO, PSA2, PSA1 e PDO sobre o comportamento da precipitação e da OLR (radiação de onda longa emitida) durante o período de 1980 a 2010 sobre a região Amazônica (5°N-15°S; 45°W-75°W). A análise temporal da precipitação e da OLR foi separada em Amazônia norte (5°N-5°S; 45°W-75°W) e sul (5°S-15°S; 45°W-75°W), conforme mostra a Figura 3, pois Espinoza *et al.*, (2009a) mostraram que a região Amazônica apresenta variabilidade espacial/temporal da precipitação, onde o setor norte é mais chuvoso no outono austral e o sul é no verão austral.



**Figura 3.2** – Região Amazônica, destacando o setor norte e sul.

### 3.2.1 Comparação entre reanálises do NCEP

Inicialmente foram utilizados dois conjuntos de dados das reanálises do NCEP com o intuito de verificar a que melhor representa a teleconexão dos Padrões de VBF na precipitação da Amazônia, desde a escala intrassazonal a escala interdecadal. A reanálise NCEP-NCAR possui dados desde 1949 até os tempos presentes, sendo bastante utilizada para estudos de Padrões de VBF na escala interdecadal. Porém foram detectados diversos problemas com esta reanálise, os quais foram melhorados na reanálise NCEP-CFSR. Para identificar qual melhor fonte de dados entre as reanálises do NCEP para a detecção dos padrões de teleconexão na VBF nas escalas intrassazonal, interanual e interdecadal foi empregada uma análise das correlações de Pearson entre as anomalias mensais normalizadas de precipitação e de OLR nos dados das reanálises NCEP-NCAR e NCEP-CFSR e os Padrões mensais de VBF.

Na Tabela 3.1, os valores de correlação maior ou igual a 0.42, 0.30 e 0.24 exibem, respectivamente, significância estatística de 99%, 95% e 90% para dados mensais do CFSR (1980 a 2010) e os valores de correlação maior ou igual a 0.30, 0.21 e 0.17 exibem, respectivamente, significância estatística de 99%, 95% e 90% para os dados mensais do NCAR (1950 a 2010). Pode ser observado que os dados mensais da reanálise NCEP-CFSR apresentam maiores e mais significativos valores de correlação entre os Padrões de VBF e as anomalias de precipitação e de OLR do que os dados mensais do NCEP-NCAR, indicando que, embora esta pesquisa tenha analisado a escala interdecadal, os dados disponíveis do NCEP-NCAR não são tão bons estatisticamente quanto os do NCEP-CFSR. Por isso, optou-se por usar os dados da reanálise NCEP-CFSR para os estudos aqui propostos. Importante destacar que o norte da Amazônia parece estar melhor correlacionado com os Padrões de VBF e esta discussão será abordada nos resultados.

**Tabela 3.1** – Correlação de Pearson entre as anomalias mensais normalizadas de precipitações e os Padrões de VBF. Os valores com significância estatística de 99%, 95% e 90% são representados, respectivamente, por sombreamentos na cor vermelha, azul e verde. As correlações que utilizaram dados do CFSR e do NCAR foram representadas, respectivamente, por sombreamentos na cor cinza e branca.

	Amazônia Norte (CFSR)	Amazônia Norte (NCAR)	Amazônia Sul (CFSR)	Amazônia Sul (NCAR)
ENSO	-0,43	-0,35	-0,16	-0,12
AAO	0,26	0,16	0,19	-0,04
PSA2	-0,16	-0,12	-0,19	-0,09
PSA1	0,12	0,15	0,07	0,03
PDO	-0,32	0,08	-0,10	0,21

**Tabela 3.2** – Correlação de Pearson entre as anomalias mensais normalizadas de OLR e os Padrões de VBF. Os valores com significância estatística de 99%, 95% e 90% são representados, respectivamente, por sombreamentos na cor vermelha, azul e verde. As correlações que utilizaram dados do CFSR e do NCAR foram representadas, respectivamente, por sombreamentos na cor cinza e branca.

	Amazônia Norte (CFSR)	Amazônia Norte (NCAR)	Amazônia Sul (CFSR)	Amazônia Sul (NCAR)
ENSO	0,48	0,43	0,13	0,35
AAO	-0,22	-0,13	-0,17	-0,02
PSA2	0,17	0,14	0,21	0,08
PSA1	-0,12	-0,15	-0,05	-0,03
PDO	0,31	0,15	0,07	0,11

### 3.2.2 Influencia dos Padrões de VBF na Amazônia.

Para a análise da influencia dos Padrões de VBF foi aplicada a técnica das médias ponderadas, conforme mostra a equação (1) (Toledo e Ovalle, 1985).

$$\bar{x}_p = \frac{\sum_{j=1}^k x_i f_i}{\sum_{j=1}^k f_i} \quad (1)$$

Onde,

$x_i$  = valores da variável

$\sum_{j=1}^k f_i$  = valores dos índices

Na equação (1) o numerador é a soma do produto entre as variáveis (p. ex. precipitação) e o índice de teleconexão (p. ex. ENSO, AAO, etc.), e o denominador é

calculado pela soma dos valores do índice de teleconexão em uso. Esta ponderação é feita em separando os índices positivos e negativos sobre a variável em questão e a diferença entre as duas ponderações permite a identificação do efeito regionalizado do índice de teleconexão em estudo sobre a precipitação, por exemplo. Esta técnica parcimoniosa, sugerida por Santos & Franco (2011), permite realçar a importância dos padrões de teleconexão sobre as variáveis climatológicas regionalmente, como será visto nos resultados. Desta forma, as áreas positivas (negativas) são indicativas de que há atuação do padrão responsável por aumentar (diminuir) a precipitação setorialmente, nas áreas em que não há distinção entre valores positivos e negativos, a diferença é nula, significa que mesmo que tenha ocorrido precipitação no setor em questão, a chuva não esteve associada ao índice que representa o Padrão de VBF.

Para a escala intrassazonal foi usado o índice WH04 que fornece a amplitude diária da MJO nas 8 fases da onda, ou seja, durante sua propagação ao redor do globo, conforme mostrou a Figura 3.1. Neste estudo, o índice de WH04 foi selecionado considerando-se o momento em que a onda estivesse sobre as longitudes 135°-90°W (90°-45°W) correspondente à fase 6 (7), que representa a passagem da MJO sobre o Oceano Pacífico Leste (a Amazônia). A adaptação do índice de WH04 foi feita considerando a fase 6 (7) com valores positivos e as demais fases com valores negativos, para capturar a influência da MJO na precipitação e na OLR com antecedência (no instante) da passagem da oscilação sobre a Amazônia.

Os modos do PSA podem exibir consideráveis variações nas diferentes escalas de tempo, da intrassazonal a interdecadal. Karoly (1989) relacionou o modo PSA1 à escala de tempo interdecadal e Mo (2000) relacionou o modo PSA2 a escala de tempo interanual. Neste trabalho os padrões PSA1 e PSA2 foram analisados nas escalas de tempo interdecadal e interanual, respectivamente.

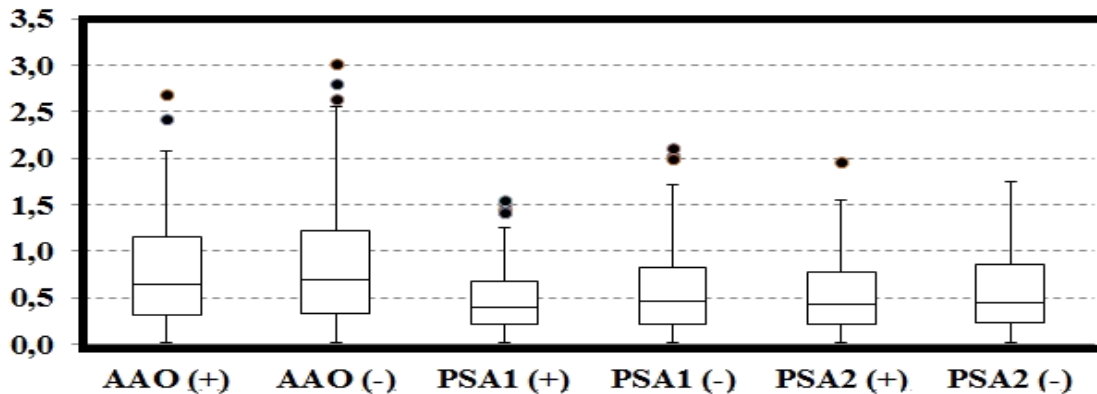
Para a escala interanual (ENSO, AAO e PSA2) e interdecadal (PDO e PSA1), os índices mensais foram separados em compósitos positivos e negativos das médias ponderadas dos dados mensais da precipitação e da OLR. A diferença entre os compósitos positivos e negativos indica a importância setorial dos padrões de VBF sobre a Amazônia para as quatro estações do ano.

### **3.2.3 Cálculo das Anomalias Mensais da Precipitação e da OLR**

Na delimitação da área norte da Amazônia há uma pequena porção do oceano Atlântico Tropical, por isso foi necessário remover dos dados de precipitação as informações sobre este trecho, através da aplicação de uma máscara sobre o Oceano Atlântico Tropical. Na parte sul da Amazônia não foi necessário aplicar esta técnica, pois não há áreas do oceano. Após o processo de extração de informações da precipitação e da OLR, dos dados da reanálise NCEP-CFSR, foi feito o cálculo das anomalias mensais normalizadas, através da divisão do valor das anomalias mensais pelo desvio padrão do mês correspondente.

### **3.2.4 Identificação das fases dos Padrões de VBF**

Para entender a variação temporal das fases dos Padrões de VBF foi necessário identificá-las. As fases da PDO foram definidas por Peterson *et al.*, (2012), as fases do índice ENSO foram determinadas pelo Climate Prediction Center que considera a fase positiva (negativa), ou seja, eventos de El Niño (La Niña) como anomalia da TSM acima (abaixo) de  $0,5^\circ$ , por no mínimo 5 meses consecutivos. As fases dos dois índices da MJO, conforme já discutido anteriormente, foram determinadas como positiva durante a a fase 6 (7), que representa a passagem da MJO sobre o Oceano Pacífico Leste (a Amazônia) e fase negativa são as demais fases do índice de WH04. As fases da AAO, PSA1 e PSA2 foram analisadas através do boxplot, para o período de 1980 a 2010, (Figura 3.3) e considerou-se como fase positiva e negativa quando o índice apresentou valor igual ou superior a mediana com uma persistência de no mínimo dois meses. A fase positiva (negativa) da AAO foi definida quando o valor da mediana foi maior ou igual a 0,6 (-0,7) e as fases do PSA1 e PSA2 foram definidas quando o valor da mediana foi maior ou igual a 0,4 (-0,4).



**Figura 3.3** – Diagrama Box-Plot da propriedade estatística da intensidade das fases da AAO, PSA1 e PSA2. Outliers superiores da AAO (+), AAO (-), PSA1 (+), PSA1 (-), PSA2 (+), PSA2 (-) são valores superiores a 2.4, 2.57, 1.37, 1.74, 1.59 e 1.78, respectivamente. Não existem outliers inferiores. O tamanho da caixa representa os valores interquartis.

### 3.2.5 Interação entre os Padrões de VBF e a Precipitação na Amazônia.

A análise da correlação cruzada defasada foi usada para estabelecer as relações entre os índices que representam os Padrões de VBF (AAO e ENSO, AAO e PSA2, AAO e PDO, AAO e PSA1, ENSO e PSA2, ENSO e PDO, ENSO e PSA1, PSA2 e PDO, PSA2 e PSA1 e PSA1 e PDO). Também foram estabelecidas as relações entre cada índice com as séries das anomalias mensais normalizadas da precipitação no norte e no sul da Amazônia. A defasagem temporal analisada entre os índices foi de 120 meses e apresentaram significância estatística ao nível de 90%, 95% e 99% de confiança.

O método de correlação cruzada defasada consiste em fixar uma série e deslocar no tempo a outra série. Um valor de defasagem negativa indica que o sinal observado na série deslocada no tempo ocorreu  $n$  meses após ter ocorrido na série fixada. O oposto também é válido, isto é, valor de defasagem positiva indica que o sinal observado na série deslocada no tempo, ocorreu  $n$  meses antes de ter ocorrido na série fixada. Por exemplo, na relação entre AAO e ENSO, o índice da AAO foi fixado e o do ENSO foi deslocado no tempo, apresentando os maiores valores de correlação de -0,23 no tempo de defasagem de -55 meses e de -0,22 no tempo de defasagem de 0 mês. A análise do tempo de defasagem da primeira correlação indica que um evento do ENSO ocorreu 4 anos e 7 meses após ter ocorrido um evento da AAO, ou seja, o ENSO levou 4 anos e 7 meses para responder ao evento da AAO. Por outro lado, a segunda análise indica que ambos interagem simultaneamente.

Após a análise da correlação cruzada defasada, obtiveram-se as maiores relações da interação entre os índices e dos índices com a precipitação na Amazônia. Por isso este estudo visou um melhor entendimento da relação da AAO e do ENSO na precipitação da Amazônia. Para tal, aplicou-se regressão linear simples no ENSO e na AAO, a fim de avaliar o efeito da exclusão do ENSO na AAO e do contrário, da AAO no ENSO. Além disso, a regressão linear múltipla foi aplicada entre o ENSO e AAO para entender como a associação entre estes Padrões afeta a precipitação Amazônica.

O modelo de regressão linear simples apresentado na Equação 2 leva em conta apenas uma variável independente. Contudo, há muitos casos em que há mais de uma variável que influencia na resposta da variável dependente. Desta forma, a regressão linear múltipla apresentado na Equação 3, consiste em estimar uma variável dependente com base em duas ou mais variáveis independentes. Esta análise é frequentemente utilizada na tentativa de encontrar uma possível relação entre as variáveis independentes, para tentar explicar, estimar ou prever o comportamento da variável dependente. O resultado fornece uma resposta média para uma determinada combinação de  $X_1$  e  $X_2$ .

$$Y = \beta_0 + \beta_1 X + \varepsilon \quad (2)$$

$$Y_i = \beta_0 + \beta_1 X_{i1} + \beta_2 X_{i2} + \varepsilon_i \quad (3)$$

Em que:

$Y$  = variável dependente;

$\beta_0$  = intercepto populacional;

$\beta_1$  = inclinação populacional de um determinado conjunto;

$\beta_2$  = inclinação populacional de um determinado conjunto diferente de  $\beta_1$  ;

$X$  = variável independente;

$X_{i1}$  = variável independente de um determinado conjunto;

$X_{i2}$  = variável independente de um determinado conjunto diferente de  $X_{i1}$ ;

$\varepsilon$  = desvio do  $Y$  em relação a seu valor estimado pela reta ajustada (componente aleatório).

## 4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

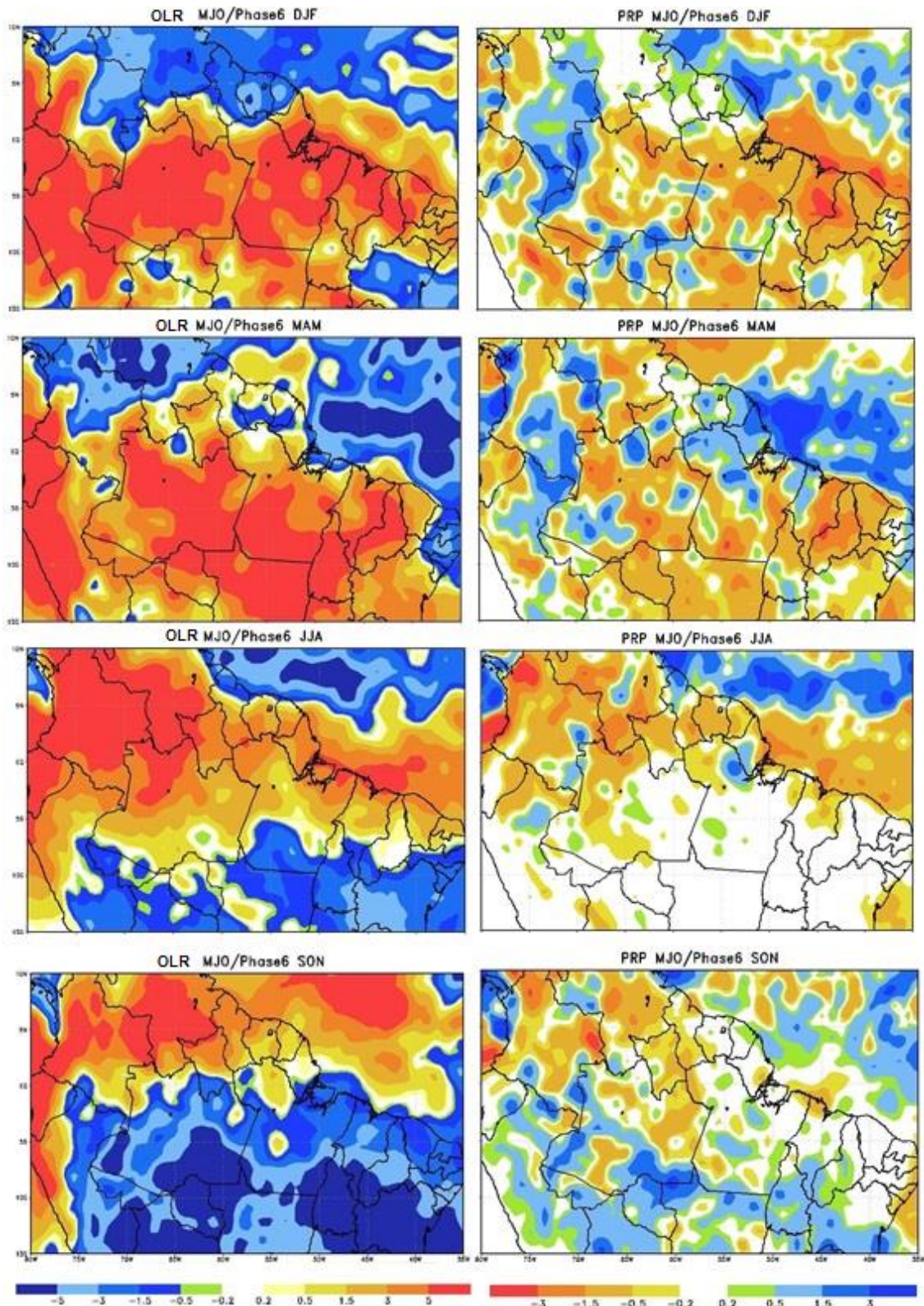
### 4.1 OSCILAÇÃO INTRASSAZONAL

Para detectar a influência da Oscilação Intrassazonal, representada pelo OMJ, na precipitação da Amazônia foi analisada a Figura 4.1(a), que apresenta o comportamento da radiação de onda longa e da precipitação na Amazônia ao mesmo tempo em que a MJO passa sobre o Pacífico Tropical leste. A técnica dos Compósitos foi aplicada ao índice Wheeler e Hendon (2004) considerando as amplitudes da fase 6 como positivas e das outras fases como negativas, para capturar o sinal da onda passando apenas pelo quadrante de  $135^{\circ}\text{W} - 90^{\circ}\text{W}$ . Desta maneira, pode-se observar que a dinâmica da região Amazônica se altera durante a passagem da MJO sobre o Pacífico Tropical leste. Como pode ser observada na figura 4.1(a), no verão e outono austral, a Amazônia apresenta aumento das anomalias de OLR e diminuição das anomalias de precipitação durante a passagem da MJO sobre o Pacífico Tropical leste. Observa-se também a inibição da precipitação no outono austral, mesmo com a ZCIT localizada em sua posição climatológica. No inverno austral a passagem da MJO sobre o Pacífico Tropical leste ainda parece inibir na precipitação no setor norte da Amazônia, enquanto que, sobre o setor sul, a OLR apresenta anomalias negativas, indicando intensificação dos movimentos ascendentes do ar, embora a precipitação não apresente sinal positivo. Por fim, a primavera austral apresentou diminuição nas anomalias de OLR e aumento nas anomalias de precipitação, principalmente no sul e oeste da Amazônia, indicando que, quanto maior a aproximação da MJO da região Amazônica, seu efeito passa ser de influenciar positivamente precipitação na Amazônia, este resultado corrobora com os estudos de De Souza & Ambrizzi (2006), os quais observaram que à medida que a MJO se aproxima da Amazônia, as anomalias positivas de precipitação aparecem primeiramente na parte sul da Amazônia e à medida que ela se encontra sobre a Amazônia, ela influencia nas anomalias da parte norte, com máximos valores no setor leste/sudeste da Amazônia, conforme mostra a Figura 4.1(b).

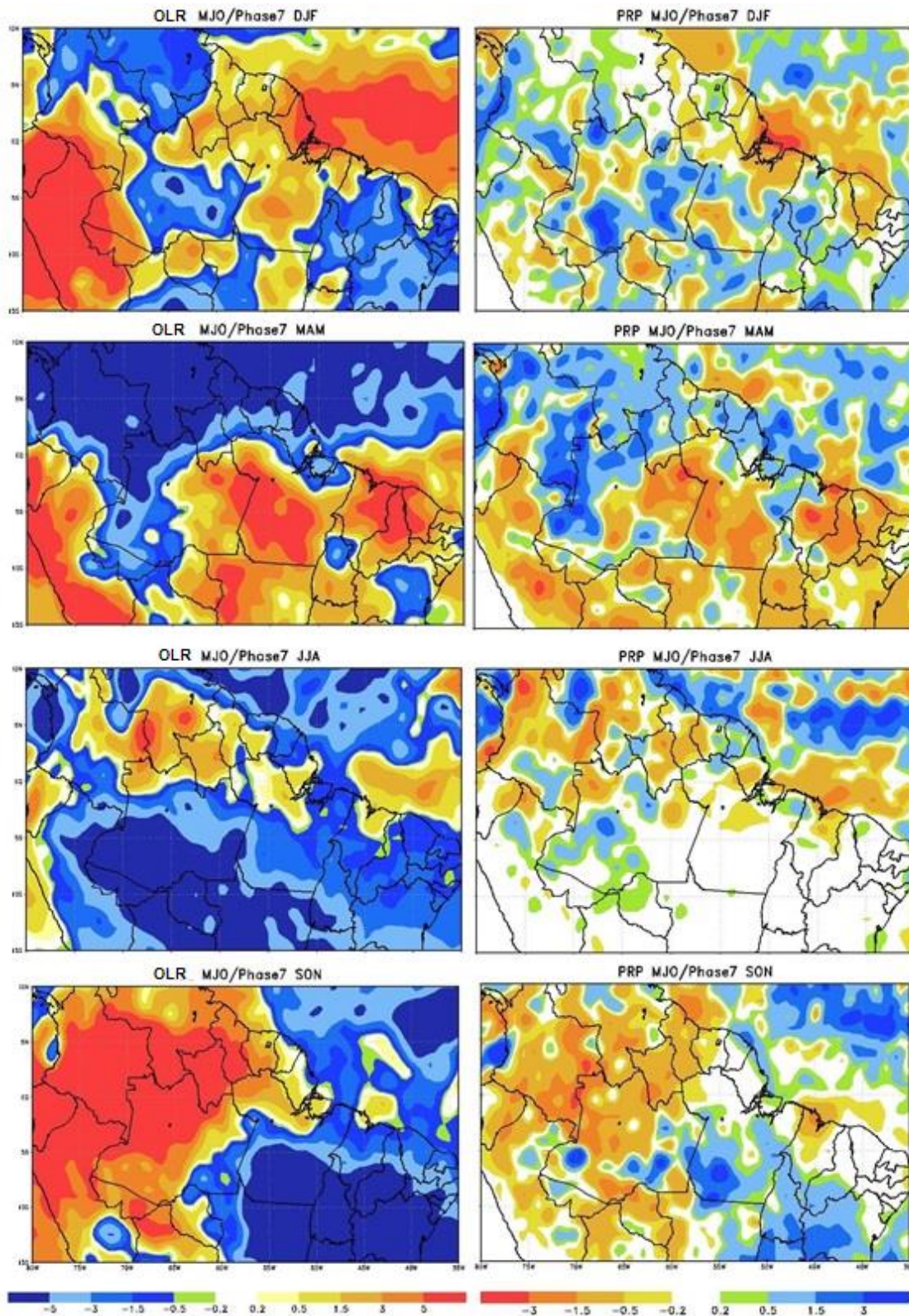
A Figura 4.1(b) apresenta o comportamento da radiação de onda longa e da precipitação na Amazônia ao mesmo tempo em que a MJO passa sobre a Amazônia. A técnica dos Compósitos foi aplicada ao índice Wheeler e Hendon (2004), considerando as amplitudes da fase 7 como positivas e das demais fases como negativas, para capturar o sinal da onda passando apenas pelo quadrante  $90^{\circ}\text{W} - 45^{\circ}\text{W}$ . Desta forma a Figura



4.1(b) indica que durante o verão austral, os campos da precipitação e da OLR apresentam valores de anomalias positivas e negativas (respectivamente), principalmente sobre os setores centro e leste da Amazônia, indicando que a passagem da MJO sobre a Amazônia é capaz de intensificar a precipitação, principalmente, nestes setores, corroborando com os estudos de De Souza & Ambrizzi (2006) e de Vitorino *et al.*, (2006). Através da técnica de Escalograma de Ondeletas na OLR para detectar o padrão espacial da MJO na escala intrassazonal (de 45 dias), embora não explicado por Vitorino *et al.*, (2006), pode-se observar em seus resultados que a MJO atua sobre a Amazônia, sendo o padrão espacial da energia máxima durante o verão e sobre os setores leste e extremo norte da Amazônia. Durante o outono austral, a ZCIT e em uma parte do setor norte e oeste da Amazônia apresentaram anomalias negativas da OLR e positivas da precipitação concomitantemente durante a passagem da MJO sobre a Amazônia. No inverno a OLR indica que o sul da Amazônia apresentou intensificação dos movimentos ascendentes do ar, mas não houve anomalias positivas de precipitação, excetuando uma parte do setor oeste da Amazônia. Por outro lado, na primavera foi observado que a OLR e a precipitação apresentaram anomalias negativas e positivas, respectivamente, principalmente em uma faixa com sentido noroeste- sudeste, indicando que a convecção na Amazônia foi desencadeada pela manifestação da ZCAS, que está acompanhada por fortes fluxos de noroeste da bacia Amazônia, os quais abastecem de umidade a banda de convecção orientada no sentido noroeste-sudeste do Brasil, favorecendo aos máximos valores positivos de precipitação observados no leste e nordeste do Brasil (De Souza & Ambrizzi, 2006).



**Figura 4.1(a)** – Diferença entre os compostos positivos e negativos do índice diário WH04, na Fase6 (MJO no Pacífico Leste), na OLR ( $W/m^2$ /painéis à esquerda) e na precipitação (mm/dia/painéis à direita) em DJF, MAM, JJA e SON no período: 1980-2010. Fonte de dados: reanálise do NCEP/CFSR.



**Figura 4.1(b)** – Diferença entre os compositos positivos e negativos do índice diário WH04, na Fase7 (MJO sobre a Amazônia), na OLR (W/m<sup>2</sup>/painéis à esquerda) e na precipitação (mm/dia/painéis à direita) em DJF, MAM, JJA e SON no período: 1980-2010. Fonte de dados: reanálise do NCEP/CFSR.

## 4.2 ESCALA INTERANUAL

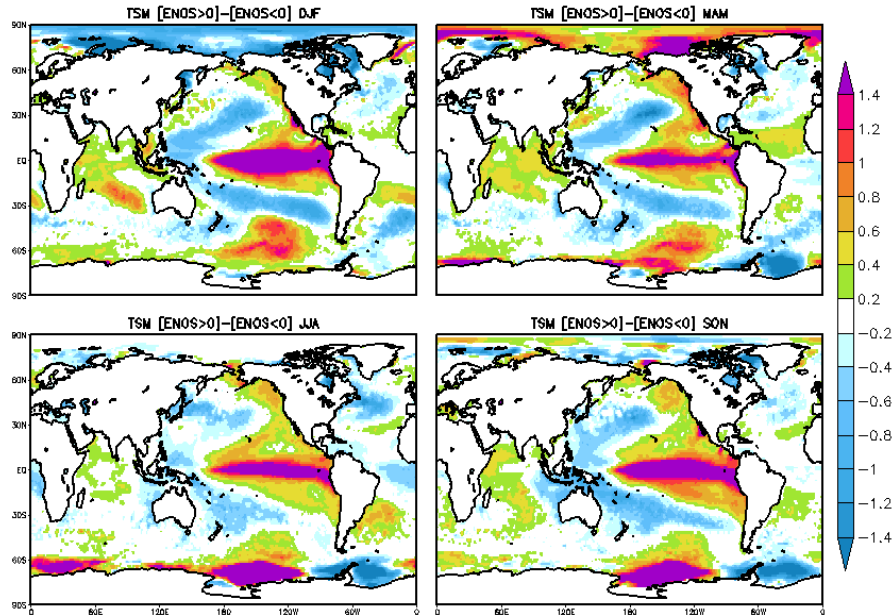
### 4.2.1 El Niño / Oscilação Sul e sua influência sobre a Amazônia.

A conexão do ENSO com a TSM em cada ponto de grade no globo foi apresentada através da Figura 4.2.1(a) e a conexão do ENSO com a precipitação na Amazônia foi exibida na Figura 4.2.1(b). A Figura 4.2.1(a) foi confeccionada com o intuito de verificar a configuração do ENSO na Região de Niño 3.4 e sua correlação com a TSM em outros setores do globo e a Figura 4.2.1(b) de exibir a influencia do ENSO na precipitação da Amazônia. As Figuras 4.2.1(a) e (b) foram feitas para o período de 1980 a 2010 durante as quatro estações do ano.

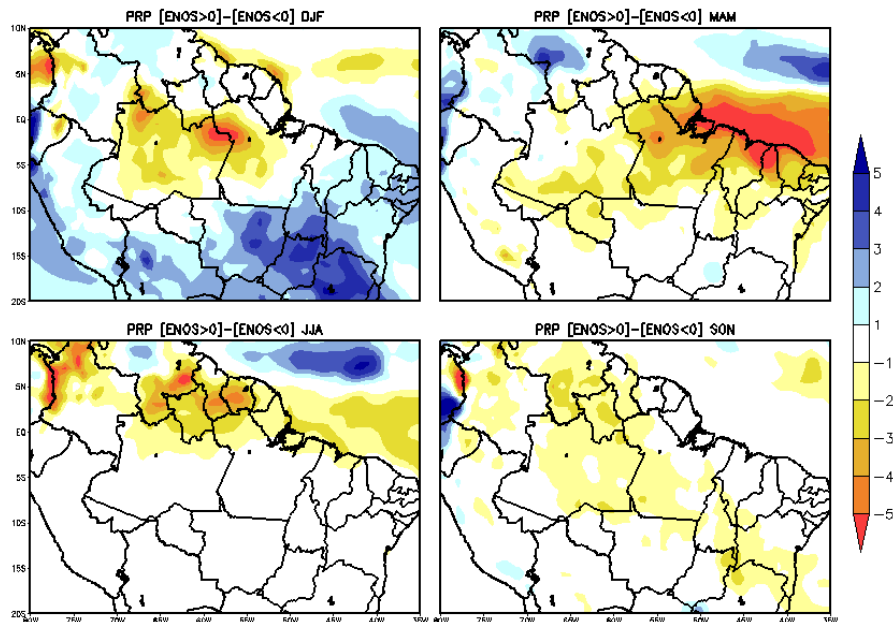
A Figura 4.2.1(a) apresenta as maiores e mais extensivas anomalias positiva de TSM sobre a Região de Niño 3.4 durante o verão austral, fenômeno conhecido como El Niño (fase quente do ENSO). Isto explica o porquê da inibição da precipitação no setor central da Amazônia (Figura 4.2.1(b)), visto que nesta condição há predomínio de um ramo subsidente da célula de Walker sobre o leste da Amazônia e nordeste do Brasil, inibindo a formação de nuvens e conseqüentemente precipitação na região (Liebmann e Marengo, 2001 e Espinoza *et al.*, 2009a). Durante o outono austral a configuração de El Niño é suavizada, mas apresenta concomitância com as anomalias positivas (negativas) da TSM no Atlântico Tropical Norte (Sul), fenômeno conhecido como Dipolo Positivo do Atlântico. A associação desses dois fenômenos é responsável pela inibição da atuação da ZCIT e da precipitação no nordeste da Amazônia, o que De Souza *et al.*, (2005) chamou de cenário desfavorável da precipitação sobre o leste da Amazônia e nordeste do Brasil. Isto elucidada o porque da Amazônia (Figura 4.2.1(b)) apresentar apenas anomalias negativas de precipitação, principalmente sobre o setor nordeste da Amazônia. Durante o inverno austral a configuração de El Niño é ainda mais suavizada e excetuando o extremo norte da Amazônia não há predomínio de anomalias de precipitação na Amazônia (Figura 4.2.1(b)). Na primavera o El Niño volta a se configurar, apresentando anomalias positivas mais intensas e extensivas de TSM na Região de Niño 3.4 e há diminuição de precipitação na Amazônia em uma faixa noroeste-sudeste da Amazônia.

A Figura 4.2.1(b) mostra que durante o verão austral o setor sul/sudeste (central) da Amazônia apresentou aumento (inibição) da precipitação simultaneamente com a fase negativa (positiva) do ENSO, significando que a fase negativa (positiva) do ENSO

influência a precipitação predominantemente neste setor quando está ativa. Estes resultados corroboram com o estudo de Liebmann e Marengo (2001), que identificaram correlações positivas (negativas) de 0.5 (-0.9) entre a precipitação no setor sul/sudeste (central) da Amazônia e a TSM na área de Niño 3.4 em dezembro, janeiro e fevereiro.



**Figura 4.2.1(a)** – Diferença entre os compósitos positivos e negativos do índice ENSO na TSM (°C) em DJF, MAM, JJA e SON no período: 1980-2010. Fonte de dados: reanálise do NCEP/CFSR.

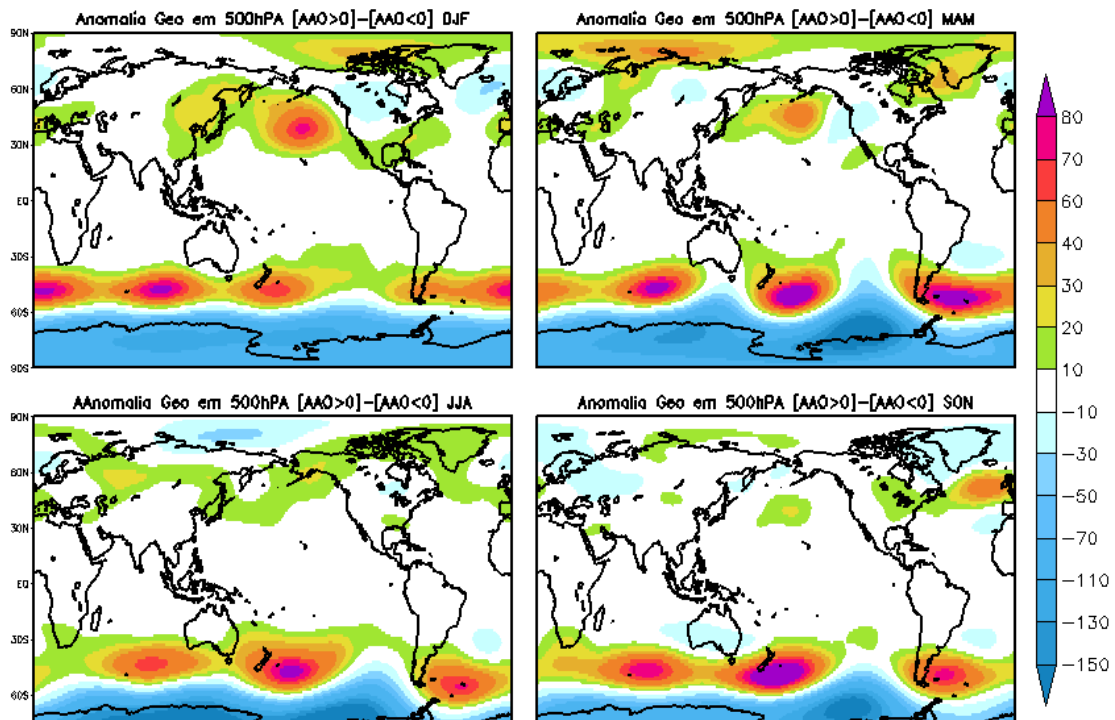


**Figura 4.2.1(b)** – Diferença entre os compósitos positivos e negativos do índice ENSO na precipitação (mm/dia) em DJF, MAM, JJA e SON no período: 1980-2010. Fonte de dados: reanálise do NCEP/CFSR.

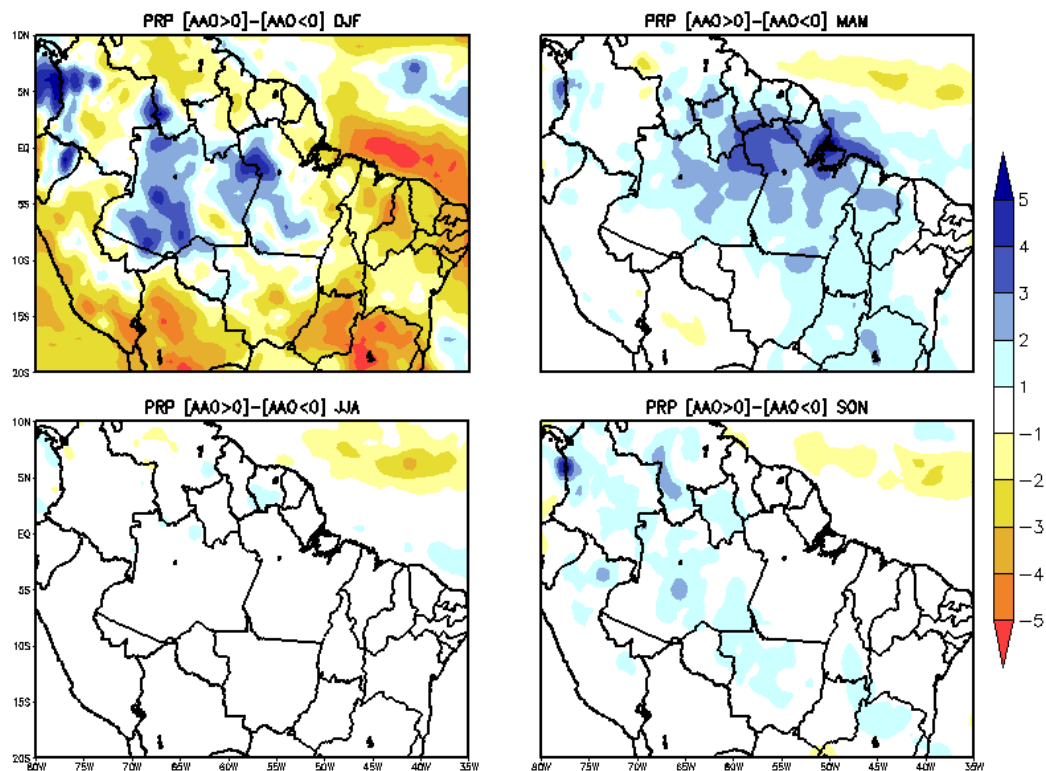
#### 4.2.2 Oscilação Antártica e sua influência sobre a Amazônia.

A conexão da AAO com as anomalias da altura do geopotencial em 500hPA para cada ponto de grade no globo, durante as quatro estações do ano, no período de 1980 a 2010 foi observado na Figura 4.2.2(a). Esta Figura apresenta uma predominância de episódios da fase positiva da AAO, caracterizados por anomalias positivas da altura do geopotencial em 500hPA sobre a porção de latitudes médias 40°S – 65°S e por anomalias negativas da altura do geopotencial em 500hPA sobre a Antártica, onde os maiores centros de anomalias positivas nas latitudes médias foram encontrados durante o outono austral, apresentando dois centros anômalos de 80mgp sobre o sul da América do Sul e o Pacífico oeste. Estes centros de ação podem acabar desencadeando no enfraquecimento (fortalecimento) do jato subtropical (polar) de altos níveis, padrão encontrado por Gray *et al.*, (1999) durante a fase positiva da AAO. Carvalho *et al.*, (2005) identificaram que a fase positiva (negativa) da AAO é dominada por padrões de anomalias de TSM, de convecção e de circulação que se assemelham a fase La Niña (El Niño) do ENSO. Isto indica que as anomalias positivas de precipitação na Amazônia encontradas durante o outono austral pode ser explicada por esses fenômenos.

A conexão da AAO com a precipitação na Amazônia, durante o período de 1980 a 2010 para as quatro estações do ano, foi observada na Figura 4.2.2(a). Os maiores valores de concomitâncias encontrados entre o Padrão AAO e a precipitação na Amazônia foram durante o verão e outono austral. No verão austral, o setor noroeste/centro (nordeste/leste) da Amazônia apresentou elevadas anomalias positivas (negativas) de precipitação associados à fase positiva (negativa) da AAO e no outono austral houve apenas anomalias positivas de precipitação associados à fase positiva da AAO, principalmente nos setores nordeste, central e sudeste da Amazônia. Os estudos de Garreaud *et al.*, (2008) associados a AAO mostraram anomalias positivas da precipitação anual sobre os setores central e nordeste da Amazônia, que deve ser influenciado, principalmente, por essas duas estações do ano. No inverno não há predomínio da AAO na precipitação da Amazônia e na primavera há suaves anomalias positiva de precipitação em uma faixa noroeste-sudeste da Amazônia durante a fase positiva da AAO.



**Figura 4.2.2(a)** – Diferença entre os compósitos positivos e negativos do índice AAO na anomalia da altura do geopotencial em 500hPa (mgp) em DJF, MAM, JJA e SON no período: 1980-2010. Fonte de dados: reanálise do NCEP/CFSR.



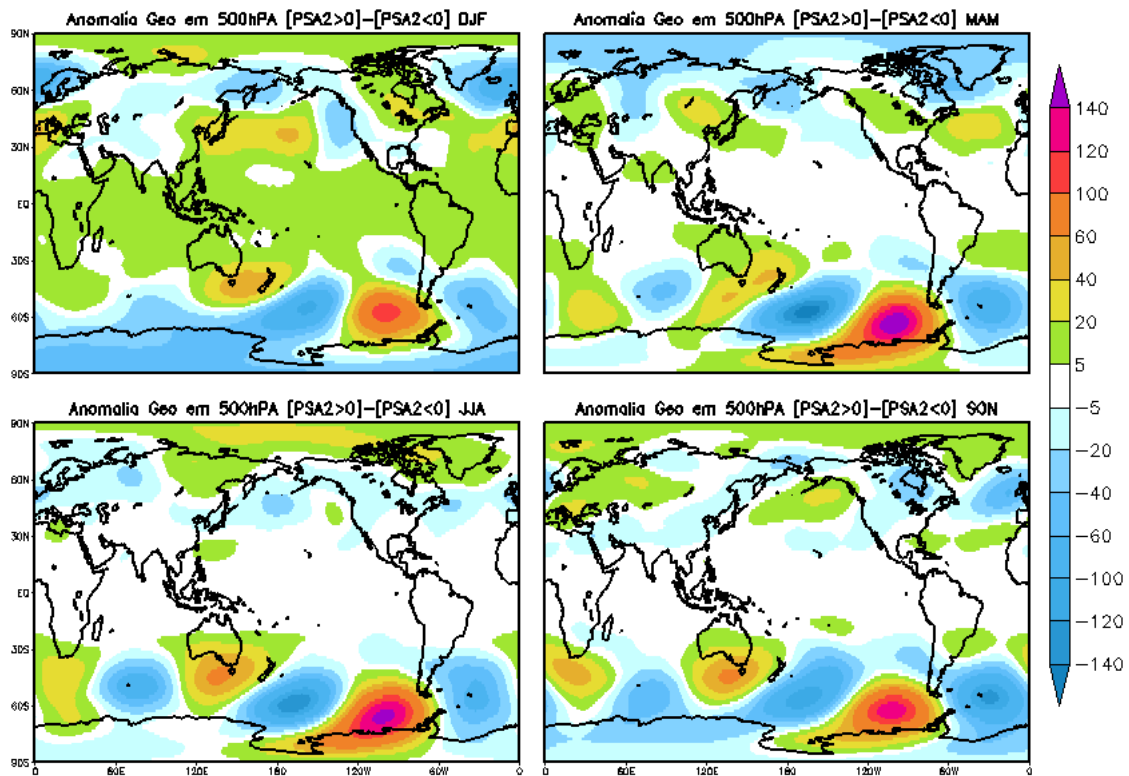
**Figura 4.2.2(b)** – Diferença entre os compósitos positivos e negativos do índice AAO na precipitação (mm/dia) em DJF, MAM, JJA e SON no período: 1980-2010. Fonte de dados: reanálise do NCEP/CFSR.

### **4.2.3 Segundo Modo da Oscilação Pacífico América do Sul e sua influência sobre a Amazônia.**

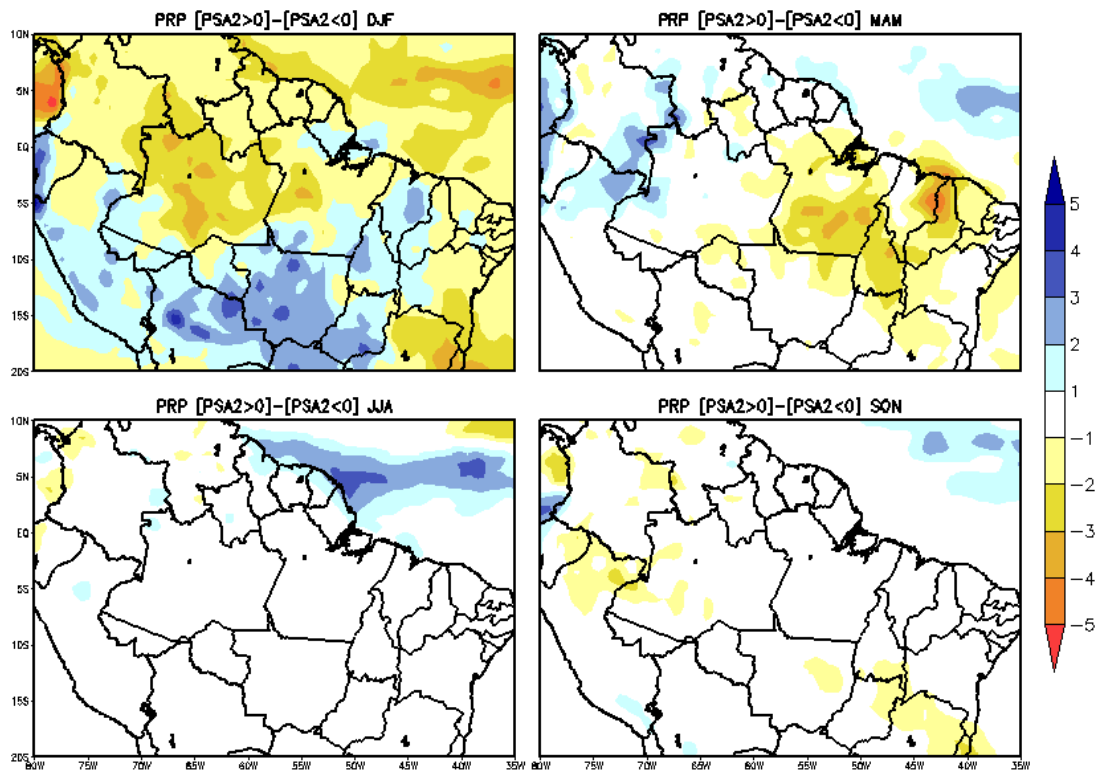
A Figura 4.2.3(a) apresenta a ponderação do PSA2 com as anomalias da altura do geopotencial em 500hPa, durante as quatro estações do ano, para o período de 1980 a 2010. Esta figura exhibe um padrão hemisférico de onda 3 em médias e alta latitudes, que se estende do Pacífico tropical para a América do Sul e Atlântico, com centros de ação positivo sobre o oeste e leste do Pacífico Sul e negativo sobre o centro do Pacífico Sul e Atlântico Oeste, resultado é semelhante ao padrão encontrado através de análise de EOF por Mo e Paegle (2001). As maiores e as menores amplitudes dos centros de ação estão associadas à intensificação e enfraquecimento da anomalia do geopotencial em 500hPa, respectivamente. As maiores amplitudes dos centros de ação ocorreram durante o outono e as menores durante verão austral, sendo que no outono austral apresentou apenas anomalias negativas de precipitação na Amazônia e no verão austral houve anomalias de precipitação positivas no sul e negativas no norte e da Amazônia, conforme mostrado na Figura 4.2.3(b).

A Figura 4.2.3(b) apresenta a conexão do PSA2 com a precipitação na Amazônia, durante o período de 1980 a 2010, para as quatro estações do ano. Os maiores valores de concomitâncias encontrados entre o Padrão PSA2 e a precipitação na Amazônia foram durante o verão austral, resultado semelhante, porém de menor magnitude ao encontrado na conexão ENSO e precipitação na Amazônia. Isto porque, este padrão está associado com a componente quase bienal do ENSO, com um período de 22 a 28 meses. Esta análise corrobora com o estudo de Mo e Paegle (2001) que observaram durante dezembro a fevereiro um déficit de precipitação sobre o centro da Amazônia durante o PSA2.





**Figura 4.2.3(a)** – Diferença entre os compósitos positivos e negativos do índice PSA2 na anomalia da altura do geopotencial em 500hPa (mgp) em DJF, MAM, JJA e SON no período: 1980-2010. Fonte de dados: reanálise do NCEP/CFSR.



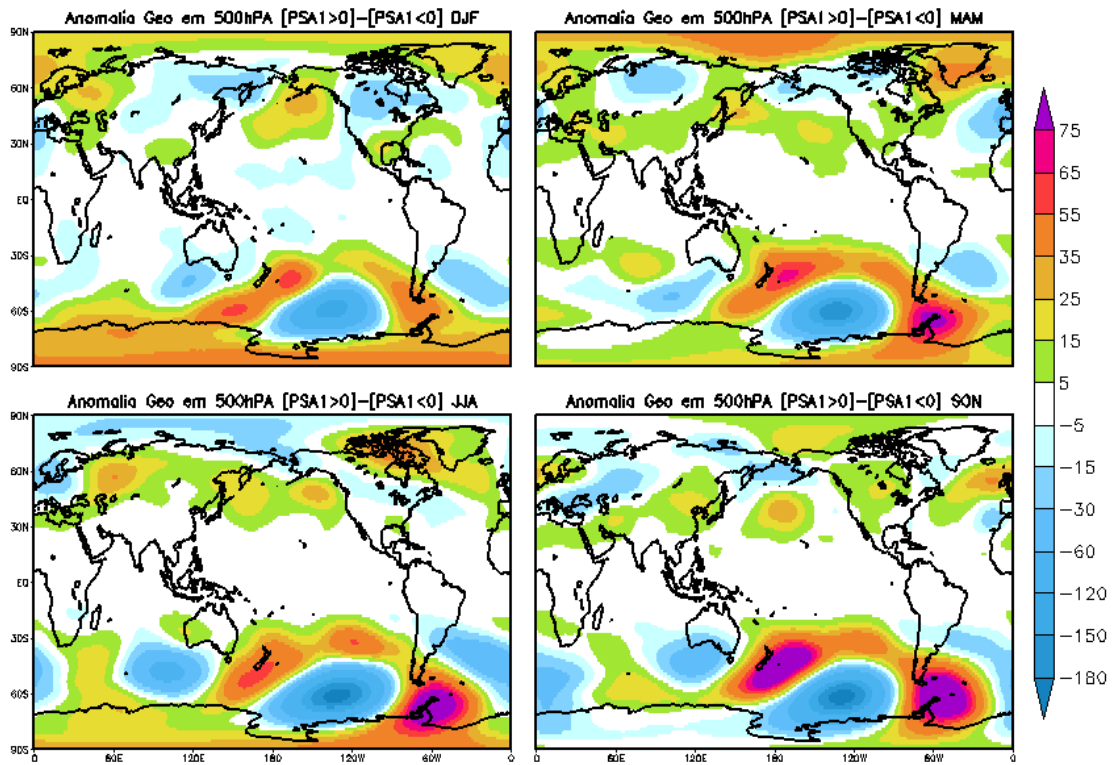
**Figura 4.2.3(b)** – Diferença entre os compósitos positivos e negativos do índice PSA2 na precipitação (mm/dia) em DJF, MAM, JJA e SON no período: 1980-2010. Fonte de dados: reanálise do NCEP/CFSR.

## 4.3 ESCALA INTERDECADAL

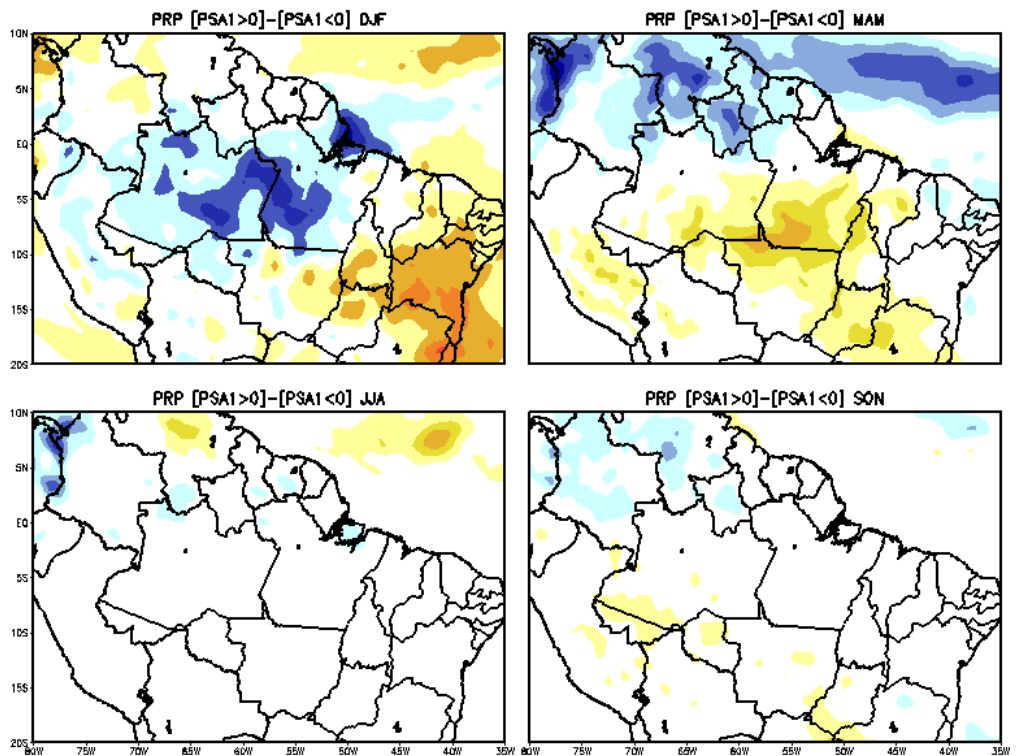
### 4.3.1 Primeiro Modo da Oscilação Pacífico América do Sul e sua influência sobre a Amazônia.

A Figura 4.3.1(a) apresenta a ponderação do PSA1 com as anomalias da altura do geopotencial em 500hPa, durante as quatro estações do ano, para o período de 1980 a 2010. Esta figura exhibe um padrão hemisférico de onda 3 em médias e altas latitudes, que se estende do Pacífico tropical para a América do Sul e Atlântico com centros de ação positivo sobre o oeste do Pacífico Sul e sul da América do Sul e negativo sobre o leste do Pacífico Sul, Atlântico Oeste e sudeste da América do Sul, resultado semelhante ao encontrado por Mo e Paegle (2001) através de análise de EOF. Os menores (maiores) valores de amplitudes dos centros de ação ocorreram durante o verão (outono, inverno e primavera) austral, os quais apresentaram enfraquecimento (intensificação) das anomalias do geopotencial em 500hPa e foi observado anomalias positivas (negativas e neutras) de precipitação na Amazônia, conforme pode ser observado na Figura 4.3.1(b),

A Figura 4.3.1(b) apresenta a conexão do PSA1 com a precipitação na Amazônia, durante o período de 1980 a 2010, para as quatro estações do ano. Os maiores valores de concomitâncias encontrados entre o Padrão PSA1 e a precipitação na Amazônia foram durante o verão e outono austral, padrão contrário ao encontrado na PSA2. Isto porque, este padrão foi identificado como uma resposta do Hemisfério Sul para a ENSO.



**Figura 4.3.1(a)** – Diferença entre os compósitos positivos e negativos do índice PSA1 na anomalia da altura do geopotencial em 500hPa (mgp) em DJF, MAM, JJA e SON no período: 1980-2010. Fonte de dados: reanálise do NCEP/CFSR.

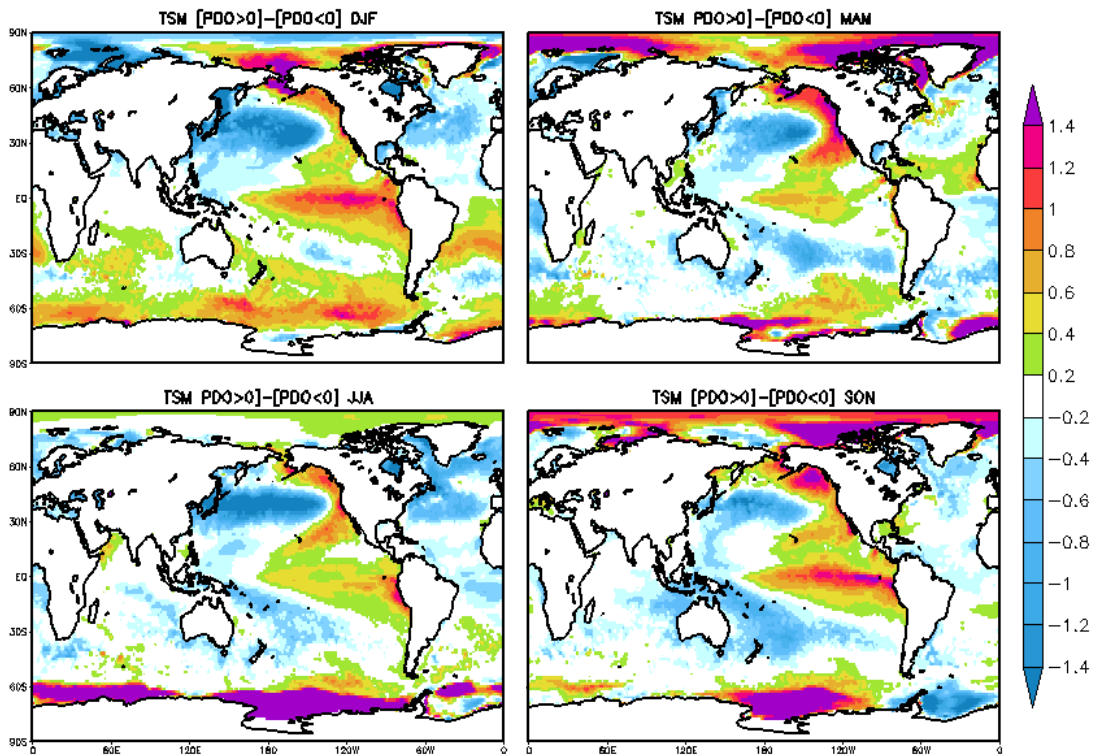


**Figura 4.3.1(b)** – Diferença entre os compósitos positivos e negativos do índice PSA1 na precipitação (mm/dia) em DJF, MAM, JJA e SON no período: 1980-2010. Fonte de dados: reanálise do NCEP/CFSR.

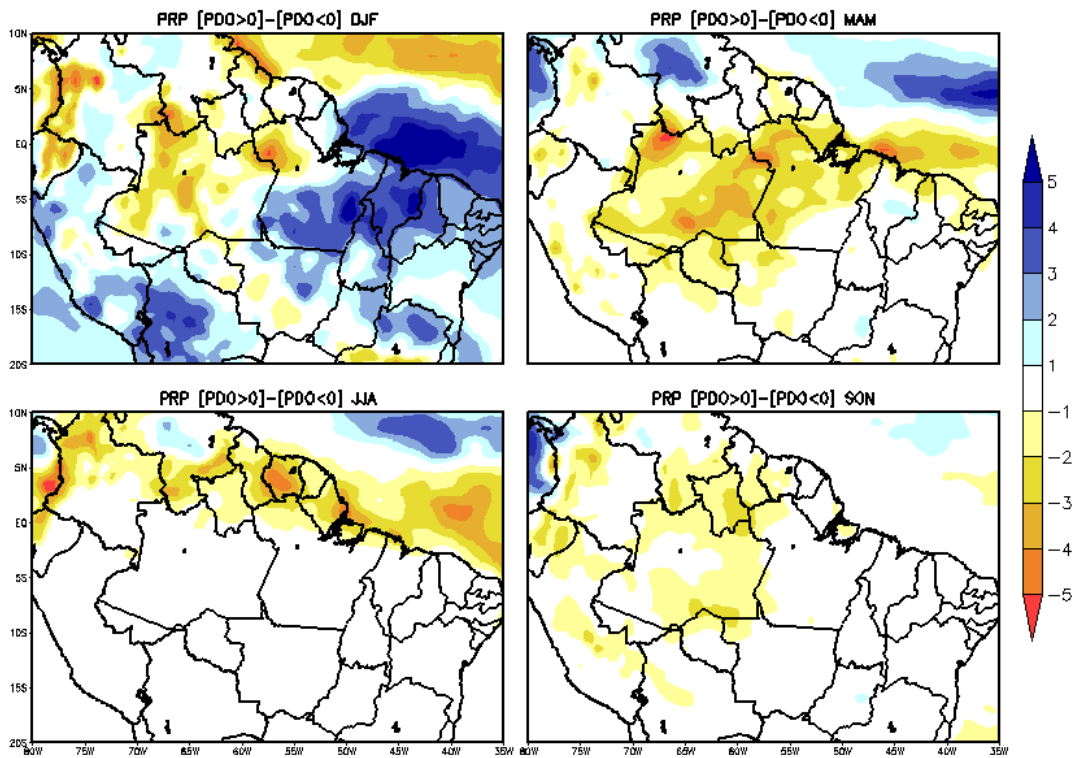
### **4.3.2 Oscilação Decadal do Pacífico e sua influência sobre a Amazônia.**

A Figura 4.3.2(a) apresenta a conexão da PDO com a TSM no globo inteiro, durante o período de 1980 a 2010 para as quatro estações do ano. O padrão encontrado foi semelhante ao de Mantua et al., (1997) durante a fase quente da PDO, com uma intensificação da Baixa das Aleutas anormalmente profunda e águas de superfície mais frias que o normal no Pacífico Norte Central e Oeste e mais quentes do que o normal ao longo da costa oeste dos Estados Unidos das Américas e sobre o Pacífico Tropical Leste e Central. Este padrão foi mais intenso durante o verão e outono, o que pode estar associado aos valores negativos da precipitação na Amazônia (Figura 4.3.2(b)). Sendo que, durante o outono austral a configuração da PDO apesar de ser suavizada apresenta concomitância com as anomalias positivas (negativas) de TSM no Atlântico Tropical Norte (Sul), fenômeno conhecido como Dipolo Positivo do Atlântico, o qual é responsável pela inibição da atuação da ZCIT e da precipitação no nordeste da Amazônia. Durante o inverno e primavera austral a configuração da PDO é mais suavizada.

A conexão da PDO com a precipitação na Amazônia foi mostrada na Figura 4.3.2(b), durante o período de 1980 a 2010 para as quatro estações do ano. Os maiores valores de concomitâncias encontrados entre o Padrão PDO e a precipitação na Amazônia foram durante o verão e o outono austral. Durante o verão austral, o setor nordeste (noroeste) da Amazônia apresentou anomalias positivas (negativas) de precipitação simultaneamente durante a fase negativa (positiva) da PDO, Kayano & Andreoli (2007) observaram resultados semelhantes. Por outro lado durante o outono foram observadas apenas anomalias negativas de precipitação atuando na Amazônia. Esta configuração pode ser explicada pela atuação da ZCIT, que durante o verão (outono) austral apresentou deslocamento em direção ao sul (norte) do equador, padrão semelhante ao encontrado na conexão ENSO e precipitação na Amazônia.



**Figura 4.3.2(a)** – Diferença entre os compósitos positivos e negativos do índice PDO na TSM (°C) em DJF, MAM, JJA e SON no período: 1980-2010. Fonte de dados: reanálise do NCEP/CFSR.



**Figura 4.3.2(b)** – Diferença entre os compósitos positivos e negativos do índice PDO na precipitação (mm/dia) em DJF, MAM, JJA e SON no período: 1980-2010. Fonte de dados: reanálise do NCEP/CFSR.

#### 4.4 INTERAÇÕES ENTRE OS PADRÕES DE VARIABILIDADE DE BAIXA FREQUÊNCIA

As séries temporais dos índices mensais da PDO, do PSA1, do PSA2, do ENSO, da AAO e das anomalias mensais de precipitação normalizada para o norte e sul da Amazônia são encontradas na Figura 4.1. Dentre o período de janeiro de 1980 a dezembro de 2010, a PDO esteve na fase positiva no período de 1980 a 1998, mudando sua polaridade para negativa por 4 anos, de 1999 a 2002, seguido por uma fase de aquecimento de 3 anos (2003 a 2005) e de neutralidade de janeiro de 2006 a agosto de 2007, mudando abruptamente para a fase negativa em setembro de 2007 e se manteve até julho de 2009, alternando para a fase positiva que permaneceu até junho de 2010, quando os valores persistiram negativos até dezembro de 2010, padrão semelhante ao encontrado em Peterson *et al.*, (2012). Embora o PSA1 possua variação em diferentes escalas, observa-se uma oscilação decadal neste índice, onde os períodos de 1981 a 1985, 1988 a 1989 e 1998 a 2000 (1991 a 1997 e 2001 a 2009) estiveram, em sua maioria, na fase positiva (negativa). O PSA2, o ENSO e a AAO apresentam variação mais bienal.

Analisando as séries temporais (Figura 4.1) e o campo médio das anomalias de precipitação normalizadas associadas aos Padrões de VBF (Figura 4.2), podem-se notar resultados bastante interessantes. Os dois Padrões de VBF da escala interdecadal, PDO e PSA1, pareceram influenciar a precipitação mais no norte do que no sul da Amazônia, isto corrobora com os estudos de Kayano e Andreoli (2007) que observaram uma resposta das anomalias de precipitação apenas para o norte da Amazônia quando influenciado pela PDO. Durante os 3 eventos da fase positiva (negativa) da PDO foi observado uma anomalia de precipitação média negativa (positiva) no norte da Amazônia, por outro lado a precipitação nesta Região apresentou uma resposta contrária quando influenciada pelo PSA1. O norte e sul da Amazônia apresentaram uma anomalia de precipitação média positiva e negativa, respectivamente, durante os 19 e 17 eventos da fase positiva e negativa do PSA1.

Os três Padrões da escala interanual, ENSO, AAO e PSA2 (Figura 4.1 e 4.2), pareceram influenciar a precipitação no norte e no sul da Amazônia, sendo que o PSA2 parece influenciar igualmente ambos os setores. A precipitação na Amazônia apresenta a mesma resposta a influência do ENSO e do PSA2, onde o norte e sul da Amazônia exibem uma anomalia de precipitação média negativa (positiva) durante a influência da

fase positiva (negativa) destes Padrões. O contrário observa-se para a influência da AAO, onde o norte e sul da Amazônia apresentam uma anomalia de precipitação média positiva e negativa, respectivamente, durante a influência da fase positiva e negativa deste Padrão.

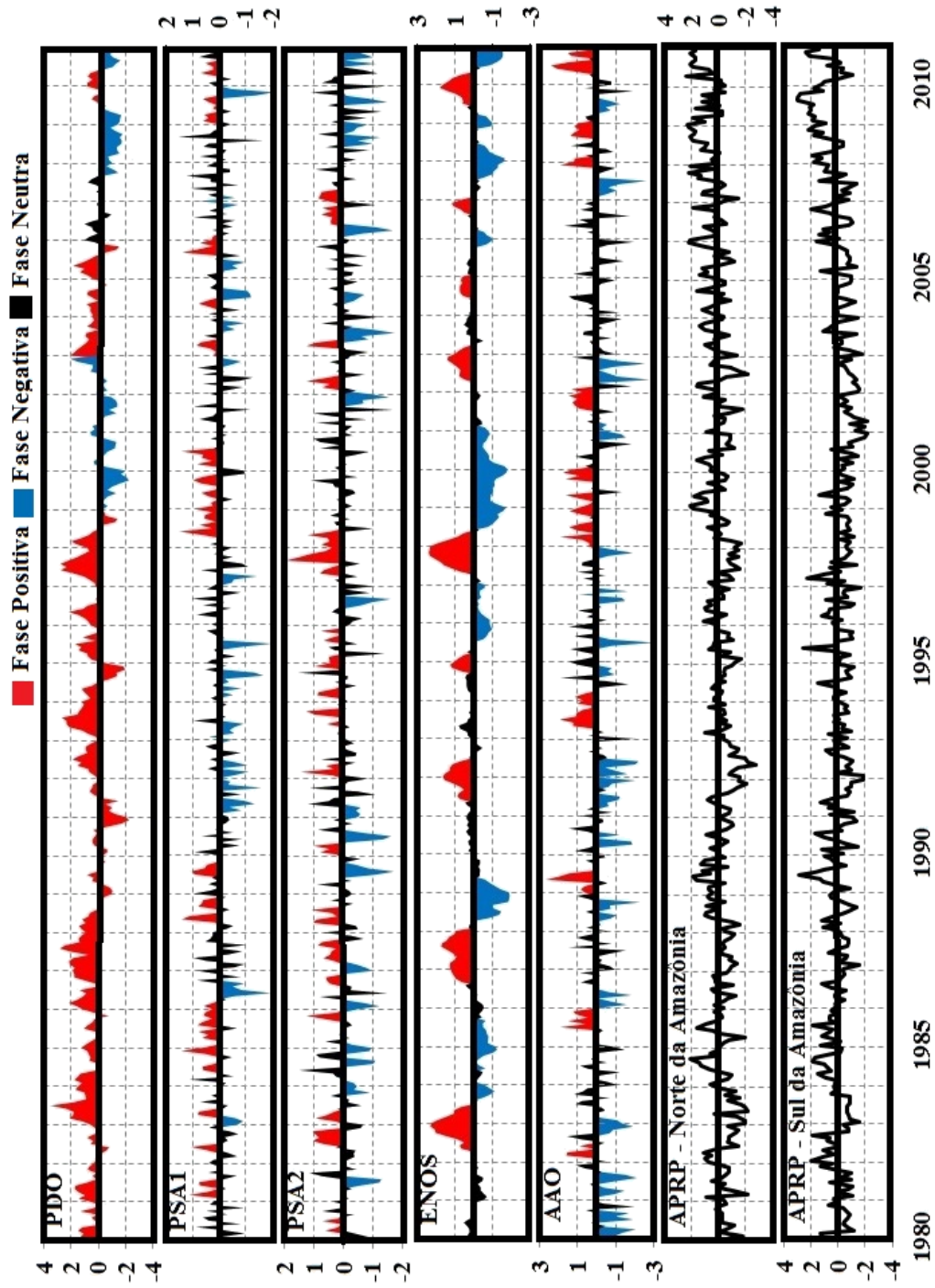
A Figura 4.1 indica que a interação dos Padrões de VBF influencia na precipitação da Amazônia. A influência mútua da PDO, do ENSO e do PSA2 na fase negativa, do PSA1 e da AAO na fase positiva acarreta no aumento da precipitação na Amazônia e foi observada no mês de dezembro de 2010, quando apresentou uma anomalia de precipitação de 2,09mm no norte e de 0,19mm no sul da Amazônia. Por outro lado, quando os modos da PDO, do ENSO e do PSA2 estiveram na fase positiva e os do PSA1 e da AAO na fase negativa influenciaram na inibição da precipitação na Amazônia, esta interação foi observada nos meses de fevereiro de 1983, fevereiro, março e maio de 1992 e o norte e sul da Amazônia apresentaram uma anomalia de precipitação média de -1,62mm e -0,63mm, respectivamente.

A Figura 4.1 também indica que durante os 14 eventos da fase positiva da AAO e os 9 eventos de La Niña, 7 ocorreram simultaneamente (La Niña + fase positiva da AAO), o que corrobora com Carvalho *et al.*, (2005) que observaram que a fase positiva da AAO é dominada quando os padrões de TSM, convecção e circulação se assemelham a fase de La Niña do ENSO, nesta interação o norte e o sul da Amazônia apresentaram uma anomalia de precipitação média de 1,04 e 0,47 (respectivamente), isto porque estes dois fenômenos influenciam no aumento da precipitação na Amazônia. O contrário também afetou a precipitação na Amazônia, observou-se que durante os 20 eventos da fase negativa da AAO e os 9 eventos El Niño, 7 ocorreram simultaneamente (El Niño + fase negativa da AAO), o que corrobora com Carvalho *et al.*, (2005) que observaram que a fase negativa da AAO é dominada quando os padrões de TSM, convecção e circulação se assemelham a fase de El Niño do ENSO e durante a interação o norte da Amazônia apresentou uma anomalia de precipitação média de -0,92 e o sul da Amazônia de -0,55, isto porque estes dois fenômenos influenciam na inibição da precipitação na Amazônia.

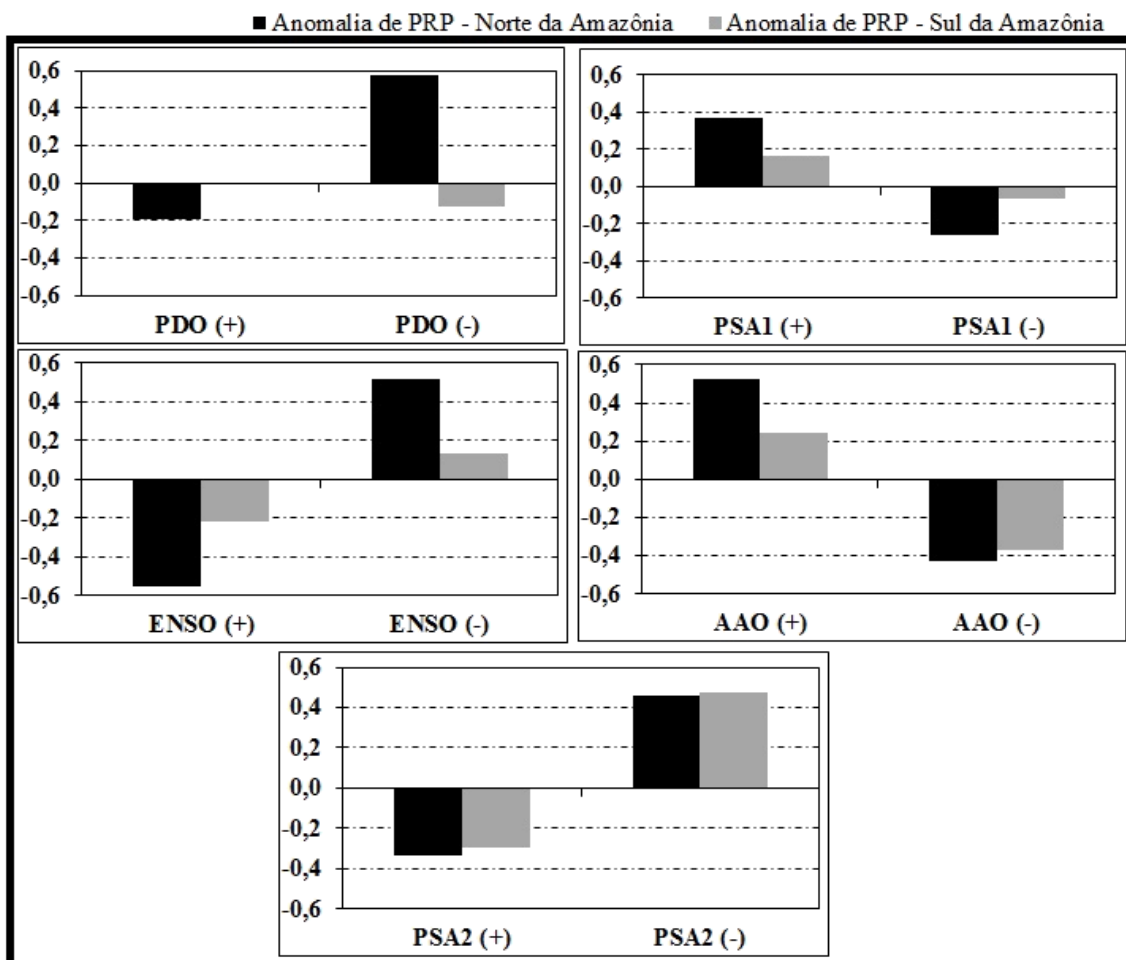
Por outro lado, quando os eventos de La Niña (fenômeno responsável pelo aumento da precipitação na Amazônia) estiveram associados à fase negativa da AAO (fenômeno responsável pela inibição da precipitação na Amazônia), o norte e o sul da Amazônia apresentaram uma anomalia de precipitação média de 0,04 e -0,82, respectivamente, indicando que durante esta interação o norte da Amazônia não sofre

influencia, mas para o sul da Amazônia a AAO parece ser determinante na inibição da precipitação. No entanto, na interação do El Niño (fenômeno responsável pela inibição da precipitação na Amazônia) e da fase positiva da AAO (fenômeno responsável pelo aumento da precipitação na Amazônia), o El Niño parece ser intenso o suficiente para diminuir a precipitação no norte e sul da Amazônia, o norte e o sul da Amazônia apresentaram uma anomalia de precipitação média de -0,77 e -0,40 (respectivamente). Esta análise motivou o interesse de como a precipitação na Amazônia responde a influência isolada da AAO e do ENSO e na associação de ambos.





**Figura 4.1** – Índices da PDO, do PSA1, do PSA2, do ENSO, da AAO e da anomalia mensal da precipitação normalizada para o norte e sul da Amazônia. Período base de janeiro de 1980 a dezembro de 2010.



**Figura 4.2** – Campo médio das anomalias de precipitação na Amazônia associadas aos Padrões de VBF, barra preta anomalia de precipitação média no norte da Amazônia e barra cinza anomalia de precipitação média no sul da Amazônia.

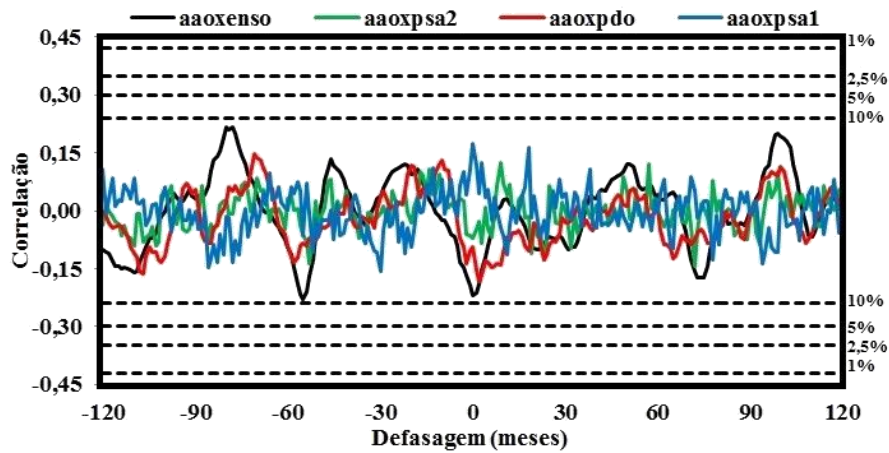
Muitos estudos, assim como a Figura 4.1, têm mostrado as interações entre os Padrões de VBF (observar o Capítulo 2.7, que revisa este assunto) afeta diversas regiões no mundo, assim como a precipitação na Amazônia. As Figuras 4.3, 4.4 e 4.5 apresentam as correlações cruzadas defasadas entre os índices mensais do período de janeiro de 1980 a dezembro de 2010. A correlação cruzada defasada foi aplicada entre os Padrões de VBF ao tempo de 120 meses e os valores absolutos das correlações significantes ao nível de 99%, 97,5%, 95% e 90% são 0,42, 0,35, 0,30 e 0,24.

Os resultados da Figura 4.3 mostram que a AAO e os Padrões ENSO, PSA2, PDO e PSA1 são fracamente anti-correlacionados, sendo que as maiores correlações foram encontradas na relação AAO e ENSO, com valor de -0,23 no tempo de defasagem -55 meses e de -0,22 no tempo de defasagem 0 mês, que embora não sejam valores significantes estatisticamente estão próximos dos valores significantes ao nível de 10%. Indicando que a AAO tem uma possível influencia interdecadal e instantânea

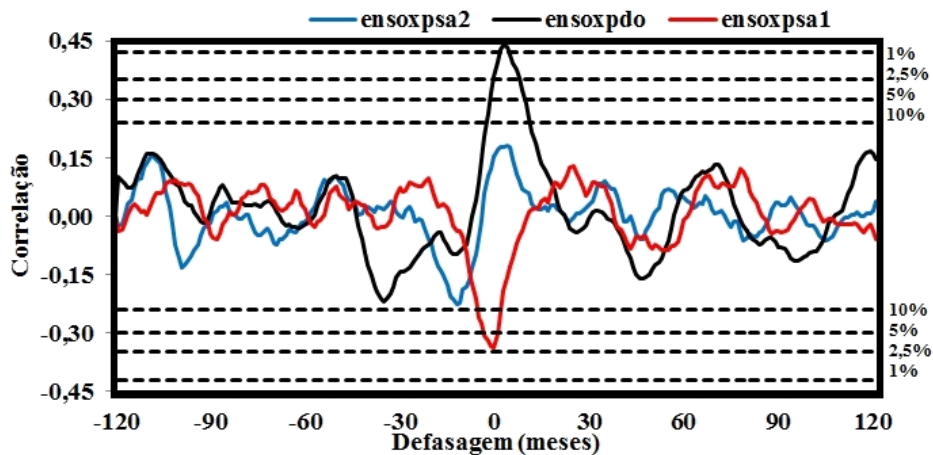
no ENSO, ou seja, um evento do ENSO tende a ocorrer 4 anos e 7 meses após ter ocorrido um evento da AAO e que ambos interagem simultaneamente. Corroborando com os estudos de Carvalho *et al.*, (2005) que observaram uma variabilidade interdecadal na relação AAO e episódios de La Niña e El Niño. Vale destacar o estudo de Pohl *et al.*, (2010) que encontraram o valor de -0,5 da correlação entre AAO e ENSO durante o período de novembro a fevereiro, valor de correlação significativa ao nível de 99%. Indicando que a relação AAO e ENSO de fato existe, porém apresentam maiores correlações no ciclo sazonal.

O ENSO e os Padrões PSA2, PDO e PSA1 parecem estar bem correlacionados (Figura 4.4), a relação ENSO e PDO foi a que apresentou o maior valor de correlação 0,44 (correlação significativa ao nível de 99%) com o tempo de defasagem de 2 meses, indicando que um evento da PDO ocorreu com dois meses de antecedência de um evento do ENSO. Para o período de 1977 a 1999, Kayano e Andreoli (2007) encontraram um coeficiente de correlação de 0,37, significativa ao nível de 90%, entre os índices da PDO e da TSM na área de Niño 3.4. A relação entre ENSO e PSA1 apresentou correlação cruzada defasada de -0,34 (correlação significativa ao nível de 95%) com o tempo de defasagem de -1, indicando que um evento da PSA1 ocorreu um mês após ter ocorrido um evento do ENSO. Por outro lado a correlação cruzada defasada entre o ENSO e a PSA2 não apresentou valores com significância estatística, mas no tempo de defasagem -13 meses apresentou valor de correlação de -0,23, valor próximo ao nível de 90% de confiança, indicando que um evento do PSA2 ocorreu 13 meses após ter ocorrido um evento do ENSO. Este resultado é semelhante ao encontrado por Mo e Peagle (2001), que encontraram maiores correlações do ENSO com o PSA1, do que com o PSA2.

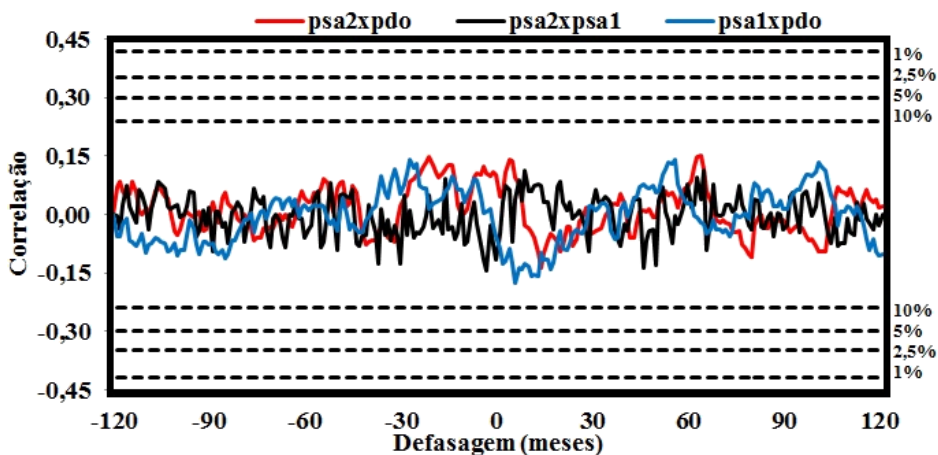
A correlação cruzada defasada entre PSA2 e PDO, PSA2 e PSA1, PSA1 e PDO (Figura 4.5) não apresentaram valores com significância estatística.



**Figura 4.3** – Correlação cruzada defasada entre os índices mensais da AAO e dos Padrões ENSO, PSA2, PDO e PSA1. Aplicado ao período de janeiro de 1980 a dezembro de 2010. As linhas pontilhadas de 1%, 2,5%, 5% 10% representam valores de correlação significantes ao nível de 99%, 97,5%, 95% e 90%, respectivamente.



**Figura 4.4** – Semelhante à Figura 4.3, mas entre ENSO e os Padrões PSA2, PDO e PSA1.



**Figura 4.5** – Semelhante à Figura 4.3, mas entre PSA2 e PDO, PSA2 e PSA1, PSA1 e PDO.

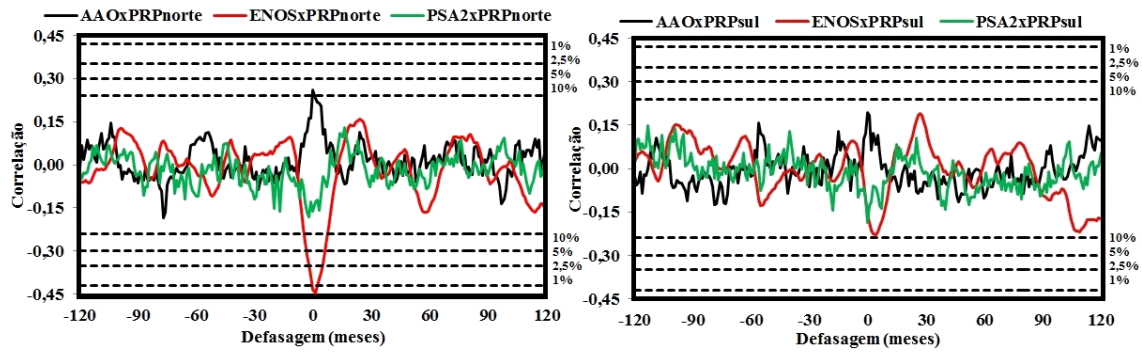
A Amazônia apresenta uma grande variabilidade espacial de precipitação, o total de chuva, dentre o período de 1980 a 2010, no norte da Amazônia foi de 2406,12mm, enquanto no sul foi de 2048,04mm. Este elevado índice pluviométrico que ocorre no norte da Amazônia parece estar associado a suscetível influencia dos Padrões de VBF, como mostra as Figuras 4.6 e 4.7 com os valores de correlação entre os índices e a precipitação que apresentam significância estatística, em sua maioria, com o norte da Amazônia.

Analisando a correlação cruzada defasada entre os Padrões de VBF na escala interanual (AAO, ENSO e PSA2) com a precipitação no norte e sul da Amazônia (Figura 4.6), observa-se que o maior valor encontrado foi entre o ENSO e a precipitação no norte da Amazônia, apresentando uma correlação de -0,44 no tempo de defasagem 1 mês (correlação significativa ao nível de 99%), o segundo maior valor de correlação foi entre AAO e a precipitação no norte da Amazônia, com correlação de 0,26 no tempo de defasagem 0 (correlação significativa ao nível de 90%) e a precipitação no norte da Amazônia não está correlacionado com o PSA2. Enquanto que o sul da Amazônia não apresenta correlação estaticamente significativa com nenhum dos Padrões de VBF desta escala.

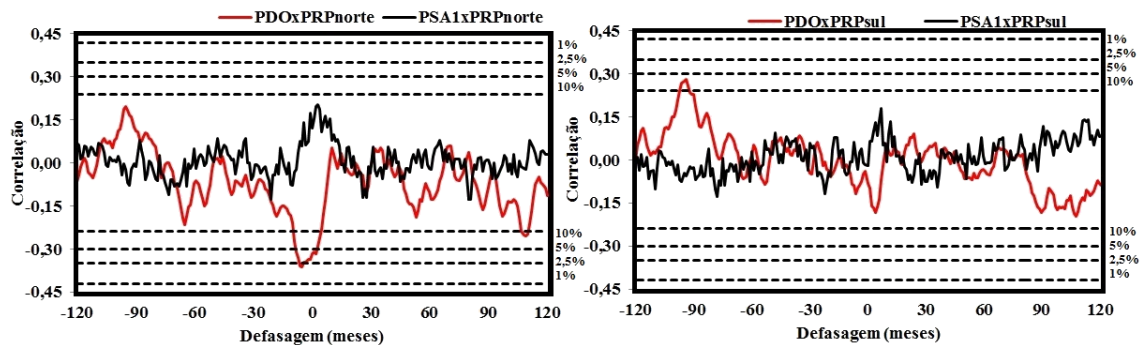
Por outro lado, a correlação cruzada defasada entre os Padrões de VBF na escala interdecadal (PDO e PSA1) com a precipitação no norte e no sul da Amazônia (Figura 4.7) apresentou valores com significância estatística apenas com a PDO. O valor de correlação entre a precipitação no norte (sul) da Amazônia e a PDO foi de -0,36 (0,28) no tempo de defasagem -5 (95) meses, correlação significativa ao nível de 97,5% (90%), indicando que a precipitação no norte da Amazônia ocorreu cinco meses (sete anos e onze meses) após (antes) de ter ocorrido um evento de PDO. Estes resultados corroboram com o estudo de Marengo (2004), o qual identificou que o norte a Amazônia possui variação de precipitação na escala interanual e decadal, enquanto que o sul da Amazônia possui variação apenas na escala decadal.

Portanto, as maiores correlações cruzadas defasadas entre os índices foram ENSO-PDO (0,44), ENSO-PSA1 (-0,34), ENSO-AAO (-0,23) e ENSO-PSA2 (-0,23) e dos índices com a precipitação na Amazônia foram ENSO-Precipitação no norte da Amazônia (-0,44), PDO-Precipitação no norte da Amazônia (-0,36), PDO-Precipitação no sul da Amazônia (0,28) e AAO-Precipitação no norte da Amazônia (0,26). Desta forma, observa-se que o ENSO, a PDO e a AAO são os que apresentam os maiores valores de correlação com a precipitação na Amazônia, além do que se observou que

estes Padrões de VBF interagem entre si. A relação da PDO e ENSO foi discutida por Kayano e Andreoli (2007), enquanto que a influencia da relação AAO e ENSO na Amazônia ainda não foi documentada.



**Figura 4.6** – Correlação cruzada defasada entre os índices mensais da AAO, ENSO e PSA2 com a precipitação mensal no norte da Amazônia (painel à esquerda) e com a precipitação mensal no sul da Amazônia (painel à direita). As linhas pontilhadas de 1%, 2,5%, 5% 10% representam valores de correlação significantes ao nível de 99%, 97,5%, 95% e 90%, respectivamente.

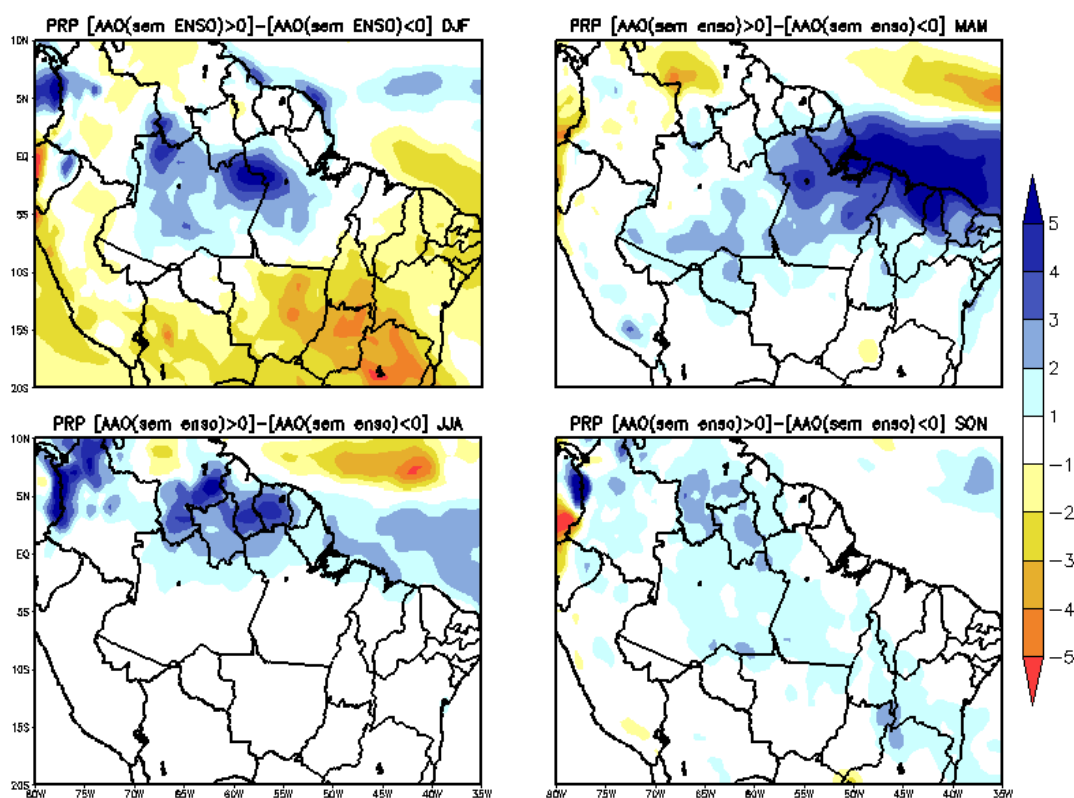


**Figura 4.7** – Semelhante à Figura 4.6, mas entre os índices mensais da PDO e PSA1 com a precipitação mensal no norte da Amazônia (painel à esquerda) e com a precipitação mensal no sul da Amazônia (painel à direita).

A Figura 4.1 mostrou uma tendência da fase positiva (negativa) da AAO ocorrer durante os episódios de La Niña (El Niño), contudo Carvalho *et al.*, (2005) sugeriram que nem toda a variabilidade das fases da AAO são moduladas pela fase do ENSO e que outros mecanismos podem envolver a variação da AAO. Para examinar a influencia da AAO na Amazônia sem o sinal do ENSO, foi feita uma regressão linear simples do sinal do ENSO na AAO para posteriormente se fazer a exclusão do ENSO no índice da AAO. A correlação entre o índice da AAO, removendo o efeito do ENSO, e a precipitação norte da Amazônia foi 0,17 (Figura não mostrada) e a correlação entre o índice da AAO, sem a exclusão do ENSO, e a precipitação norte da Amazônia foi 0,26

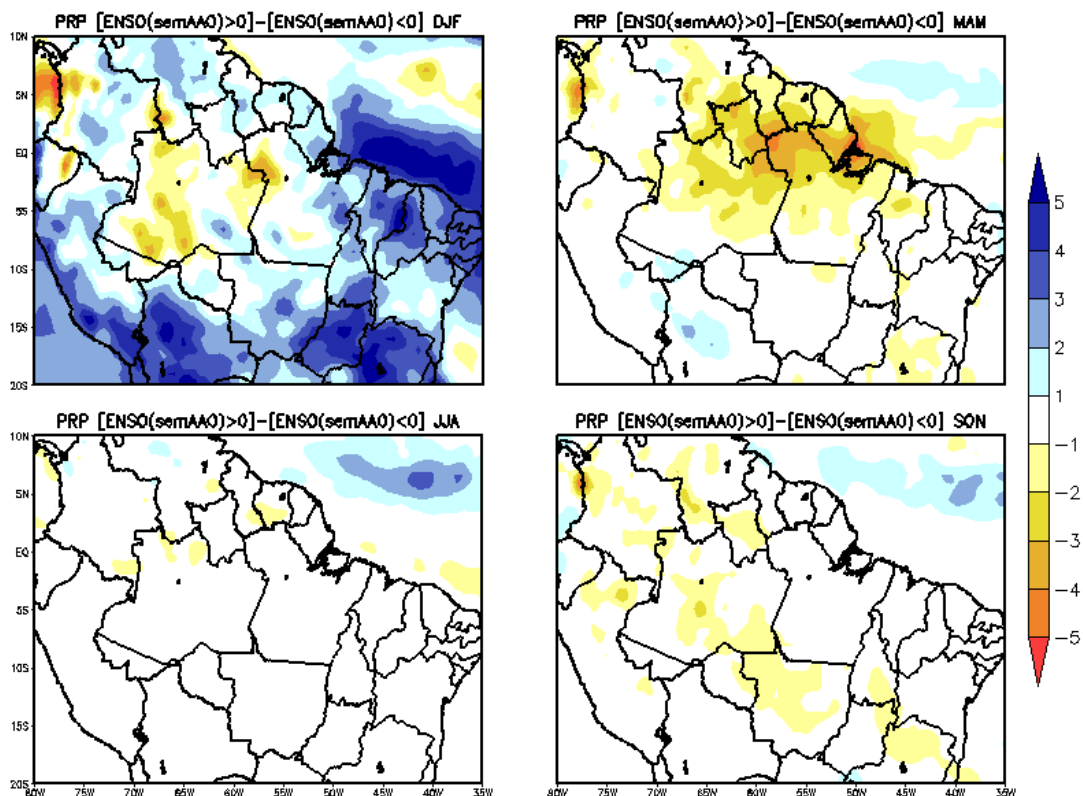
(Figura 4.6). Pohl *et al.*, (2010) também observou que a correlação entra a AAO e a TSM em cada ponto de grade no globo diminuiu quando o ENSO foi removido do sinal da AAO, indicando que a AAO está parcialmente relacionada ao ENSO.

A atuação da AAO sem o sinal do ENSO ocorre em menores regiões da Amazônia, porém o sinal da fase positiva da AAO é intensificado enquanto que o da fase negativa da AAO é enfraquecido, conforme mostra a Figura 4.8 (comparar com a Figura 4.2.2(b) / AAO com a influência do ENSO), a qual apresenta áreas positivas mais expressivas do que as áreas negativas. No verão austral, os setores noroeste/central (nordeste/leste e sul) da Amazônia ficaram mais (menos) intensos do que com a influência do ENSO (Figura 4.2.2(b)), durante outono e primavera austral o sinal ficou claramente mais intenso no nordeste e na zona noroeste-sudeste da Amazônia, respectivamente, e durante o inverno austral a AAO influenciada pelo ENSO pareceu não modular a precipitação na Amazônia (Figura 4.2.2(b)), mas na relação AAO sem a influência do ENSO apareceu uma porção positiva com a precipitação no norte da Amazônia.



**Figura 4.8** – Média Ponderada da diferença da fase positiva e negativa do índice AAO (excluindo o ENSO) na precipitação (mm/dia) em DJF, MAM, JJA e SON no período: 1980-2010. Fonte de dados: reanálise do NCEP/CFSR.

A atuação do ENSO sem à influência da AAO sobre a Amazônia apresentou o resultado semelhante à AAO sem a inclusão do sinal ENSO, com valor de correlação menor entre o índice do ENSO, que exclui o efeito da AAO, e a precipitação norte da Amazônia -0,39 (Figura não mostrada) e valor de correlação maior entre o índice do ENSO, sem a exclusão da AAO, e a precipitação norte da Amazônia -0,44 (Figura 4.6). Nesta associação houve intensificação da fase negativa e enfraquecimento da fase positiva do ENSO, conforme mostra a Figura 4.9 (comparar com a Figura 4.2.1(b) / ENSO com a influência da AAO), com regiões positivas sobre o sul e nordeste da Amazônia apenas no verão austral, porém com maior intensidade do que com a inclusão da AAO no sinal do ENSO e as regiões negativas encontradas no outono, inverno e primavera na Figura 4.2.1(b) pareceram enfraquecer quando se excluiu o sinal AAO ao índice do ENSO.

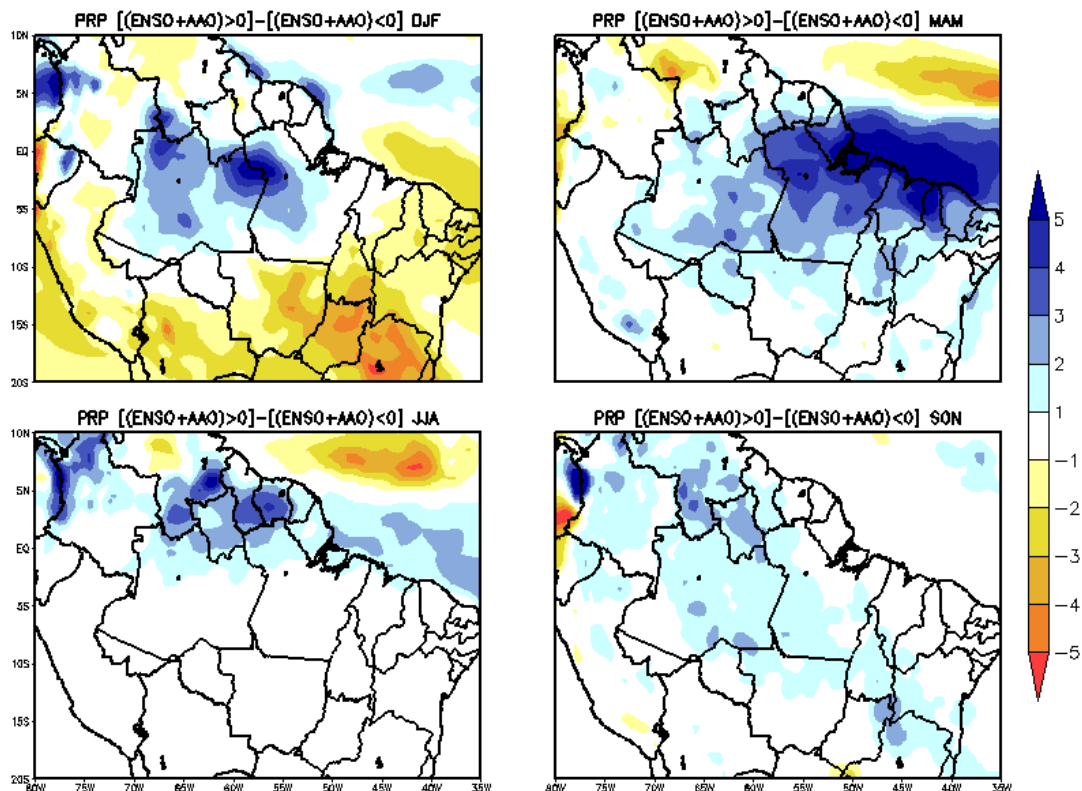


**Figura 4.9** – Média Ponderada da diferença da fase positiva e negativa do índice ENSO (excluindo a AAO) na precipitação (mm/dia) em DJF, MAM, JJA e SON no período: 1980-2010. Fonte de dados: reanálise do NCEP/CFSR.

A aplicação da regressão linear múltipla aos índices AAO e ENSO mostrou que o índice que faz associação de ambos apresenta a maior correlação, valor de 0,47 (valor significativo ao nível de 99%). A Figura 4.10 indica que a combinação das fases positivas e negativas da AAO e do ENSO, respectivamente, parece ser mais intensa do



que nas fases opostas destes Padrões, pois excetuando o sul da Amazônia que apresentou anomalias negativas da precipitação no verão austral, de uma maneira geral foram exibidas anomalias de precipitação positivas concomitantemente com o índice que faz associação dos Padrões AAO e ENSO. Isto pode ser explicado por Carvalho *et al.*, (2005), que mostrou a atuação de ambos os Padrões acarreta em uma influencia positiva da precipitação.



**Figura 4.10** – Média Ponderada da diferença da fase positiva e negativa do índice combinada (ENSO + AAO) na precipitação (mm/dia) em DJF, MAM, JJA e SON no período: 1980-2010. Fonte de dados: reanálise do NCEP/CFSR.

## 5 CONCLUSÕES

A influência dos Padrões de VBF sobre as anomalias diárias e mensais da precipitação e da OLR na Amazônia foram investigados através da técnica de Compósitos que ponderam os índices que representam os Padrões sobre essas variáveis, para o período de 1980 a 2010. Na fase inicial foi necessário um estudo sobre qual reanálise do NCEP utilizar para a análise climatológica da influência dos Padrões de VBF na precipitação da Amazônia. Estatisticamente a reanálise NCEP-CFSR apresentou melhores resultados, sendo assim utilizada para todas as análises deste estudo.

O Padrão de VBF na escala intrassazonal foi representado pela influência da MJO sobre as chuvas na Amazônia. O índice WH04 foi aplicado à técnica dos Compósitos na precipitação e na OLR sobre a Amazônia. Observou-se que, na passagem da MJO sobre o Pacífico Leste ( $135^{\circ}\text{W} - 90^{\circ}\text{W}$ ), esta começa a interagir positivamente com a dinâmica da Amazônia, principalmente durante a primavera austral, quando os setores oeste e sul apresentam diferenças positivas dos compósitos da MJO com a OLR e com a precipitação da Amazônia. No período em que a MJO se encontra sobre o quadrante  $90^{\circ}\text{W} - 45^{\circ}\text{W}$ , ela interage ainda mais com a Amazônia, conforme foi observado durante o verão, o outono e a primavera austral, quando apresentou diferenças positivas com a precipitação e com a OLR sobre os setores centro e leste, sobre os setores norte e oeste e sobre uma faixa no sentido noroeste-sudeste da Amazônia, respectivamente às estações do ano citadas.

Os Padrões de VBF na escala interanual foram neste estudo representados pelo ENSO, PSA2 e AAO. O índice do El Niño (La Niña) apresentou diferenças negativas (positivas) entre os compósitos da precipitação da Amazônia principalmente no verão e outono austral. No verão austral, quando há atuação do El Niño (da La Niña), aparecem diferenças negativas (positivas) no setor central (sul/sudeste) da Amazônia, enquanto que durante o outono austral apenas o setor nordeste da Amazônia apresenta diferenças negativas. Isto parece estar associado à influência do El Niño sobre o Dipolo Positivo do Atlântico. O modo 2 do Padrão Pacífico/América do Sul (PSA2) apresentou resultado semelhante, porém de menor magnitude ao encontrado na conexão do ENSO com a precipitação na Amazônia, isto porque este padrão está associado com a componente quase bienal do ENSO. A AAO parece influenciar positivamente (negativamente) o setor noroeste/centro (nordeste/leste) da Amazônia durante o verão

austral, enquanto que durante o outono austral apresenta apenas anomalias positivas de precipitação associados à fase positiva da AAO, principalmente nos setores nordeste, central e sudeste da Amazônia.

Os Padrões de VBF na escala interdecadal foram representados pela PDO e pela PSA1. O PSA1 se mostrou um padrão contrário ao encontrado na PSA2, isto porque este padrão foi identificado como uma resposta do Hemisfério Sul para a ENSO e os compósitos da PDO apresentaram diferenças positivas maiores durante o verão e o outono austral, sendo que no verão austral o setor nordeste (noroeste) da Amazônia apresentou anomalias positivas (negativas) de precipitação simultaneamente durante a fase negativa (positiva) da PDO. Por outro lado, durante o outono há influência apenas de anomalias negativas na Amazônia. Estas configurações podem ser explicadas pela atuação da ZCIT, que durante o verão (outono) austral apresentou deslocamento ao sul (norte) do equador, padrão semelhante ao encontrado na conexão ENSO e precipitação na Amazônia.

Outra conclusão surgiu ao analisar a interação entre os Padrões de VBF (ENSO, AAO, PSA2, PSA1 e PDO) e a precipitação na região Amazônica, pois eles apresentam maiores interações com o norte do que com sul da Amazônia, excetuando o PSA2 que parece interagir com o norte e sul igualmente. Os Padrões PDO, ENSO e PSA2 na fase negativa (positiva), o PSA1 e a AAO na fase positiva (negativa) influenciam no aumento (na inibição) da precipitação na Amazônia. Foi observado que os eventos de El Niño (La Niña) acontecem mais durante a fase negativa (positiva) da AAO e que estas interações ocasionam em anomalias negativas (positivas) de precipitação na Amazônia. Interessante notar que, na interação La Niña (responsável por aumentar a precipitação na Amazônia) e fase negativa da AAO (responsável por diminuir a precipitação na Amazônia), não há conexão com a precipitação do norte da Amazônia, porém o sul apresentou anomalias negativas de precipitação, indicando que a AAO é determinante na diminuição da precipitação neste setor. Por outro lado, na interação El Niño e fase positiva da AAO, o El Niño parece ser intenso o suficiente para diminuir a precipitação no norte e sul da Amazônia.

As maiores interações encontradas foram entre ENSO e PDO, ENSO e PSA1, AAO e ENSO e ENSO e PSA2, que apresentaram respectivamente valores de correlações de 0.44 (correlação significativa ao nível de 99%), -0.34 (correlação significativa ao nível de 95%), -0.23 (correlação sem significância estatística) e -0.23 (correlação sem significância estatística). As maiores relações encontradas entre os

Padrões de VBF e a precipitação no norte e sul da Amazônia foram entre o ENSO, a AAO, a PDO e a precipitação no norte da Amazônia, apresentando correlação cruzada defasada de -0.44, 0.26 e -0,36 nos tempos de defasagem 1, 0 e -5 mês (correlação significativa ao nível de 99%, 90% e 97,5%), respectivamente. O único Padrão que está correlacionado significativamente com a precipitação no sul da Amazônia foi a PDO, que apresentou valor de 0.28 no tempo de defasagem 95 meses, correlação significativa ao nível de 90%. Por isso escolheu-se analisar a interação entre a AAO e ENSO na precipitação da Amazônia, já que a relação PDO e ENSO foi discutida por Kayano e Andreoli (2007).

Analisando a influência isolada da AAO (do ENSO), removendo o efeito do ENSO (da AAO) na precipitação da Amazônia, pode-se observar que ocorre em regiões menores e o sinal da fase positiva (negativa) da AAO (do ENSO) é intensificado enquanto que o da fase negativa (positiva) da AAO (do ENSO) é enfraquecido. Além disso, pode-se observar que o valor de correlação entre a precipitação no norte da Amazônia e o sinal isolado da AAO (do ENSO) diminuiu, quando comparado ao sinal que incorpora o efeito do ENSO. Por outro lado, na combinação da AAO e do ENSO a correlação aumentou e a relação de atuação de ambos os modos, de uma maneira geral, influencia positivamente a precipitação. Portanto, a análise da influência da AAO e do ENSO na Amazônia deve ser feita de forma isolada e combinada entre eles.

A relação linear entre a AAO e o ENSO encontrado nesta Dissertação foi do ponto de vista estatístico e por isso há a necessidade de considerar eventuais processos físicos que possam associar a AAO e o ENSO com a precipitação na Amazônia. Desta forma, estes resultados aqui encontrados mostraram o efeito da MJO na precipitação e na OLR, do ENSO, da AAO, do PSA2, do PSA1 e da PDO na precipitação da Amazônia. Além disso, mostraram o efeito isolado da AAO e do ENSO e o efeito combinada entre AAO e ENSO na Amazônia.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BARNSTON, A. G.; LIVEZEY, R. E. Classification, seasonality and persistence of low frequency atmospheric circulation patterns. *Monthly Weather Review*, v. 115, p. 1083–1126, 1987.

BIGG, R. G. et al. The OLR of the oceans in climate. *International Journal of Climatology*, v. 23, p. 1127-1159, 2003.

BJERKNES, J. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Monthly Weather Review*, v. 97, p. 163–172, 1969.

CALLÈDE, J. et al. Amazonian deforestation: its influence on the Amazon discharge at Óbidos (Brasil). *Revue des Sciences de l'Eau/Journal of Water Science*, v. 21, p. 59–72.2008.

CARVALHO, L. M. V.; JONES, C. Zona de Convergência do Atlântico Sul. In: Cavalcanti, I. F. A; Ferreira, N. J; Silva, M. G. A.; Dias, M. A. F. S. Org(s). *Tempo e Clima no Brasil*. São Paulo: Oficina de Textos, 2009, p. 95.

\_\_\_\_\_. \_\_\_\_\_. AMBRIZZI, T. Opposite Phases of the Antarctic Oscillation and Relationships with Intraseasonal to Interannual Activity in the Tropics during the Austral Summer. *Journal of Climate*, v. 18, p. 702- 718, 2005.

CAVALCANTI, I. F. A. *Um estudo sobre interações entre sistemas de circulação de escala sinótica e circulações locais*. 1982.113f. Tese (Mestrado) – Instituto Nacional em Pesquisas Espaciais. São José dos Campos.

CAVALCANTI, I. F. A.; AMBRIZZI, T. Teleconexões e suas influências no Brasil. In: Cavalcanti, I. F. A; Ferreira, N. J; Silva, M. G. A.; Dias, M. A. F. S. Org(s). *Tempo e Clima no Brasil*. São Paulo: Oficina de Textos, 2009, p. 318-324.

COHEN, J. C. P.; SILVA DIAS, M. A. F. S.; NOBRE, C. A. Aspectos climatológicos das linhas de instabilidade na Amazônia. *Climanálise– Boletim do Monitoramento e Análise Climática*, v. 4, n.11, p. 34 – 40, 1989.

\_\_\_\_\_. \_\_\_\_\_. \_\_\_\_\_. Environmental conditions associated with Amazonian squall lines: A case study. *Monthly Weather Review*, v. 123, p. 3163–3174, 1995.

DE SOUZA, E. B.; AMBRIZZI, T. Modulation of the intraseasonal rainfall over tropical Brazil by the Madden–Julian oscillation. *International Journal of Climatology*. São Paulo, v. 26, p. 1759-1776, 2006.

\_\_\_\_\_. KAYANO, M. T.; AMBRIZZI, T. Intraseasonal and submonthly variability over the Eastern Amazon and northeast Brazil during the autumn rainy season. *Theoretical and Applied Climatology*. São Paulo, v. 81, p. 177-191, 2005.

DIJKSTRA, H. A.; GHIL, M. Low-Frequency Variability of the large-scale ocean circulation: a dynamical systems approach. *Reviews of Geophysics*, v. 43, 38pp, 2005.

EK, M. B. *et al.* Implementation of Noah land surface model advances in the National Centers for Environmental Prediction operational mesoscale Eta model, *Journal of Geophysical Research*, v. 108, 2003.

ESPINOZA, J. C. *et al.* Contrasting regional discharge evolutions in the Amazon basin (1974-2004). *Journal of hydrology*, v. 375, p. 297-311, 2009a.

\_\_\_\_\_. *et al.* Large-scale circulation patterns and related rainfall in the Amazon Basin: a Neuronal Networks approach. *Climate Dynamics*, v. 38, p. 121-140, 2011.

\_\_\_\_\_. *et al.* Spatio-temporal rainfall variability in the Amazon Basin Countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia e Ecuador). *International Journal of Climatology*. v. 19, p. 1574-1594, 2009b.

FERREIRA, D. B. S. *Eventos extremos da zona de convergência intertropical sobre o atlântico durante o período chuvoso da Amazônia oriental*. 2008. 65f. Dissertação (Pós-Graduação em Ciências Ambientais) – Faculdade de Meteorologia, Universidade Federal do Pará, Belém.

FISCH, G.; MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A. Uma revisão geral sobre o clima da Amazônia. *Acta Amazônica*, v. 28, p. 101–126, 1998.

FU, R. *et al.* How the tropical sea surface temperatures influence the seasonal distribution precipitation in equatorial Amazonia? *Journal of Climate*, v. 14, p. 4003–4026, 2001.

\_\_\_\_\_. ZHU, B.; DICKINSON, R. E. How Do Atmosphere and Land Surface Influence Seasonal Changes of Convection in the Tropical Amazon? *Journal of Climate*, v. 12, p. 1306-1321, 1999.

GARREAUD, R. D.; VUILLE, M.; COMPAGNUCCI, R.; MARENGO, J. Present-day South American climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 281, p. 180-195, 2008.

GARSTANG, M. *et al.* Amazon coastal squall lines. Part I: Structure and kinematics. *Monthly Weather Review*, v. 122, p. 608–622, 1994.

GERSHUNOV, A.; BARNETT, T. P. Interdecadal modulation of ENSO teleconnections. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 79, p. 2715–2725, 1998.

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

GRIFFIES, S. M. *et al.* Technical guide to MOM4: GFDL Ocean Group Technical Report No. 5. *NAAOA/Geophysical Fluid Dynamics Laboratory*, p. 337, 2004.

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

\_\_\_\_\_. Variabilidade Interanual do Clima no Brasil. In: Cavalcanti, I. F. A; Ferreira, N. J; Silva, M. G. A.; Dias, M. A. F. S. Org(s). *Tempo e Clima no Brasil*. São Paulo: Oficina de Textos, 2009, p. 353-354.

GUTMAN, G. J.; SCHWERDTFEGER, W. The OLR of latent and sensible heat for the development of a high pressure system over the subtropical Andes, in the Summer. *Meteorologische Rundschau*, v. 18, p. 1-7, 1965.

HOLTON, J. R. *An Introduction to Dynamic Meteorology*. California: Elsevier Academic Press, 2004, p.370-371.

KALNAY, E. et al. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 77, p. 437-438, 1996.

KAROLY, D. J. Southern Hemisphere circulation features associated with El Niño–Southern Oscillation events. *Journal of Climate*, v. 2, p. 1239–1251, 1989.

KAYANO, M. T.; ANDREOLI, R. V. Relations of South American summer rainfall interannual variations with the Pacific Decadal Oscillation. *International Journal of Climatology*, v. 27, p.531–540, 2007.

\_\_\_\_\_. \_\_\_\_\_. Variabilidade Decenal a Multidecenal. In: Cavalcanti, I. F. A; Ferreira, N. J; Silva, M. G. A.; Dias, M. A. F. S. Org(s). *Tempo e Clima no Brasil*. São Paulo: Oficina de Textos, 2009, p. 375-376.

\_\_\_\_\_. JONES, C.; SILVA DIAS, P. L. Variabilidade Intrassazonal. In: Cavalcanti, I. F. A; Ferreira, N. J; Silva, M. G. A.; Dias, M. A. F. S. Org(s). *Tempo e Clima no Brasil*. São Paulo: Oficina de Textos, 2009, p. 337.

\_\_\_\_\_. KOUSKY, V. E. Intraseasonal (30-60 day) variability in the tropics: principal modes and their evolution. *Tellus*, v. 51A, p. 373-386, 1999.

KIDSON, J. W. Indices of the Southern Hemisphere zonal wind. *Journal of Climate*, v. 1, p. 183–194, 1988b.

\_\_\_\_\_. Interannual variations in the Southern Hemisphere circulation. *Journal of Climate*, v.1, p. 1177–1198, 1988a.

\_\_\_\_\_. Principal modes of Southern Hemisphere low frequency variability obtained from NCEP-NCAR reanalyses. *Journal of Climate*, v. 12, p. 2808 - 2830, 1999.

KILADIS, G. N.; MO, K. C. Interannual and intraseasonal variability in the Southern Hemisphere. In: Karoly, D. J.; Vincent, D. Org(s). *Meteorology of the Southern Hemisphere*. Boston: American Meteorological Society, 1998, p. 307–336.

KISTLER, R. et. al. The NCEP- NCAR 50-Year Reanalysis: Monthly Means CD-ROM and Documentation. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 82, p. 247-28, 2001.

KODAMA, Y. Large-Scale Common Features of Subtropical Precipitation Zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ). Part I: Characteristics of Subtropical Frontal Zones. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, v.70, p. 813-836, 1992.

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, p. 490-504. 1984.

LENTERS, J. D.; COOK, K. H. S. Simulation and Diagnosis of the Regional Summertime Precipitation Climatology of South America. *Journal of Climate*, v. 8, p. 2988-1143, 3005, 1995.

LIEBMANN, B.; MARENGO, J. A. Interannual Variability of the Rainy Season and Rainfall in the Brazilian Amazon Basin. *Journal of Climate*, v. 14, p. 4308-4318, 2001.

MADDEN, R.A.; JULIAN, P. R. Description of global scale circulation cells in the tropics with a 40-50 day period. *Journal of the Atmospheric Sciences*. Boulder, v. 29, p. 1109-1123, 1972.

\_\_\_\_\_. \_\_\_\_\_. Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. *Journal of the Atmospheric Sciences*. Boulder, v. 28, p. 702-708, 1971.

\_\_\_\_\_. \_\_\_\_\_. Observations of the 40–50 day tropical oscillation – A review. *Monthly Weather Review*. Washington, v. 122, p.814–837, 1994.

MALHI, Y; WRIGHT, J. Spatial patterns and recent trends in the climate of tropical rainforest regions. *The Royal Society*, v. 359, p. 311-329, 2004.

MANTUA, N. J. *et al.* A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 78, p. 1069–1079, 1997.

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

\_\_\_\_\_. NOBRE, C. A. Clima da Região Amazônica. In: Cavalcanti, I. F. A; Ferreira, N. J; Silva, M. G. A.; Dias, M. A. F. S. Org(s). *Tempo e Clima no Brasil*. São Paulo: Oficina de Textos, 2009, p. 197-200.

\_\_\_\_\_. \_\_\_\_\_. General Characteristics and variability of climate in the Amazon basin and its links to the global climate system. In: McClain, M. E.; Victoria, R. L.; Richey, J. E. Org(s). *The Biochemistry of the Amazon basin*, United States of America: Oxford University Press, 2001, p. 17–41.

\_\_\_\_\_. \_\_\_\_\_. TOMASELLA, J. The Drought of Amazonia in 2005. *Journal of Climate*, v. 21, p. 495-516, 2008.

MARQUEZ J, SALATI E, MARDEN DOS SANTOS J. A divergência do campo fluxo de vapor d'água e as chuvas na região Amazônica. *Acta Amazônica*, v.10, p. 133–140, 1980.



MO, K. C. Relationships between interdecadal variability in the Southern Hemisphere and sea surface temperature anomalies. *Journal of Climate*, v. 13, p. 3599–3610, 2000.

\_\_\_\_\_. GHIL, M. Statistics and dynamics of persistent anomalies. *Journal of Atmospheric Science*, v.44, p. 877–901, 1986.

\_\_\_\_\_. HIGGINS, R. W. The Pacific South American modes and tropical convection during the Southern Hemisphere winter. *Monthly Weather Review*, v.126, p. 1581–1598, 1998.

\_\_\_\_\_. LIVEZEY, R. E. Tropical extratropical geopotential height teleconnections during the Northern Hemisphere winter. *Monthly Weather Review*, v.114, p. 2488–2515, 1986.

\_\_\_\_\_. PAEGLE, J. N. The Pacific–South American modes and their downstream effects. *Journal of Climate*, v. 21, p. 1211–1229, 2001.

ORLANSKI, I. A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 56, 1975.

PAEGLE, J. N.; MO, K. C. Linkages between summer rainfall variability over South America and sea surface temperature anomalies. *Journal of Climate*, v. 15, p. 1389–1407, 2002.

POHL, B. et. al. Relationships between the Antarctic Oscillation, the Madden-Julian Oscillation, and ENSO, and Consequences for Rainfall Analysis. *Journal of Climate*, v. 23, p 238-254, 2010.

PULWARTY, R. S. *et al.* Precipitation in the Venezuelan Andes in the context of regional climate. *Meteorology and Atmospheric Physics*, v. 67, p. 217–237, 1998.

SAHA, S. *et al.* The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 91, p. 1017-1018, 2010.

SALATI, E.; MARQUEZ, J.; MOLION, L. C. Origem e distribuição das chuvas na Amazônia. *Interciência*, v.3, p. 200–205, 1978.

SANTOS, I. A. ; FRANCO, N. J. N. Uso do Índice Mensal da Oscilação Antártica Para valiação de Algumas Interações com a Circulação Troposférica na América do Sul e Oceanos Próximos. in: XVI Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2010, Belém. XVI Congresso Brasileiro de Meteorologia, a Amazônia e o Clima Global, 2010.

SILVA, A. B. *Influência dos fluxos de calor em superfície no início e no final da estação chuvosa sobre a região centro-oeste do Brasil.* 2012. 169f. Dissertação (Pós-Graduação em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos.

SILVA, V. B. S.; KOUSKY, V. E.; HIGGINS, W. Daily Precipitation Statistics for South America: An Intercomparison between NCEP Reanalyses and Observations. *Journal of HydroMeteorology*, v. 12, p. 101-117, 2011.

SILVESTRI G. E.; VERA, C. S. Antarctic Oscillation signal on precipitation anomalies over southeastern South America. *Geophysical Research Letters*, v. 30, 2003.

SZEREDI I, KAROLY D. The horizontal structure of monthly fluctuations of the Southern Hemisphere troposphere. *Australian Meteorological Magazine*, v.35, p. 119–129, 1987b.

\_\_\_\_\_. \_\_\_\_\_. The vertical structure of monthly fluctuations of the Southern Hemisphere troposphere. *Australian Meteorological Magazine*, v.35, p. 19–30, 1987a.

TOLEDO, G. L.; OVALLE, I. I. *Estatística Básica*. São Paulo: Atlas, 1985, p. 108.

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

WALLACE, J. M.; GUTZLER, D. S. Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Monthly Weather Review*, v.109, p. 784–812, 1981.

WANG, H.; FU, R. Cross-Equatorial Flow and Seasonal Cycle of Precipitation over South America. *Journal of Climate*, v. 15, p. 1591-1608, 2002.

WHEELER, M. C.; HENDON, H. H. An All-Season real-time Multivariate MJO index: Development of an Index for Monitoring and Prediction. *Monthly Weather Review*, v. 132, p. 1917-1932, 2004.