



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE-15226-TDI/1318

**VARIABILIDADE ATMOSFÉRICA ASSOCIADA A CASOS
EXTREMOS DE PRECIPITAÇÃO NA REGIÃO SUDESTE
DO BRASIL**

Fernanda Cerqueira Vasconcellos

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pela
Dr^a Iracema Fonseca de Albuquerque Cavalcanti, aprovada em 15 de fevereiro de 2008.

O original deste documento está disponível em:

<<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m17@80/2008/02.12.12.07>>

INPE
São José dos Campos
2008

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3945-6911/6923

Fax: (012) 3945-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO:

Presidente:

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT)

Membros:

Dr. Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

Dr. Haroldo Fraga de Campos Velho - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

Dra. Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Dr. Ralf Gielow - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Dr. Wilson Yamaguti - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Jefferson Andrade Anselmo - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Simone A. Del-Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Vinicius da Silva Vitor - Serviço de Informação e Documentação (SID) - bolsista

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Marilúcia Santos Melo Cid - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Yolanda Ribeiro da Silva e Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Viveca Sant´Ana Lemos - Serviço de Informação e Documentação (SID)



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE-15226-TDI/1318

**VARIABILIDADE ATMOSFÉRICA ASSOCIADA A CASOS
EXTREMOS DE PRECIPITAÇÃO NA REGIÃO SUDESTE
DO BRASIL**

Fernanda Cerqueira Vasconcellos

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pela
Dr^a Iracema Fonseca de Albuquerque Cavalcanti, aprovada em 15 de fevereiro de 2008.

O original deste documento está disponível em:

<<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m17@80/2008/02.12.12.07>>

INPE
São José dos Campos
2008

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

V441v Vasconcellos, Fernanda Cerqueira.

Variabilidade atmosférica associada a casos extremos de precipitação na Região Sudeste do Brasil/ Fernanda Cerqueira Vasconcellos. – São José dos Campos: INPE, 2008.

108p. ; (INPE-15226-TDI/1318)

1. Variabilidade atmosférica. 2. Região Sudeste do Brasil. 3. Precipitação. 4. Teleconexões. 5. Oscilação Antártica. I. Título.

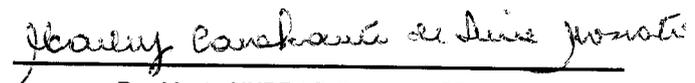
CDU 551.557.5(815.A/Z)

Copyright © 2008 do MCT/INPE. Nenhuma parte desta publicação pode ser reproduzida, armazenada em um sistema de recuperação, ou transmitida sob qualquer forma ou por qualquer meio, eletrônico, mecânico, fotográfico, microfilmico, reprográfico ou outros, sem a permissão escrita da Editora, com exceção de qualquer material fornecido especificamente no propósito de ser entrado e executado num sistema computacional, para o uso exclusivo do leitor da obra.

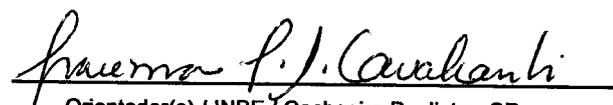
Copyright © 2008 by MCT/INPE. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, microfilming, recording or otherwise, without written permission from the Publisher, with the exception of any material supplied specifically for the purpose of being entered and executed on a computer system, for exclusive use of the reader of the work.

Aprovado (a) pela Banca Examinadora
em cumprimento ao requisito exigido para
obtenção do Título de Mestre em
Meteorologia

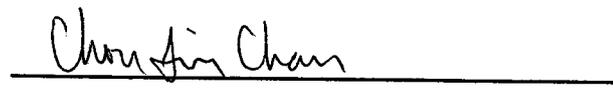
Dra. Marley Cavalcante de Lima Moscati


Presidente / INPE / SJC Campos - SP

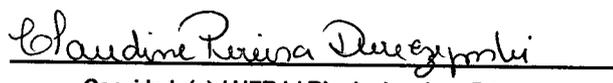
Dra. Iracema Fonseca de Albuquerque
Cavalcanti


Orientador(a) / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dra. Chou Sin Chan


Membro da Banca / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dra. Claudine Pereira Dereczynski


Convidado(a) / UFRJ / Rio de Janeiro - RJ

Aluno (a): Fernanda Cerqueira Vasconcellos

São José dos Campos, 15 de Fevereiro de 2008

*“Tudo posso naquele que me fortalece.”
Filipenses 4:13*

*Dedico esta dissertação a minha mãe, **Fátima**, pois sem ela eu nunca teria força e coragem pra chegar aqui.*

AGRADECIMENTOS

À minha família, por todo apoio que me deram nesta jornada.

Ao meu esposo, Eduardo, por estar sempre ao meu lado, me entendendo e me amando.

À Dra. Iracema Cavalcanti, pelo exemplo, pela orientação exemplar e por ter me ensinado tanto.

À Clarinha, minha segunda mãe, e à tia Mara pela torcida em todos os momentos.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo apoio financeiro à minha pesquisa.

Aos membros da banca examinadora pelas críticas e sugestões.

À Aliana e Marília pela companhia, amizade, apoio nesses dois anos que dividimos o quarto 14. Vocês são minhas irmãs!

À Tati e à Rita por me hospedarem no momento que eu mais precisei.

À D. Maria e D. Ana por cuidarem de todos nós no alojamento.

RESUMO

As chuvas intensas na Região Sudeste do Brasil causam frequentes enchentes, deslizamentos de terra, perdas na agricultura, destruição de casas, de rodovias, de redes de energia e comunicação, principalmente nas regiões próximas a Serra do Mar e nas suas encostas. Estas chuvas são provocadas por fenômenos e sistemas meteorológicos em diversas escalas espaciais e temporais, as quais modificam a estrutura dos eventos de precipitação intensa e contribuem para a distribuição espacial da precipitação. Desta forma, o estudo das características atmosféricas e da influência de diversos padrões de teleconexões em extremos de precipitação em parte da Região Sudeste é importante para entender a variabilidade atmosférica e auxiliar na previsão de longo prazo para esta região. O objetivo geral deste trabalho é identificar as características atmosféricas e os padrões de teleconexões nos eventos diários e sazonais de precipitação extrema em uma parte da Região Sudeste que engloba a parte da Serra do Mar localizada sobre o Estado de São Paulo, chamada aqui de área A. Foi realizado neste estudo: uma identificação dos meses, estações e anos com precipitação extrema e análise da variabilidade interanual da precipitação na área A; uma análise das características atmosféricas e dos padrões de teleconexões envolvidos nos verões e invernos extremos (muito secos e muito chuvosos) e uma avaliação da diferença entre essas duas classificações em cada estação; uma análise das características atmosféricas e os padrões de teleconexões envolvidos nos extremos diários ocorridos em meses considerados muito chuvosos envolvidos em verões e invernos também considerados muito chuvosos e uma comparação dos resultados apresentados nos extremos sazonais e diários. Os resultados deste estudo mostraram que a ocorrência de verões (invernos) considerados muito chuvosos aumentou (diminuiu) nos últimos anos. Foi verificada a influência de diversos fenômenos e sistemas meteorológicos nos extremos de precipitação sazonais e diários em parte da Região Sudeste. A intensidade e/ou frequência da atuação da ZCAS (dos sistemas frontais) é um fator importante nos extremos diários e sazonais de precipitação na área A durante o verão (inverno). Os extremos diários e sazonais durante o verão apresentaram a formação de um tripolo de anomalia de precipitação sobre a AS. Este tripolo inverte de sinal entre verões considerados muito secos e muito chuvosos. Analisando a influência remota nos extremos sazonais de precipitação na área A, este estudo sugeriu uma relação com a Oscilação Antártica que muda de sinal entre anos muito secos e muito chuvosos; com a dominância de ondas 2, 3 e 4 e com um trem de onda semelhante ao PSA. Uma configuração tipo Oscilação de Madden-Julian foi identificada durante os verões extremos. Analisando também a influência remota nos extremos diários de precipitação na área A, este estudo sugeriu, nos casos de inverno, uma relação da dominância de uma onda 4 bem organizada com a precipitação extrema na área A. Padrões semelhantes ao PSA e à OMJ também foram relacionados com a precipitação extrema na área A, nos casos de verão e de inverno.

ATMOSPHERIC VARIABILITY ASSOCIATED TO EXTREME PRECIPITATION EVENTS OVER SOUTHEAST REGION OF BRAZIL

ABSTRACT

Intense precipitation over Southeastern Brazil causes frequent flooding, landslides, crop damages, destruction of houses, roads, mainly in Serra do Mar region. The occurrence of heavy rains is associated with various space and time scales phenomenon and meteorological systems that contribute to spatial distribution and intensity of precipitation. Therefore, the study of atmospheric characteristics and the various teleconnection patterns influence are important issues to understand the atmospheric variability and help the climate forecast for this region. The goal of this work is to study the atmospheric characteristics and teleconnection patterns contributions in the daily and seasonal extreme precipitation events over part of Southeast Region of Brazil, which comprises part of Serra do Mar region located over Sao Paulo state, here called area A. Seasonal analyzes were performed, such as identification of months, seasons and years with extreme precipitation; analysis of interannual precipitation variability in area A; analysis of atmospheric characteristics and teleconnection patterns involved in extreme summers and winters (the rainiest and the driest) and an evaluation of the difference between this two classifications at each season. Daily analyzes were performed in this study: an analysis of atmospheric characteristics and teleconnection patterns that are observed in daily precipitations extremes which occurred in the rainiest months of the rainiest summers and winters. In addition, analyses of daily and seasonal extreme precipitation were compared to identify the similar features. The frequency of wet summers has increased with time, and the frequency of wet winters, have diminished with time during the analyzed period. The results suggest the influence of various phenomenon and meteorological systems in the daily and seasonal extreme precipitation over area A. In the summer, the SACZ configuration was identified as the major contributor to daily and seasonal extreme precipitation and, in the winter, frontal systems make this role. The daily and seasonal extreme precipitation in the summer showed a precipitation anomaly tripole over South America. This tripole inverts signal from the rainiest to the driest summers. Analyzing the remote influence over seasonal extreme precipitation over area A, this work suggests the relationship with the Antarctic Oscillation, which presents a sign change between the rainiest and the driest years; patterns of wavenumber four, three and two; PSA-like wavetrains pattern and features of MJO near equator during the summers. Analyzing the remote influence over daily extremes precipitation over area A, this work suggests the relationship of well-organized patterns of wavenumber four, in the winter cases and PSA-like wavetrains and MJO-like patterns, in the summer and winter cases in the extreme precipitations over area A.

SUMÁRIO

Pág.

LISTA DE FIGURAS

LISTA DE TABELAS

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

1	INTRODUÇÃO	23
2	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	25
2.1	Sistemas frontais	25
2.2	Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS)	26
2.3	Jato em altos níveis	28
2.4	Bloqueio	29
2.5	Teleconexões	30
2.5.1	Ondas Planetárias	31
2.5.2	Padrão PSA	32
2.5.3	Padrão OMJ	35
2.5.4	Padrão Modo Anular ou AAO	38
3	DADOS E METODOLOGIA	43
3.1	Dados	43
3.2	Metodologia	44
3.2.1	Índices AAO	49
3.2.2	Índice ENOS	50
4	VARIABILIDADE INTERANUAL DA PRECIPITAÇÃO E CARACTERÍSTICAS ATMOSFÉRICAS DOS EXTREMOS SAZONAIS	51
4.1	Climatologia e variabilidade interanual da precipitação na área de estudo	51
4.2	Análise dos casos extremos sazonais de precipitação	55
4.2.1	Verão	55
4.2.2	Inverno	68
4.3	Discussão	76
5	ANÁLISE DOS CASOS EXTREMOS DIÁRIOS DE PRECIPITAÇÃO	79
5.1	Verão	79
5.2	Inverno	84
5.3	Discussão	87
6	SUMÁRIO E CONCLUSÃO	91

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	95
APÊNDICE A - NOÇÕES BÁSICAS SOBRE EOF.....	105

LISTA DE FIGURAS

2.1	(a) EOF 1 e (b) EOF 2 para função corrente perturbada em 200 hPa. Os EOFs são normalizados para o tempo 1 e 100	34
2.2	Descrição esquemática da variação no tempo e no espaço (plano Zonal) do distúrbio associado com oscilação 40-50 dias. Datas são indicadas simbolicamente por letras a esquerda de cada figura. Regiões de realce da convecção em grande escala são indicadas por nuvens cúmulos e cumulonimbos. A altura da tropopausa relativa é indicada no topo de cada figura.	37
2.3	Vento geostrófico médio zonal ($m.s^{-1}$) (topo) e altura geopotencial nos baixos níveis com regressão sobre índices padrões do modo anular (m por desvio padrão do respectivo índice da série temporal) baseado nos dados mensais de janeiro de 1958 até Dezembro de 1997 (base): (a) e (c) para o HS e (b) e (d) para o HN	40
3.1	Região de estudo	45
4.1	Climatologia da precipitação (mm) na área A	52
4.2	Anomalia de precipitação (mm): (a) janeiro de 2003 e (b) agosto de 1988	52
4.3	Total pluviométrico trimestral (mm) médio na área A para cada ano: a) primavera; b) verão; c) outono e d) inverno.	54
4.4	Compostos de anomalia de precipitação (mm) para o verão: (a) muito chuvoso, (b) muito seco.	57
4.5	Compostos de linhas de corrente em 850 hPa para o verão: (a) muito chuvoso, (b) muito seco.	58
4.6	Compostos de anomalia de linhas de corrente em 850 hPa para o verão: (a) muito chuvoso, (b) muito seco.	58
4.7	Compostos de anomalia de divergência de umidade (s^{-1}) integrada entre 1000 e 500 hPa para o verão: (a) muito chuvoso, (b) muito seco.	59
4.8	Compostos de anomalia de altura geopotencial (m) em 500 hPa para o verão em anos: (a) muito chuvoso, (b) muito seco.	61
4.9	Compostos de anomalia de linhas de corrente e magnitude do vento ($m.s^{-1}$ - colorido) em 200 hPa para o verão em anos: (a) muito chuvoso, (b) muito seco.	62
4.10	Compostos de anomalia de relativa (s^{-1}) (E-05) em 200 hPa para o verão em anos: (a) muito chuvoso, (b) muito seco.	63
4.11	Média entre 80°-35W dos compostos da componente zonal do vento ($m.s^{-1}$) em 200 hPa para o verão.	64
4.12	Compostos de anomalia de ROLE ($W.m^{-2}$) para o verão em anos: (a) muito chuvoso, (b) muito seco.	65
4.13	EOFs de anomalia de geopotencial em 500 hPa sobre a região do Oceano Pacífico e AS para o verão: (a) EOF1, (b) EOF2 e (c) EOF3, (d) PC1, (e) PC2 e (f) PC3.	66
4.14	(a) Primeiro EOF e (b) PC1 de anomalia de geopotencial em 500 hPa sobre a região do Oceano Atlântico e AS para o verão.	68
4.15	Idem a Figura 4.4, exceto para o inverno.	69
4.16	Idem a Figura 4.6, exceto para o inverno.	70

4.17	Idem a Figura 4.8, exceto para o inverno.	72
4.18	Idem a Figura 4.9, exceto para o inverno.	73
4.19	Idem a Figura 4.11, exceto para o inverno.	73
4.20	Idem a Figura 4.12, exceto para o inverno.	74
4.21	Idem a Figura 4.13, exceto para o inverno.	75
4.22	Idem a Figura 4.14, exceto para o inverno.	76
5.1	Compostos para os casos extremos diários de precipitação para a categoria 1: (a) precipitação observada (mm), (b) linha de corrente e temperatura (°C) em 850 hPa, (c) PNMM (hPa), (d) linha de corrente em 200 hPa (e) anomalia de linha de corrente em 850 hPa	80
5.2	Compostos de anomalia de altura geopotencial (m) em 500 hPa para os casos extremos diários de precipitação da categoria 1.	82
5.3	Compostos de anomalias de linha de corrente e de magnitude do vento ($m.s^{-1}$) e 200 hPa para os casos extremos diários de precipitação da categoria 1.	82
5.4	Compostos de anomalia de vorticidade relativa (s^{-1}) (E-05) em 200 hPa para os casos extremos diários de precipitação da categoria 1.	83
5.5	Compostos de anomalia de ROLE ($W.m^{-2}$) para os casos extremos diários de precipitação da categoria 1.	84
5.6	Idem a Figura 5.1, exceto para a categoria 2.	85
5.7	Idem a Figura 5.2, exceto para a categoria 2.	86
5.8	Idem a Figura 5.3, exceto para a categoria 2.	87
5.9	Idem a Figura 5.4, exceto para a categoria 2.	87
5.10	Idem a Figura 5.5, exceto para a categoria 2.	87

LISTA DE TABELAS

3.1	Classificação da precipitação relacionadas às ordens quantílicas.	46
3.2	Dias de precipitação extrema e sua anomalia de precipitação (mm) para as Categorias 1 (desvio padrão=6,31) e 2 (desvio padrão=2,99)	48
4.1	Meses extremos (muito secos e muito chuvosos) e os correspondentes totais pluviométricos mensais (em mm) para a área A	53
4.2	Classificação dos anos em muito seco e muito chuvoso para o verão e o inverno.	55
4.3	Índices AAO (NOAA, Pacífico, Atlântico) para o verão. Classificação do ENOS para cada ano.	62
4.4	Ídem a 4.3 exceto para o inverno.	72

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AAO	Oscilação Antártica (Antarctic Oscillation)
ANA	Agência Nacional de Águas
ANEEL	Agência Nacional de Energia Elétrica
AS	América do Sul
CITT	Índice combinado de convergência e ITT
CK	Índice combinado de convergência e K
CPC	Climate Prediction Center
CP	Componente principal
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
DAEE	Departamento de Águas e Energia Elétrica do Estado de São Paulo
ENOS	El Niño – Oscilação do Sul
EOF	Função Ortogonal Empírica (Empirical Orthogonal Function)
FUNCEME	Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos
GPCP	Global Precipitation Climatology Project
HN	Hemisfério Norte
HS	Hemisfério Sul
ITT	Índice Total Totals
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
OMJ	Oscilação de Madden-Julian
PNMM	Pressão ao nível médio do mar
PSA	Pacífico - América do Sul (Pacific South America)
ROLE	Radiação de onda longa emergente
SIMEPAR	Instituto tecnológico do Paraná
SUDENE	Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
VCAN	Vórtice Ciclônico em Altos Níveis
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCPS	Zona de Convergência do Pacífico Sul

1 INTRODUÇÃO

As chuvas intensas na Região Sudeste do Brasil têm causado enchentes, deslizamentos de terra, perdas na agricultura, destruição de casas, de rodovias, de redes de energia e comunicação, principalmente nas regiões próximas a Serra do Mar e nas suas encostas. Estas chuvas são provocadas por fenômenos e sistemas meteorológicos de diversas escalas espaciais e temporais, as quais modificam a estrutura dos eventos de precipitação intensa e contribuem para a distribuição espacial da precipitação.

Os sistemas de escala sinótica como os sistemas frontais e a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) são considerados dois dos principais causadores de precipitação na Região Sudeste. A frequência e a intensidade desses dois sistemas são fatores importantes no total de precipitação em determinada estação do ano, fazendo com que esta estação seja considerada mais seca ou mais chuvosa que a normal climatológica. Estes sistemas meteorológicos são altamente controlados por processos de escalas maiores como os o posicionamento e a intensidade jatos em altos níveis, a ocorrência de episódios de bloqueio e os padrões de teleconexões.

Em geral, a intensificação da corrente de jato provoca uma barreira, impedindo os sistemas transientes de alcançarem regiões mais ao norte, como a Região Sudeste (KAYANO, 1999). Esta intensificação muitas vezes está relacionada a episódios de bloqueios, cuja atuação inibe a precipitação na Região Sudeste (ITO, 1999).

Os padrões de teleconexões como, por exemplo, Pacífico – América do Sul (PSA) e Oscilação de Madden-Julian (OMJ) influenciam direta ou indiretamente na precipitação da Região Sudeste, alterando o posicionamento, da ZCAS (CASTRO E CAVALCANTI, 2001 E 2003; CUNNINGHAM E CAVALCANTI, 2006) e influenciando na convecção (MO E N-PAEGLE, 2001). Alguns trabalhos, como por exemplo Silvestri e Vera (2003), destacam a influência da Oscilação Antártica (AAO) na precipitação sobre a América do Sul (AS), porém ainda não há um estudo definindo a influência desta teleconexão especificamente na Região Sudeste.

Desta forma, o estudo das características atmosféricas globais e da influência de diversos padrões de teleconexões em extremos de precipitação em parte da Região Sudeste é importante para entender a variabilidade atmosférica e auxiliar na previsão de longo prazo para esta região. O objetivo geral deste trabalho é estudar a contribuição das características atmosféricas e os padrões de teleconexões nos eventos diários e sazonais de precipitação extrema na região.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

O clima da Região Sudeste, por situar-se nos subtropicais, corresponde a uma faixa de transição entre duas regiões de diferentes comportamentos climáticos: clima quente de uma região semi-árida ao norte (Região Nordeste do Brasil) e ao sul, um clima mesotérmico do tipo temperado (Região Sul do Brasil) (NIMER, 1979). A posição latitudinal, a posição na borda ocidental do Oceano e a topografia bastante acidentada, destacando-se as Serras da Mantiqueira e do Mar, desempenham um papel muito importante nos processos de precipitação desta região, sua maior ou menor intensidade e sua distribuição espacial (NIMER, 1979). Entretanto, conhecimento destes fatores estáticos não é o suficiente para total compreensão do clima. Para tanto, torna-se indispensável uma análise diversos mecanismos atmosféricos que sobre eles e neles interferem. Estes mecanismos apresentam-se na forma de diversos fenômenos e sistemas meteorológicos.

Neste capítulo será realizada uma revisão bibliográfica sobre os alguns fenômenos e sistemas meteorológicos que afetam a Região Sudeste do Brasil e que estão relacionados ao trabalho apresentado nesta dissertação.

2.1 Sistemas frontais

Os sistemas frontais são considerados um dos principais sistemas responsáveis pela precipitação na Região Sudeste. Satyamurty e Mattos (1989) mostraram que as Regiões Sul e Sudeste do Brasil são regiões frontogênicas, ou seja, regiões onde as frentes podem se intensificar ou se formar. Oliveira (1986) estudou as interações entre os sistemas frontais e a convecção na Amazônia. Seu estudo sugeriu que a região entre 25° e 20°S (parte da Região Sudeste) é preferencial para associação entre sistemas frontais na costa e a convecção tropical na Amazônia Central.

Andrade (2005) estudou a climatologia e o comportamento dos sistemas frontais na América do Sul. Seus resultados mostraram que, na parte interior da Região Sudeste (25-20°S, 53-48°W), os sistemas não conseguem penetrar pelo interior com tanta

freqüência no verão e que o máximo nesta área ocorre nos meses de setembro e outubro (5). Na parte litorânea da Região Sudeste (25-20°S, 48-43°W), o máximo se dá no mês de outubro (6), o mínimo ocorre em janeiro e fevereiro, e a média é de 5 sistemas frontais por mês durante o ano. Andrade (2005) estudou também um caso de precipitação intensa na Região Sudeste associado à passagem de um sistema frontal ocorrido no final de dezembro de 1999 e início de janeiro de 2000. A autora sugeriu que o anticiclone na retaguarda do sistema frontal mais intensa e a alta do Atlântico Sul menos intensa e mais deslocada para leste poderiam ser uma das características para o deslocamento do sistema frontal até a Região Sudeste.

Durante o verão, as frentes frias ao ingressarem no sul do país, associam-se a um sistema de baixa pressão em superfície sobre o Paraguai conhecido como Baixa do Chaco e intensificam-se (LEMOS E CALBETE, 1996). Estes sistemas neste período, freqüentemente ficam semi-estacionados no litoral da Região Sudeste, muitas vezes devido à presença de VCANs na Região Nordeste (KODAMA, 1992). A permanência dos sistemas frontais sobre esta região organiza a convecção tropical nas Regiões Central e Norte do Brasil e caracteriza a formação de ZCAS (KODAMA, 1992).

2.2 Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS)

A ZCAS é considerada um dos sistemas mais importante para a distribuição da precipitação no verão da Região Sudeste. É caracterizada por uma banda de nebulosidade e precipitação que se estende do sudeste da bacia amazônica até o Atlântico (KODAMA, 1992). Usando um modelo numérico, Lenters e Cook (1995) mostraram que a precipitação na ZCAS resulta da convergência dos ventos em baixos níveis, da intensa advecção de umidade para sul entre a baixa continental e a Alta Subtropical do Atlântico Sul e, adicionalmente, da convergência do fluxo de umidade vindo dos transientes.

Carvalho et al. (2002), utilizando dados de precipitação em estações de São Paulo e dados diários de Radiação de Onda Longa Emergente (ROLE) durante o período de

1979 a 1996, mostraram que 35% dos eventos de precipitação extrema ocorreram quando atividades convectivas na ZCAS foram intensas sobre grande parte da AS tropical, incluindo São Paulo, porém com uma menor extensão em direção ao Atlântico. Silva et al. (2004) estudaram os casos de ZCAS ocorridos em janeiro de 2004. Os autores mostraram que em todos os episódios de ZCAS a Região Sudeste foi atingida, ratificando assim a importância deste sistema na nesta região durante o verão. Cerqueira (2006); Cerqueira et al. (2006); Guimarães et al (2007), também estudaram casos de chuva intensa na Região Sudeste durante períodos de ZCAS, utilizando o modelo regional Eta. Os trabalhos mostraram que a atuação ZCAS, juntamente com a ação de sistemas em mesoescala, provocou os eventos de chuva intensa estudados.

N-Paegle e Mo (1997) documentaram um padrão tipo gangorra na ZCAS com duração aproximada de 8 dias em cada fase. Nesse estudo, encontraram que eventos com atividade convectiva forte (fraca) sobre a ZCAS foram associados com anomalia negativa (positiva) de precipitação na região subtropical ao sul da ZCAS (Região Sul, por exemplo). Em adição, a variabilidade da gangorra convectiva é acompanhada por uma mudança na direção da circulação em baixos níveis nas latitudes continentais mais baixas, com o escoamento para leste (sudeste) em cerca de 20°S no caso de eventos de ZCAS fortes (fracos) e uma mudança para leste (oeste) da Alta Subtropical do Atlântico Sul.

Casarin e Kousky (1986) sugeriram uma interação entre a Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS) e a ZCAS através de um padrão de teleconexão. Kalnay et al. (1986), investigando, durante janeiro de 1979, ondas estacionárias que atuavam sobre a AS, encontraram que a circulação do tipo Walker associado com ZCPS contribuíram para a manutenção das ondas da AS. Este resultado confirma, a existência da relação entre a ocorrência de uma forte ZCPS, a leste da sua posição climatológica, com uma forte ZCAS. Figueroa (1997) indicou que, na escala de tempo de 30-60 dias, existe propagação de um trem de ondas desde a parte Sul da ZCPS para a região da ZCAS através das latitudes médias com período médio de 42 dias. Na escala de tempo de 20-30 dias a intensificação da ZCAS esta associada com a propagação de um trem de ondas

desde o Pacífico através das latitudes médias e que existem evidências que esta intensificação da ZCAS pode estar relacionadas com a desintensificação da ZCPS. Grimm e Silva Dias (1995), através da oscilação 30-60 dias, indicaram também uma ligação entre a ZCPS e a ZCAS, bem como o controle da ZCAS sobre o padrão do Atlântico e da Eurásia, os quais possivelmente estão ligados de volta ao Pacífico Oeste (localização da ZCPS).

Diversos estudos enfatizam a interação entre a ZCAS e o VCAN no NEB. Figueroa (1997) mostrou que a formação e manutenção do vórtice ciclônico quase-estacionário próximo ao Nordeste deve-se à presença da ZCAS. Os sistemas de circulação AB, ZCAS e VCAN constituem um sistema acoplado quase-estacionário. Valverde Ramirez et al. (2002) e Brambila et al. (2004) mencionam que, quando a ZCAS interage ou está associada com a formação de um VCAN, a nebulosidade se intensifica consideravelmente na Região Sudeste, influenciando no aumento das precipitações na região.

2.3 Jato em altos níveis

Em altos níveis da atmosfera, próximo à tropopausa, existe uma região onde a componente do vento zonal, de oeste, atinge valores máximos. Esta componente aumenta com a altura devido à existência de gradientes meridionais de temperatura. O escoamento caracterizado por valores máximos de vento é denominado de Corrente de Jato ou simplesmente Jato (REITER, 1969).

O Jato Subtropical está associado à circulação da Célula de Hadley e geralmente fica localizada no limite polar dessa célula, entre as latitudes de 20°S a 35°S. Esta corrente é mais regular que o Jato Polar e sua posição média muda em direção ao equador no período de inverno e em direção aos pólos no verão (HASTENRATH, 1985 E PEZZI ET AL., 1996).

O Jato Polar encontra-se nas latitudes médias e altas, associado à frente polar, que está entre os ventos polares de leste e os ventos mais quentes de oeste. Ele tem papel muito

importante no tempo em latitudes médias, pois além de fornecer energia aos sistemas transientes na superfície, também dirige suas trajetórias (PEZZI ET AL., 1996). Não é tão regular e não tem uma trajetória retilínea leste-oeste quanto o jato subtropical; apresenta ondulações com grande componente norte-sul (MOSCATI, 2006). Ressalta-se que, para fins práticos, muitos trabalhos, como citados a seguir, referem-se à corrente de jato como Jato Subtropical, sem fazer a separação desta corrente entre o Jato Polar e o Jato Subtropical.

Revisões históricas sobre a Corrente de Jato foram feitas por Reiter (1969). A importância da Corrente de Jato é ressaltada em Browning (1985) que associa alguns casos de precipitação com a mesma. Kousky e Cavalcanti (1984), Kayano (1999) e Ito (1999) apontaram a importância do Jato em episódios de bloqueio, cuja atuação inibe a precipitação na Região Sudeste. Kousky e Cavalcanti (1984) relacionaram o padrão do escoamento em altos níveis a um bloqueio ocorrido na AS durante o evento El Niño – Oscilação do Sul (ENOS) de 1983, ressaltando o papel do Jato Subtropical nas intensas precipitações sobre a Região Sul do Brasil. Kayano (1999) sugeriu que o jato em altos níveis serve como uma barreira para o deslocamento de sistemas transientes em direção ao equador, inibindo a precipitação na Região Sudeste. Ito (1999), investigando a posição do jato em 200 hPa para os três meses do inverno de 2005, mostrou que o Jato Subtropical apresentou-se mais intenso durante períodos de bloqueio. A autora mostrou também que o posicionamento do Jato subtropical durante esses períodos de bloqueio se manteve sempre ao sul da Região Sudeste, fazendo com que os sistemas frontais atuassem apenas na Região Sul e em seguida desviassem para o Oceano, ocasionando assim a diminuição das chuvas no Brasil central (incluindo a Região Sudeste).

2.4 Bloqueio

Sanders (1953), através de uma revisão sobre conceito de bloqueio e a definição de lata de bloqueio, citou que a circulação atmosférica de latitudes médias é caracterizada predominantemente por um escoamento zonal, com deslocamento para leste de frentes, ciclones e anticiclones. No entanto, em condições de bloqueio, a presença de um

anticiclone quase-estacionário de grande amplitude interrompe a progressão normal dos sistemas transientes para leste. O autor também apresentou um padrão típico da circulação atmosférica associada à situação de bloqueio que é a divisão do jato subtropical em dois ramos, ocasionando um rompimento do padrão zonal. Nessa situação, um anticiclone se forma em latitudes mais altas do que aquelas onde se localiza a alta subtropical e é freqüentemente acompanhado por uma baixa fria em baixas latitudes. Deve-se esperar então, um escoamento mais meridional onde os sistemas transientes de leste, como cavados, anticiclones e sistemas frontais, são desviados de suas trajetórias. Assim, as baixas migratórias ao se aproximarem de uma alta de bloqueio ficam estacionárias ou deslocam-se na periferia do sistema, podendo causar condições de tempo bom duradouras sobre grandes áreas. Nigam e Lindzen (1989), e Da Silva e Lindzen (1993) mostraram que a formação de bloqueio está associada com a amplificação de ondas estacionárias no HS. Essas ondas são geradas por efeitos da orografia e contraste térmico entre o continente e o oceano.

Existem diversas áreas preferenciais para a ocorrência de episódios de bloqueio. Sinclair (1996) e Marques (1996) encontraram uma região favorável à ocorrência de bloqueios que se localiza a sudeste do Oceano Pacífico, próximo à costa oeste da AS e que influenciam no tempo da Região Sudeste. Pezzi e Cavalcanti (1998), que estudaram as causas da anomalia negativa de precipitação ocorrida no inverno de 1995 sobre as Regiões Sudeste e Centro-Oeste do Brasil, observaram a persistência de uma anomalia anticiclônica à sudoeste da AS, que pode ser associada a uma situação de bloqueio, e uma anomalia anticiclônica sobre a AS, cuja atuação inibiu a precipitação nas regiões citadas. Esses centros anticiclônicos foram conectados através de um trem de onda desde o Oceano Pacífico Sudeste, onde se localizava a alta de bloqueio, até a AS, onde se localizava o outro centro anticiclônico.

2.5 Teleconexões

A identificação de teleconexões e a análise de suas influências na estrutura horizontal da circulação atmosférica podem ser úteis para a compreensão da ocorrência de eventos

anômalos em várias regiões do globo. Análises de teleconexões compreendem uma visão geral da circulação atmosférica, onde forçantes locais agem para influenciar regiões remotas. Essas análises têm sido usadas principalmente para estudar as flutuações de grande escala, de baixa frequência, na atmosfera (CAVALCANTI E OLIVEIRA, 1996). As condições estacionárias fornecidas pelas anomalias persistentes de diversas variáveis, como por exemplo anomalias de altura geopotencial, podem causar um forte impacto no tempo local, pela ação contínua dos sistemas sinóticos em determinadas regiões. Essas condições podem ser reconhecidas nos padrões de baixa frequência, e assim, os centros de ação podem ser monitorados para a análise do desenvolvimento de uma situação sinótica.

2.5.1 Ondas Planetárias

Wallace e Hsu (1983) mostraram, através de um padrão zonal estacionário de onda 3 que dominou o campo de altura geopotencial em 500 hPa no HS de 6 de julho a 4 de agosto de 1981, que ondas planetárias no HS ocasionalmente exibem uma surpreendente regularidade.

Trenberth e Mo (1985) mostraram uma relação entre a onda 3 e episódios de bloqueios. Os autores sugeriram que uma crista da onda 3 pode reforçar uma crista já existente formando então um episódio de bloqueio. Trenberth e Mo (1985) mostraram também que episódios de múltiplos bloqueios geralmente estão associados a um padrão de onda 3 proeminente.

Kidson (1991) estudando a variabilidade intrasazonal (10-50 dias) durante o período de 1980 a 1988, também encontrou um padrão de onda 3 nas latitudes médias. Ele indicou que este padrão tem uma pequena interação com a circulação em latitudes baixas.

Hansen e Sutera (1991) estudaram a variância dos transientes de latitudes médias no inverno do HS em relação ao padrão de onda 3. Eles encontraram que a interação entre vórtices de escalas intermediárias (ondas 5 a 7) e ondas 3 é uma fonte de energia

significante para manter este padrão de onda amplificado, enquanto interações entre a onda 3 com o escoamento médio é um sumidouro para a energia cinética da onda 3.

Ghil e Mo (1991) analisando oscilações intrasazonais no HS encontraram dois modos de oscilação, um que eles chamaram de S23, que era um modo de 21 a 26 dias, e outro S40, um modo de 36 a 40 dias. O primeiro modo era dominante e tinha um número de onda 4 que se deslocava para leste, em latitudes médias. A maior amplitude foi encontrada perto da AS. O segundo modo foi dominado pelos números de onda 3 e 4, e tinha componente estacionária e transitória. Estas apresentavam características no setor do Pacífico mais fortes que as do setor do Atlântico e Índico.

Cavalcanti (1992) identificou, utilizando dados de função corrente em 250 hPa entre 1982-89, filtrados para reter somente as escalas maiores que dez dias, uma configuração com número de onda zonal 3 nas médias e altas latitudes, e número de onda zonal 1 na região tropical durante o inverno e uma configuração com número de onda zonal 4 no verão. Cavalcanti (1992) indicou também que a região sul da AS é profundamente afetada pela configuração de onda 3, quando uma crista ou cavado da onda 3 se localiza a sudeste do continente.

Cavalcanti (2000) estudou, através de experimentos numéricos submetidos às condições zonais climatológicas do inverno austral, a influencia da orografia dos Andes e da Antártica no HS separadamente. Este trabalho encontrou, incluindo somente a orografia da Antártica, uma estrutura horizontal de onda 3 em latitudes médias enquanto, incluindo somente a orografia dos Andes, este padrão não foi identificado.

2.5.2 Padrão PSA

O PSA tem um grande impacto sobre a circulação e sobre anomalias de precipitação sobre a AS. Muitos autores têm estudado o PSA utilizando diferentes tipos de dados, de períodos e de bandas de frequência (SZEREDI E KAROLY,1987; KIDSON, 1988 A e B). Mo e Ghil (1987) examinaram anomalias persistentes de altura geopotencial em 500

hPa no período de Junho de 1972 a Julho de 1983 no Hemisfério Sul (HS) e identificaram um padrão de função ortogonal empírica (EOF) representado por um trem de onda do Oceano Pacífico Central até a Argentina ao qual denominaram de PSA.

Karoly (1989), analisando composições médias sazonais e campos de anomalias de diversas variáveis para descrever as características da circulação durante episódios de ENOS ocorridos entre 1972-83, encontrou que, durante o inverno no HS, um trem de onda de anomalias estendendo desde o Oceano Pacífico Sul até a AS semelhante ao PSA. Este padrão de trem de onda mostrou-se bastante variável na amplitude e localização entre eventos de ENOS, embora apresentasse mais estável sobre o Pacífico subtropical.

Analisando EOFs de anomalias de função corrente em 200 hPa na banda intrasazonal para os invernos de 1973 a 1995, Mo e Higgins (1998) encontraram dois padrões de PSA em quadratura um com o outro (Figura 2.1). Ambos padrões têm uma onda 3 em latitudes médias com grande amplitude no setor Pacífico- América do Sul. O modo PSA 1 é associado ao realce da convecção entre 140°E e 170°W e uma supressão da convecção sobre o Oceano Índico. O modo PSA 2 está ligado ao realce da convecção no Oceano Pacífico Central, estendendo de 160°E a 150°W, justamente ao sul do equador e à supressão da convecção no Oceano Pacífico Oeste com um máximo em 20°N.

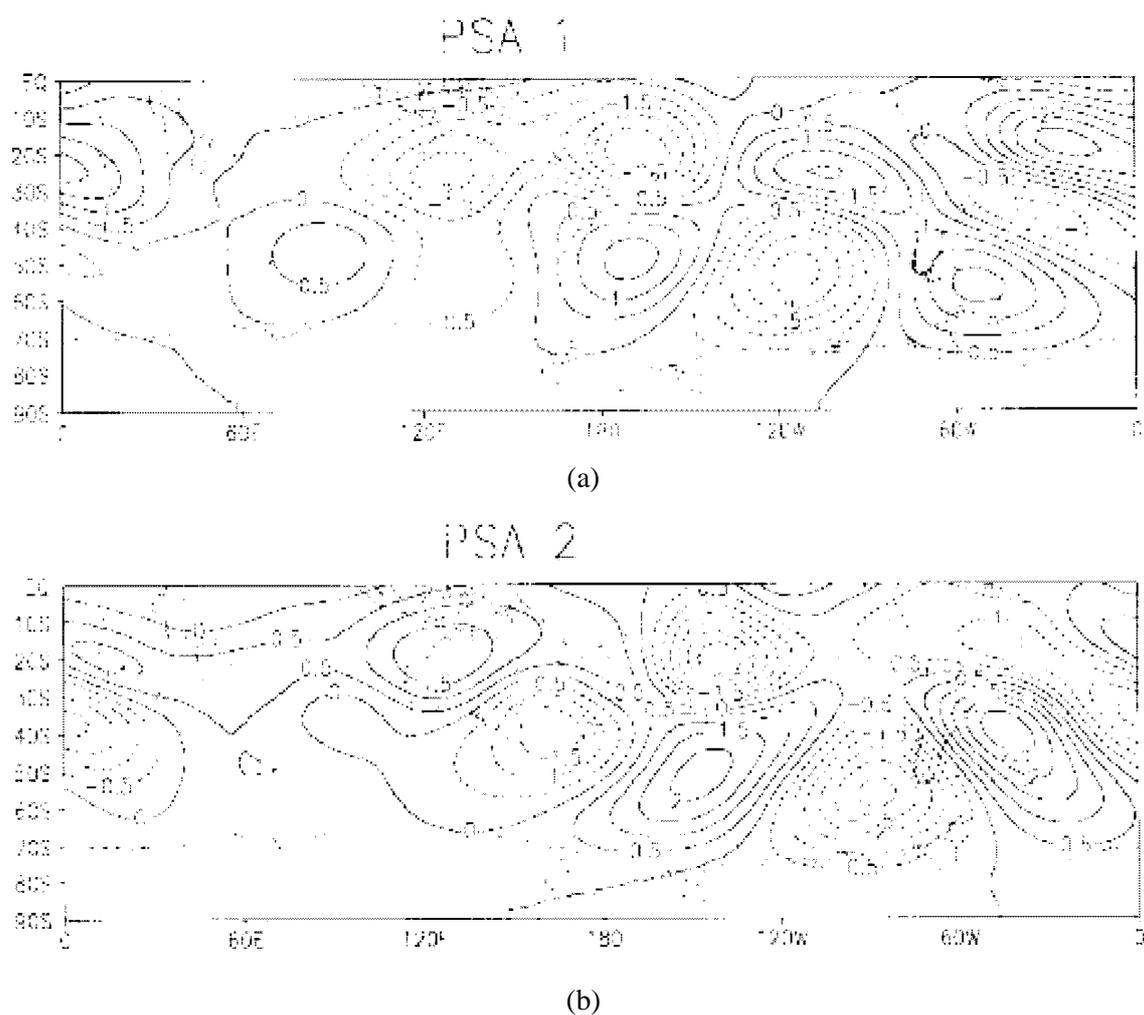


Figura 2.1 – (a) EOF 1 e (b) EOF 2 para função corrente perturbada em 200 hPa. Os EOFs são normalizados para o tempo 1 e 100.

Fonte: Mo e Higgins (1998).

Renwick e Revell (1999) relacionaram episódios de bloqueio sobre o sudeste do Pacífico Sul, próximo a 124°W , a trens de onda da área de convecção nos trópicos até a AS. Este trem de onda representado no vento meridional em 300 hPa é similar ao modo PSA.

Mo (2000) e Mo e N-Paegle (2001) mostraram que o PSA 1 é relacionado a anomalias de temperatura da superfície do mar (TSM) sobre o Pacífico Central e Leste na escala decenal e ao ENOS na escala interanual. Mo e N-Paegle (2001) mostraram que sua

associação com o padrão de precipitação durante o verão, mostra um déficit sobre o nordeste do Brasil e um realce sobre o sudeste da AS similar às anomalias de precipitação durante o ENOS. Em relação ao PSA 2, os autores mostraram que este está associado com a componente quase-bienal do ENOS, com um período de 22-28 meses com a mais forte conexão ocorrendo durante a primavera austral. Sua associação com o padrão de precipitação mostra um padrão dipolo com anomalias fora de fase entre a ZCAS e as planícies subtropicais centradas em 35°S. Mo e N-Paegle (2001) também mostraram que a propagação para leste da convecção realçada desde o Oceano Índico através do Pacífico Oeste e Central é acompanhada por um trem de onda que parece originar-se dessas regiões convectivas. O padrão PSA 1 positivo é associado com a convecção realçada sobre o Pacífico de 150°E em diante enquanto o padrão PSA 1 está associado à convecção na quadratura do PSA 1. Com isto, os autores mostraram que ambos modos PSA são influenciados pela OMJ.

Castro e Cavalcanti (2001 e 2003) e Cunningham e Cavalcanti (2006), estudando a escala intrasazonal da ZCAS durante o período de 1979 a 1999, mostraram que o PSA influencia no posicionamento mais ao sul da ZCAS do que na média climatológica e por consequência na precipitação da Região Sudeste.

2.5.3 Padrão OMJ

A OMJ é o modo que domina a variabilidade nas regiões tropicais em escalas de tempo intrasazonal (30-60 dias). Esta oscilação foi divulgada após estudos feitos na Ilha Canton (MADDEN E JULIAN, 1971; MADDEN E JULIAN, 1972), que indicavam um comportamento peculiar da convecção com uma oscilação de 30 a 60 dias. O fato foi tomado como um comportamento local das variáveis meteorológicas, mas não mencionava a ligação com outras regiões. Da mesma forma que o El Niño, esta oscilação também alcança regiões extratropicais, posto que também tem uma projeção sobre padrões de teleconexões (GRIMM E SILVA DIAS, 1995; SIMMONS ET AL., 1983, KILADIS E WEICKMANN, 1992).

Estas oscilações caracterizam-se por um deslocamento para leste de uma célula zonal de grande escala termicamente direta, que causa variações na convecção tropical. Madden e Julian (1972) apresentaram um esquema ilustrativo das variações em tempo e espaço (plano zonal) dos distúrbios associados à OMJ (Figura 2.2). Existe uma anomalia negativa de pressão sobre o leste da África e o Oceano Índico no tempo F. Nairobi está sob a influência da célula de circulação oeste e assim experimenta um forte vento de leste em altos níveis e pressões mais baixas em superfície. No tempo G, a anomalia de pressão encontra-se espalhada para leste juntamente com a célula de circulação leste. No tempo H, a célula zonal indica que o centro de convecção em grande escala moveu-se para leste cruzando a Indonésia. No tempo A, as duas células de circulação estão praticamente simétricas. No tempo B, a célula oeste encolhe e a pressão aumenta sobre o Oceano Índico, assinalando, um enfraquecimento da convecção. Uma convecção fraca ainda é indicada no tempo C. No tempo D, não há uma convergência troposférica em baixos níveis acompanhando a divergência troposférica em altos níveis, cuja sua localização está sobre o Oceano Atlântico. No tempo E, apresentam-se somente duas células aproximadamente simétricas resultantes da perturbação média.

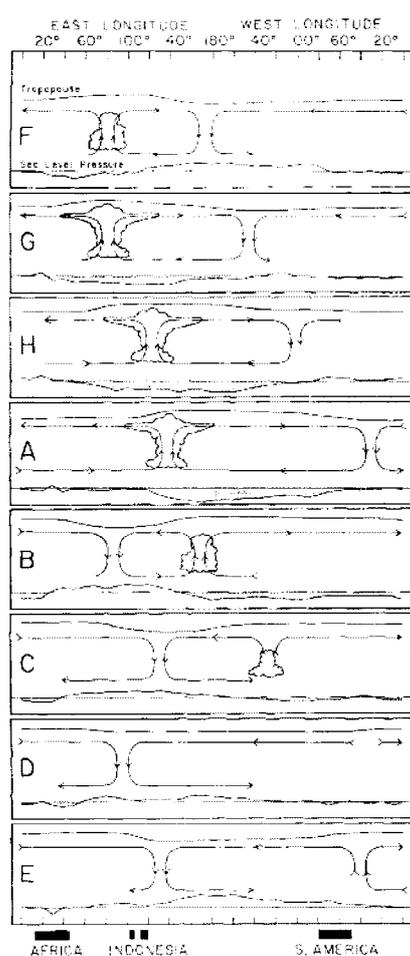


Figura 2.2 – Descrição esquemática da variação no tempo e no espaço (plano Zonal) do distúrbio associado com oscilação 40-50 dias. Datas são indicadas simbolicamente por letras à esquerda de cada figura. Regiões de realce da convecção em grande escala são indicadas por nuvens cúmulos e cumulonimbus. A altura da tropopausa relativa é indicada no topo de cada figura.

Fonte: Madden e Julian (1972)

A relação entre a OMJ e as variações na posição e intensidade da ZCAS tem sido discutida por diversos autores. Casarin e Kousky (1986) mostraram que o aumento da anomalia negativa de ROLE na região da ZCPS precede por 15 dias o aumento das anomalias de ROLE na região da ZCAS. Knutson e Weickmann (1987) estudaram o ciclo de vida da OMJ. Eles mencionaram que o sinal de OLR desaparece sobre o Pacífico Leste e que novas anomalias aparecem sobre a AS e a África. Grimm e Silva Dias (1995) observaram que uma convecção anômala na região da ZCPS, associada

com a OMJ, pode influenciar na convecção na região da ZCAS e, por conseguinte, na Região Sudeste, através da intensificação de um cavado em altitude. Mo e N-Paegle (2001) indicaram que a OMJ é responsável por uma inibição da convecção sobre o extremo leste do Oceano Índico, Indonésia e extremo oeste do Pacífico e, ao mesmo tempo, há um realce na convecção sobre todo o nordeste da AS. Castro e Cavalcanti (2001 e 2003) e Cunningham e Cavalcanti (2006) indicaram que a posição e a fase da OMJ no Oceano Índico/Indonésia/Pacífico Oeste está conectada com a convecção em diferentes regiões da AS, inclusive a Região Sudeste. Eles mostraram que um episódio de ZCAS ocorrendo mais ao norte do que a sua posição climatológica pode ser influenciado pela OMJ.

2.5.4 Padrão Modo Anular ou AAO

A existência de um padrão tipo oscilação no cinturão de pressão que cruza o Chile e a Argentina em oposição ao Mar de Weddell e ao Mar de Bellingshausen foi documentada há bastante tempo (Walker, 1928). Entretanto, somente algumas décadas depois, com uma fonte de dados mais razoável, a oscilação entre cinturões de pressão nas latitudes médias e altas foi apropriadamente descrita e referida como Oscilação Antártica (AAO) (YODEN ET AL., 1987; KIDSON, 1988A; SHIOTANI, 1990; HARTMANN E LO, 1998; GONG E WANG, 1999; THOMPSON E WALLACE, 2000). Gong e Wang (1999) encontraram que a característica mais relevante encontrada no padrão AAO é a intensa relação negativa entre 40° e 70°S e definiram um índice objetivo baseado nas análises de EOF. O índice positivo (negativo) desta oscilação é definido como altura abaixo (acima) do normal na região polar (isto é, como na Figura 2.3).

Thompson e Wallace (2000) identificaram o que eles chamaram de “Modo Anular” em ambos os hemisférios. Os autores mostraram, através da análise das estruturas espaciais da anomalia de altura geopotencial em baixos níveis para o HS e o Hemisfério Norte (HN), com regressão sobre este Modo Anular, uma simetria zonal em ambos os hemisférios e uma “gangorra” norte-sul de massa atmosférica entre altas latitudes e

partes das latitudes médias (Figura 2.3 a e b). Portanto, a AAO tem um modo equivalente no Hemisfério Norte chamada de Oscilação Ártica. A estrutura vertical da anomalia do vento zonal em associação com os modos anulares também foi observada pelos autores (Figura 2.3 a e b). Eles mostraram resultados similares entre o HN e o HS, com os centros de ação em latitudes altas centrados aproximadamente sobre $57,5^\circ$ na baixa troposfera, inclinando em direção ao pólo com a altura para 65° na alta troposfera-baixa estratosfera (Figura 2.3 a). As anomalias do vento amplificam-se com a altura durante certo período do ano, com os ventos mais fortes na alta troposfera e baixa estratosfera. Este período do ano foi chamado de “estação ativa”, cuja ocorrência no HS é no final da primavera. Esta amplificação com a altura leva a uma intensificação do escoamento zonal médio na alta troposfera e na baixa estratosfera. Thompson e Wallace (2000) mostraram também que, na fase positiva da AAO, há um realce (enfraquecimento) dos ventos de oeste e da baroclinia nas altas latitudes (próximo ao núcleo da corrente de jato); um deslocamento em direção ao pólo em relação a sua posição climatológica do limite polar da célula de Hadley e o limite equatorial da célula de Ferrel; há um aquecimento (esfriamento) anômalo nas latitudes médias (polares) e uma anomalia negativa da coluna total de ozônio nas altas latitudes indicando um aumento da tropopausa nesta região, uma vez que a pressão da tropopausa está estreitamente relacionada com a altura da coluna total de ozônio. Carvalho et al. (2005), através de regressão de anomalias do vento zonal em 200 hPa e de altura geopotencial em 700 hPa para DJF, encontraram que a intensificação e deslocamento em direção ao equador do jato subtropical e o enfraquecimento do jato polar leva a uma mudança da AAO para a fase negativa. Da mesma forma, quando o padrão da AAO é positivo, a convecção é inibida em grandes áreas do Pacífico Equatorial, deslocando o jato subtropical em direção ao pólo e intensificando o jato polar. Os autores mostraram também que distintas fases da AAO modulam a latitude de formação dos ciclones e seu deslocamento máximo em direção ao equador, uma vez que o deslocamento do jato subtropical para o equador durante fases negativas da AAO favorece o início e a dissipação de ciclones em baixas latitudes.

As conseqüências da atuação da AAO não se restringem somente às latitudes médias e altas. Thompson e Wallace (2000) mostraram que, a fase positiva é caracterizada por um padrão de anomalias positivas de temperatura acima de 100 hPa sugerindo uma depressão do nível da tropopausa tropical; anomalias de vento de leste na superfície que se aprofundam até os subtrópicos e uma intensificação dos ventos Alísios em todos os oceanos. Carvalho et al. (2005) sugeriram que o realce da atividade intrasazonal dos trópicos para os extratropicos no HS está associado com as fases negativas da AAO.

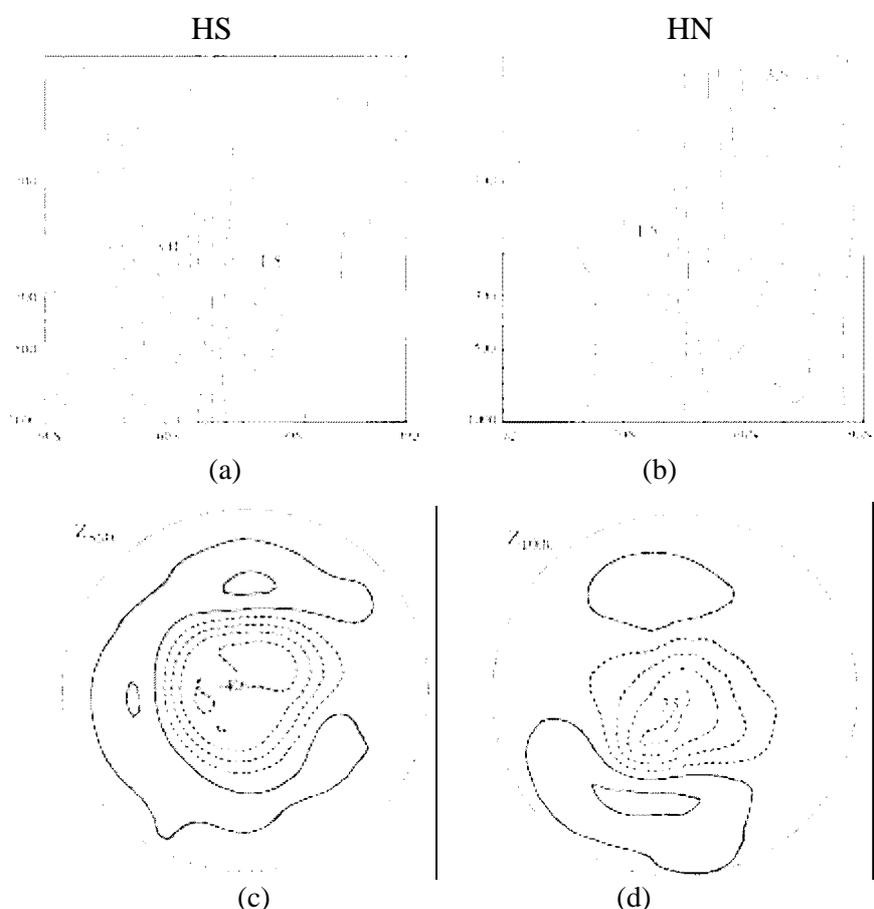


Figura 2.3 – Vento geostrófico médio zonal ($m.s^{-1}$) (topo) e altura geopotencial nos baixos níveis com regressão sobre índices padrões do modo anular (m por desvio padrão do respectivo índice da série temporal) baseados nos dados mensais de janeiro de 1958 até Dezembro de 1997 (base): (a) e (c) para o HS e (b) e (d) para o HN.

Fonte: Thompson e Wallace (2000)

Os impactos das contrastantes fases do fenômeno ENOS na circulação global, em particular na posição e intensidade do Jato Subtropical e, por consequência, nas trajetórias e intensidades dos sistemas transientes, têm sido bem documentado (KAROLY, 1989; VAN LOON E ROGERS, 1981; CHEN ET AL., 1996; MO E KOUSKY, 1993; KILADIS E MO, 1998). Como o modo anular tem uma forte correspondência com a circulação média na alta troposfera e na baixa estratosfera (THOMPSON E WALLACE, 2000; THOMPSON ET AL., 2002) e considerando a hipótese que a circulação extratropical pode ser amplificada devido ao transporte de transientes (O'SULLIVAN E SALBY, 1990), é possível que as fases do ENOS possam ter um papel importante na modulação das fases da AAO. Carvalho et al. (2005) indicaram que fases negativas (positivas) da AAO são dominantes quanto do padrão de anomalias de TSM, convecção e circulação assemelha-se às fases El Niño (La Niña) do ENOS.

A OMJ possui relação com as condições que afetam o ciclo do ENOS. Esta possível ligação entre a OMJ e o ENOS motiva a uma maior investigação sobre a relação entre a OMJ e a AAO. Carvalho et al. (2005), através de composições defasadas de anomalias de ROLE com o filtro de Lanczos (20-70 dias) para todos eventos positivos e negativos de AAO no período de 1979-2000, sugeriram que fases opostas da OMJ podem interagir com fases da AAO e que um possível ingrediente para manutenção das fases negativas da AAO é a propagação da convecção intensa em direção ao Pacífico Leste e à ZCPS. Por outro lado, os autores também indicaram que fases positivas da AAO são favorecidas por uma anomalia de $ROLE_{20-70\text{dias}}$ intensa sobre o Índico com uma anomalia de $ROLE_{20-70\text{dias}}$ moderada sobre o Pacífico.

Silvestri e Vera (2003) estudaram a influência das fases da AAO no sudeste da AS (leste dos Andes entre as latitudes de 10°-40°S). Eles mostraram que a fase positiva (negativa) da AAO ocasiona uma diminuição (aumento) da precipitação sobre o sudeste da AS. Ressalta-se que, os mapas de correlação entre o índice AAO e a precipitação apresentados pelos autores, mostraram valores pequenos de correlação para a região de interesse nesta dissertação comparados com regiões mais ao norte e mais ao sul, cuja

correlação foi bem maior. Uma hipótese para esse resultado seria o fato dessas regiões ao norte e ao sul da área A possuírem características climáticas mais distintas podendo apresentar bem a relação com a AAO, enquanto na região de estudo, que se encontra numa região de transição, a correlação pode-se apresentar mais baixa, porém ainda assim apresentar relação da AAO com a precipitação. Esta hipótese será analisada no presente estudo.

3 DADOS E METODOLOGIA

Este Capítulo dedica-se a uma descrição dos dados, da metodologia empregada, assim como os objetivos específicos deste trabalho.

3.1 Dados

Para a realização deste trabalho foram utilizados diversos dados, os quais serão descritos a seguir.

Dados de precipitação mensais analisados em pontos de grade com resolução espacial de 2,5° x 2,5° lat./lon. obtidos do Global Precipitation Climatology Project (GPCP) para o período de dezembro de 1979 a novembro de 2006. Estes dados utilizam precipitação estimada de dados de microondas por satélite de órbita baixa, dados de satélite de órbita geostacionária no canal infravermelho e dados de precipitação de observação em superfície. Um maior detalhamento da metodologia utilizada neste dado pode ser encontrada em Adler et al. (2003).

Dados diários, para os casos escolhidos, de precipitação analisados em pontos de grade com resolução de 1° de lat./lon, utilizando o esquema Cressman (1959) modificado (Glahn et al. 1985; Charba et al. 1992). A análise em pontos de grade desses dados foi realizada pelo Climate Prediction Center (CPC)/ National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). As fontes utilizadas pelo CPC/NOAA foram de estações da Agência Nacional de Energia Elétrica (ANEEL), Agência Nacional de Águas (ANA), Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (FUNCEME), Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste (SUDENE), Departamento de Águas e Energia Elétrica do Estado de São Paulo (DAEE) - em colaboração com o Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) - e Instituto tecnológico do Paraná (SIMEPAR). Uma descrição mais detalhada da metodologia utilizada na análise dos dados e também estudos comparativos desses dados com os dados observacionais encontram-se em Shi et al (2001) e Silva et al. (2007).

Dados da Reanálise do National Center for Environmental Prediction (NCEP)/National Center for Atmospheric Research (NCAR) diários, para os casos escolhidos, e mensais, para o período de dezembro de 1979 a novembro de 2006, com resolução espacial de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ lat./lon.. Foram utilizadas diversas variáveis nos níveis de 850, 500 e 200 hPa. O Reanálise do NCPE/NCAR utiliza assimilação de dados e o modelo idêntico ao sistema global implementado operacionalmente no NCEP, porém com resolução horizontal de T62 (aproximadamente 210 km) e com o banco de dados realçado com muitas fontes de observações não disponíveis em tempo real para a parte operacional. Um maior detalhamento deste dado encontra-se em Kalnay et al. (1996).

Dados mensais, para o período de dezembro de 1979 a novembro de 2006, e diários, para os casos escolhidos, de ROLE estimada por satélites de órbita polar interpolados pela NOAA, com resolução espacial de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ lat./lon. Liebmann e Smith (1996) apresentam uma descrição detalhada da metodologia utilizada na interpolação deste dado.

3.2 Metodologia

A região de interesse para o estudo é a Região Sudeste do Brasil, com ênfase na Região da Serra do Mar. Por esta razão, foi selecionada uma parte da Região Sudeste que engloba a parte da Serra do Mar localizada sobre o Estado de São Paulo, chamada aqui de área A (Figura 3.1).

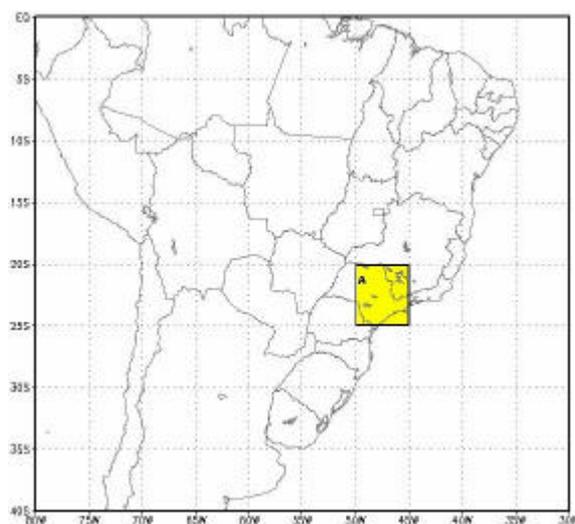


Figura 3.1 – Região de estudo.

As características atmosféricas e os padrões de teleconexões foram investigados como contribuintes para os eventos diários e sazonais de precipitação extrema na região. A seguir são apresentados as diversas etapas e métodos utilizados na pesquisa:

Visando a identificação dos meses, estações e anos com precipitação extrema na área A e análise da variabilidade interanual da precipitação, a partir dos dados de precipitação do GPCP, foram calculadas as médias mensais e médias sazonais de precipitação para cada ano na área A e efetuada uma classificação em ordem decrescente dos valores. Posteriormente, os valores foram classificados em quintis (Equação 3.1, adaptado de Assis, 1996) segundo a Tabela 3.1. Esta separação foi gerada com o objetivo de analisar a variabilidade interanual da precipitação para cada estação do ano e também destacar, para cada estação, os anos do máximo e mínimo quintil, ou seja os anos inseridos nas classificações muito chuvoso e muito seco, respectivamente.

$$Posição = p(N + 1) \quad (3.1)$$

Onde p é a ordem quantílica (neste caso, 20%; 40%; 60%; 80%) e N é o número de elementos do conjunto (neste caso, $N=27$).

Tabela 3.1 – Classificação da precipitação relacionada às ordens quantílicas.

MUITO SECO	$p \leq 0,20$
SECO	$0,20 < p \leq 0,40$
NORMAL	$0,40 < p < 0,60$
CHUVOSO	$0,60 \leq p < 0,80$
MUITO CHUVOSO	$p \geq 0,80$

Após destacar os verões e os invernos considerados muito chuvosos e muito secos, foram gerados, para essas duas estações, compostos de diversas variáveis e/ou suas anomalias como precipitação, linha de corrente em 850 e 200 hPa, componente zonal e magnitude do vento em 200 hPa, divergência de umidade integrada entre 1000 e 500 hPa, altura geopotencial em 500 hPa, vorticidade relativa em 200 hPa e ROLE. Esses compostos foram gerados através da média aritmética, para cada variável, dos anos considerados de uma mesma classificação, por exemplo, média de ROLE para todos os verões considerados muito chuvosos. Também foram realizadas técnicas de EOF (Apêndice A) para a anomalia de altura geopotencial em 500 hPa para o verão e inverno. O objetivo desta etapa é analisar as características atmosféricas e os padrões de teleconexões envolvidos nos verões e invernos extremos (muito secos e muito chuvosos), assim como avaliar a diferença entre essas duas classificações em cada estação.

Visando a identificação dos dias com precipitação extrema na área A, foram calculadas, a partir dos dados de precipitação diária analisada pelo CPC/NOAA, as anomalias diárias de precipitação média na área A. Após esse cálculo, foram destacados os dias que tiveram anomalias maiores que dois desvios padrão e que estavam embebidos em meses e estações classificadas como muito chuvosas. O cálculo do desvio padrão foi baseado nas anomalias diárias de cada estação para todos os anos, por exemplo, foi calculado desvio padrão das anomalias diárias de todos os verões da série temporal estudada (dezembro de 1979 a novembro de 2006) e assim destacados os dias desses

verões com anomalias de precipitação maiores que dois desvios padrão. A escolha de dois desvios padrão deve-se ao fato de tentar reduzir o número de casos em cada estação, de forma a destacar somente os casos realmente extremos de precipitação. Esses casos foram separados em duas categorias: aqueles dentro de um mês e de um verão considerado muito chuvoso (Categoria 1) e aqueles dentro de um mês e de um inverno considerado muito chuvoso (Categoria 2). A Tabela 3.2 apresenta os dias escolhidos em cada categoria.

Após essa separação dos casos diários foram gerados, para as duas categorias, compostos de diversas variáveis e/ou suas anomalias como precipitação, linha de corrente em 850 e 200 hPa, Pressão ao Nível Médio do Mar (PNMM), altura geopotencial em 500 hPa, vorticidade relativa em 200 hPa e ROLE. Esses compostos foram gerados através da média aritmética, para cada variável, dos dias de cada categoria, seguindo o raciocínio dos compostos calculados anteriormente. O objetivo desta etapa é analisar as características atmosféricas e os padrões de teleconexões envolvidos nessas duas categorias e realizar uma comparação com os resultados apresentados nos extremos sazonais.

Tabela 3.2 – Dias de precipitação extrema e sua anomalia de precipitação (mm) para as Categorias 1 (desvio padrão=6,31) e 2 (desvio padrão=2,99).

CATEGORIA 1		CATEGORIA 2	
DATA	ANOMALIA (mm)	DATA	ANOMALIA (mm)
1DEZ1986	14,57	26JUN1980	33,25
02DEZ1986	19,16	27JUN1980	17,68
09DEZ1986	13,53	03JUN1983	8,15
26DEZ1986	14,56	04JUN1983	10,38
03FEV1995	15,62	05JUN1983	10,14
04FEV1995	23,31	06JUN1983	17,38
05FEV1995	17,90	07JUN1983	21,27
07FEV1995	20,96	09JUN1983	12,12
08FEV1995	15,75	10JUN1983	9,05
09FEV1995	15,42	11JUN1983	6,69
20FEV1995	14,51	18JUL1983	7,39
06JAN1999	14,76	20JUL1983	6,20
07JAN1999	22,18	21JUL1983	9,32
08JAN1999	12,69	26JUL1989	7,08
31JAN1999	13,23	27JUL1989	13,03
22JAN2003	19,42	28JUL1989	15,51
28JAN2003	19,35	29JUL1989	7,39
		30JUL1989	23,36
		31JUL1989	25,67
		17JUL1990	15,95
		19JUL1990	6,80
		17AGO1990	8,77
		20AGO1990	16,45
		28AGO1990	10,00
		05JUN1997	19,91
		06JUN1997	22,29
		15JUN1997	9,51
		16JUN1997	10,10
		28JUN1997	7,05
TOTAL DE DIAS	17	TOTAL DE DIAS	29

O índice de ENOS e os três índices de AAO foram utilizados neste trabalho com o objetivo de averiguar a influência desses padrões nos extremos de precipitação para o verão e o inverno. O cálculo desses índices é discutido abaixo:

3.2.1 Índices AAO

Foram utilizados três índices para a AAO, um calculado pela NOAA (AAO/NOAA) e os outros dois apresentados neste trabalho (AAO/Atlântico e AAO/Pacífico). O cálculo desses dois novos índices foi produzido com o objetivo de criar alternativas para a detecção da AAO. Todos os índices foram calculados para cada verão e inverno e então feito uma média aritmética para as estações classificadas como muito seca ou muito chuvosa. Na interpretação dos três índices, os valores positivos (negativos) representam anomalias positivas (negativas) de altura geopotencial nas latitudes médias e anomalias negativas (positivas) em altas latitudes, ou seja, a fase positiva (negativa) da AAO.

- a) AAO/NOAA: este índice é construído pela NOAA utilizando os dados mensais de anomalia de altura geopotencial em 700 hPa da Reanálise do NCEP/NCAR projetados no primeiro EOF. A série temporal é normalizada pelo desvio padrão (baseado no período de 1979-2000). É feito, então, uma média zonal na latitude de 45°S e no pólo. O índice é o resultado da subtração entre o valor encontrado em 45°S com o do pólo. (http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/ao/ao.shtml);
- b) AAO/Atlântico: este índice é construído neste trabalho utilizando os dados mensais de anomalia de altura geopotencial em 500 hPa da Reanálise do NCEP/NCAR. É feito, então, uma média entre as longitudes de 60°W e 0° nas latitudes de 45°S e 70°S. O índice é o resultado da subtração entre o valor encontrado em 45°S com o de 70°S;

c) AAO/Pacífico: este índice é construído neste trabalho utilizando os dados mensais de anomalia de altura geopotencial em 500 hPa da Reanálise do NCEP/NCAR. É feito, então, uma média entre as longitudes de 180°W e 80° nas latitudes de 45°S e 70°S. O índice é o resultado da subtração entre o valor encontrado em 45°S com o de 70°S.

3.2.2 Índice ENOS

O índice ENOS também foi calculado pela NOAA. Episódios quentes e frios são baseados no limiar de +/- 0,5°C para o Índice Niño Oceânico. Este índice é composto pela média de três meses dos dados de anomalia de TSM do Extended Reconstructed Sea Surface Temperature – version 3 (ERSST.v3) na região do El Niño 3.4 (5°N-5°S, 120°W-170°W).

4 VARIABILIDADE INTERANUAL DA PRECIPITAÇÃO E CARACTERÍSTICAS ATMOSFÉRICAS DOS EXTREMOS SAZONAIS

Neste Capítulo foram analisadas a variabilidade interanual da precipitação na área de estudo e as características atmosféricas e padrões de teleconexões relacionados aos verões e invernos extremos de precipitação nesta região.

4.1 Climatologia e variabilidade interanual da precipitação na área de estudo

Neste Ítem serão apresentados os resultados da climatologia e variabilidade interanual da precipitação na área de estudo (A), baseado nos dados mensais do GPCP ao longo de 27 anos de dados (dezembro de 1919 a novembro de 2006).

Como a área de estudo está situada em uma região que possui um comportamento de monção, há uma diminuição da precipitação do verão para o inverno, atingindo um máximo em janeiro e um mínimo em julho. Nota-se também que a precipitação acumulada em março é maior que o acumulado em cada mês da primavera (Figura 4.1).

Considerando a análise dos quintis para identificar os meses muito secos e muito chuvosos, observa-se que os anos mais seco e mais chuvoso foram 1997 e 1983, respectivamente. Este resultado deve-se ao fato de ambos possuírem a maior quantidade de meses (cinco meses em 1997 e seis meses em 1983) incluídos na categoria muito seco e muito chuvoso, respectivamente (tabela 4.1). Observa-se ainda que janeiro de 2003 foi o mês mais chuvoso (413,9 mm) e agosto de 1988 foi o mês mais seco (3,1 mm) (Tabela 4.1). No mês de janeiro de 2003, observa-se a presença de uma faixa de anomalia positiva de precipitação vindo desde o Brasil central, passando pela Região Sudeste até o Oceano Atlântico, localização esta típica da atuação da ZCAS (Figura 4.2 a). No mês de agosto de 1988, esta faixa inverte de sinal, tornando-se negativa e desloca-se também mais para o sul, passando pelo Brasil Central, Região Sul e o Estado de São Paulo (Figura 4.2 b).

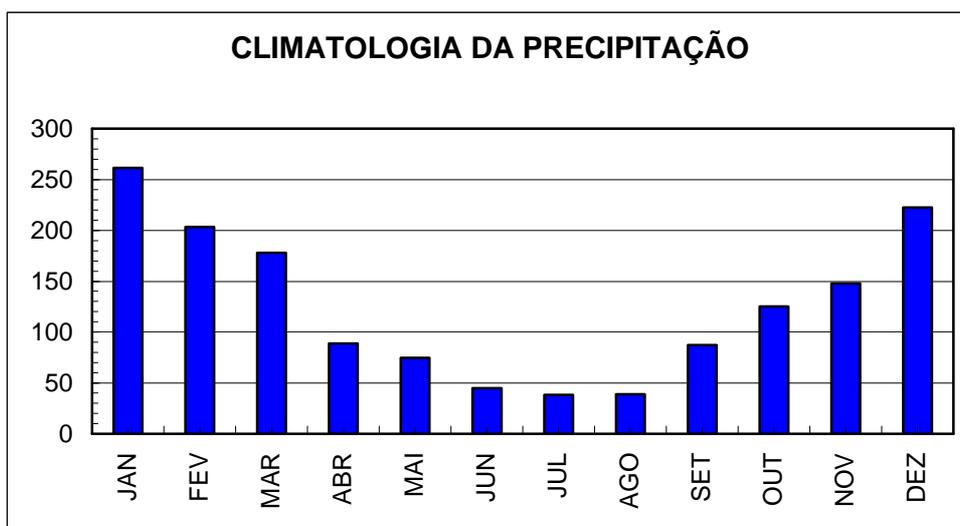


Figura 4.1 – Climatologia da precipitação (mm) na área A.

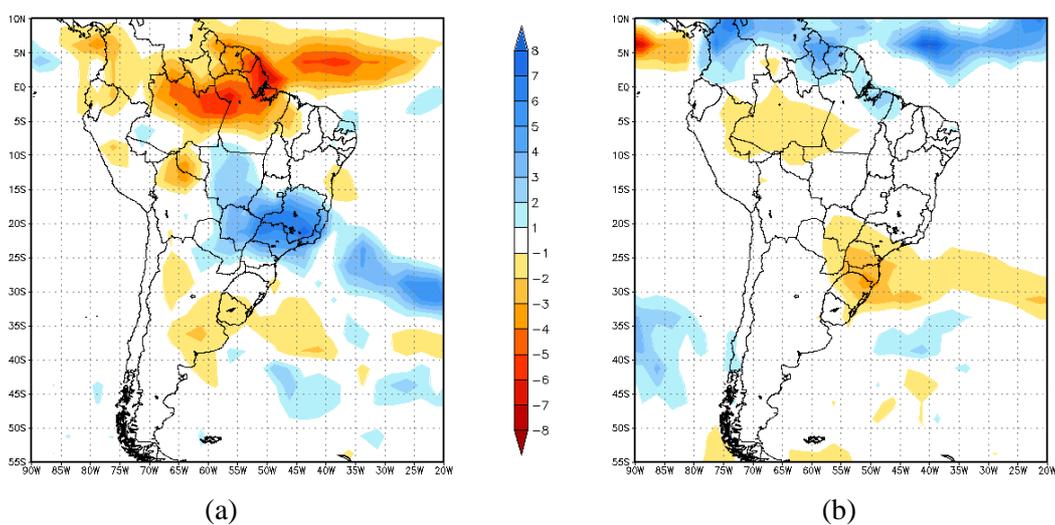
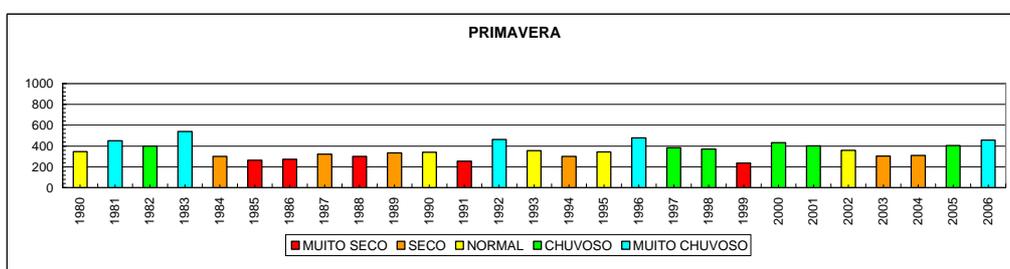


Figura 4.2 – Anomalia de precipitação (mm): (a) janeiro de 2003 e (b) agosto de 1988.

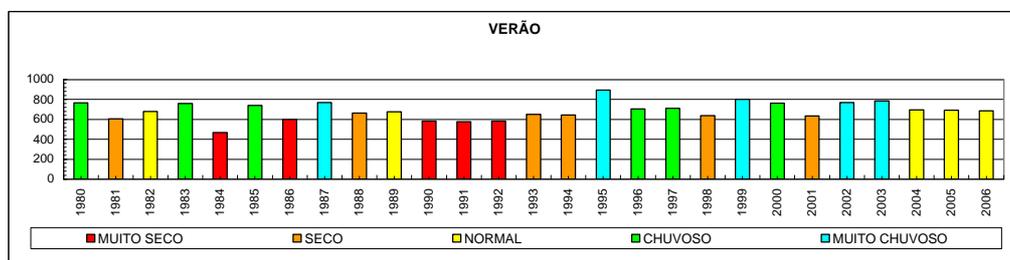
Tabela 4.1 – Meses extremos (muito secos e muito chuvosos) e os correspondentes totais pluviométricos mensais (em mm) para a área A.

	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ
MUITO SECO	1984(168,6)	1984(48,1)	1984(108,5)	2000(18,6)	2000(17,4)	1992(8,1)	1988(9,0)	1988(3,1)	1994(16,2)	1989(57,4)	1991(65,7)	1992(124,3)
	1998(188,8)	1981(105,3)	1997(111,0)	2001(35,4)	2006(22,9)	1986(11,4)	1985(16,1)	2004(5,0)	2004(24,3)	1999(59,2)	1998(67,8)	1990(125,6)
	1986(197,8)	2005(114,5)	1980(119,1)	2002(36,3)	1981(24,8)	2003(17,7)	1996(16,4)	1994(6,2)	1981(29,7)	1985(63,9)	1988(93,3)	1985(147,3)
	1992(206,5)	1997(119,6)	2002(119,1)	2006(48,0)	1999(35,0)	2006(17,7)	1993(16,4)	1999(7,1)	1988(33,0)	1984(64,5)	1999(94,8)	1988(157,5)
	2001(213,9)	1990(136,1)	1987(126,2)	1997(48,0)	1980(41,2)	2000(18,0)	1997(18,0)	1983(13,6)	1982(33,6)	2000(67,9)	1993(100,8)	1997(183,2)
MUITO CHUVO SO	2000(316,5)	1998(260,7)	1985(220,1)	1980(120,3)	1986(108,2)	1980(66,6)	1986(56,7)	2000(70,1)	2005(124,5)	1988(175,8)	2002(191,7)	1995(260,4)
	1999(322,7)	1989(264,1)	1983(243,4)	1984(121,5)	2001(108,8)	1981(69,0)	2004(70,1)	1990(82,2)	1996(140,0)	1982(177,3)	1997(198,9)	1996(268,2)
	1997(333,6)	1980(274,1)	1982(243,7)	1988(134,4)	1992(118,1)	1987(77,7)	1983(79,7)	1980(83,1)	2000(155,4)	1992(186,0)	2000(207,6)	1980(279,0)
	2005(342,9)	1993(299,9)	1996(247,1)	1987(153,6)	1987(159,3)	1997(118,8)	1990(82,2)	1986(92,7)	1993(157,8)	1981(204,0)	2006(213,0)	1982(288,9)
	2003(413,9)	1995(356,2)	1991(301,3)	1983(154,2)	1983(173,6)	1983(132)	1989(91,5)	1984(93,0)	1983(214,8)	1998(215,5)	1981(216,3)	1986(336,7)

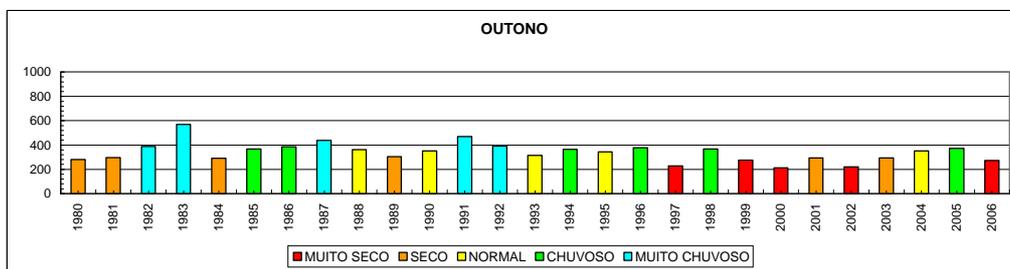
Na análise da variabilidade interanual da precipitação, observa-se que, no verão, o intervalo entre anos muito chuvosos tem diminuído nos últimos anos e que não há ocorrência de anos muito secos desde 1992 (Figura 4.3 b). A seca ocorrida durante o verão e o outono de 2001 também é representada neste estudo (Figura 4.3 b e c), concordando com os resultados de Cavalcanti e Kousky (2001). Observa-se que os outonos de 1999 a 2003 foram considerados secos ou muito secos, enquanto no verão, com exceção de 2001, esses anos foram considerados chuvosos ou muito chuvosos. No inverno, a última ocorrência de um ano muito chuvoso foi 1997 e desde 2001, essa estação não apresenta anos considerados chuvosos ou muito chuvosos (Figura 4.3 d).



(a)

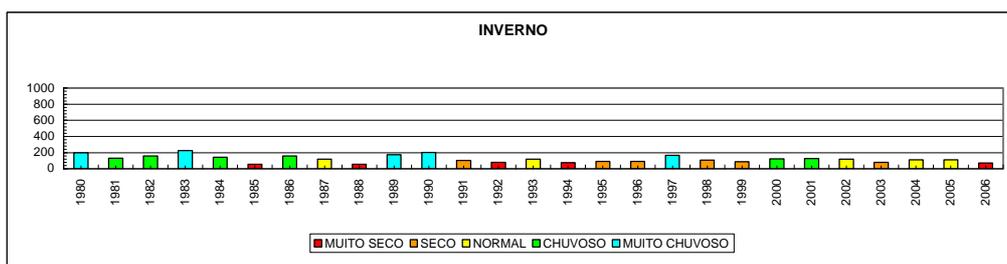


(b)



(c)

Figura 4.3 – Total pluviométrico trimestral (mm) médio na área A para cada ano: a) primavera; b) verão; c) outono e d) inverno. (continua)



(d)

Figura 4.3 – Conclusão.

4.2 Análise dos casos extremos sazonais de precipitação

Nos próximos Ítens serão apresentados análises das características atmosféricas e padrões de teleconexões para os verões e invernos considerados muito secos e muito chuvosos. Os anos considerados muito secos e muito chuvosos para o verão e o inverno estão descritos na Tabela 4.2.

Tabela 4.2 – Classificação dos anos em muito seco e muito chuvoso para o verão e o inverno.

CLASSIFICAÇÃO	ANOS	
	VERÃO	INVERNO
MUITO CHUVOSO	1987	1980
	1995	1983
	1999	1989
	2002	1990
	2003	1997
MUITO SECO	1984	1985
	1986	1988
	1990	1992
	1991	1994
	1992	2006

4.2.1 Verão

Durante os anos muito chuvosos (Tabela 4.2), há uma anomalia positiva de precipitação em uma faixa orientada de NW-SE vinda desde a Amazônia até o Oceano Atlântico, incluindo a área de estudo (Figura 4.4 a). Este resultado sugere que a precipitação na área A durante o verão sofre influência desse sistema, concordando com diversos autores, tais como Quadro (1994); Cavalcanti e Rowntree (1998); Vieira et al. (2000); Carvalho et al. (2002); Silva et al. (2004); Cerqueira (2006). Observa-se também que esta faixa é cercada ao norte e ao sul por outras duas áreas de anomalias negativas de precipitação, formando um aparente tripolo. Este tripolo inverte o sinal durante os anos muito secos (Tabela 4.2), apresentando uma faixa de anomalia negativa de precipitação na região da ZCAS e regiões com anomalias positivas de precipitação ao norte e ao sul da mesma (Figura 4.4 b). Esta configuração sugere que, em anos muito secos, a intensidade e/ou frequência dos episódios de ZCAS foram menores. Cunningham e Cavalcanti (2006), analisando a variabilidade 30-90 dias de ROLE, também encontram esse padrão com dois centros ao norte e ao sul da área típica de atuação da ZCAS com sinais opostos ao padrão alongado orientado na direção NW-SE, estendendo sobre o Atlântico Subtropical Sul, típico da configuração da ZCAS.

A configuração atmosférica nos baixos níveis sobre a AS em anos muito chuvosos sugere que há um escoamento vindo da região amazônica carregando umidade para a região de estudo (Figura 4.5 a). Este escoamento conflui com uma circulação ciclônica anômala existente a leste da área A (Figura 4.6 a). Essa circulação nos baixos níveis sobre a AS, assemelha-se com as características apresentadas por Lenters e Cook (1995) para a precipitação na área da ZCAS. Os resultados apresentados acima são reforçados quando se observa a anomalia de divergência de umidade integrada entre 1000-500 hPa (Figura 4.7 a), onde, assim como na anomalia de precipitação, há a ocorrência de um tripolo, com anomalia negativa de divergência sobre a região típica da ZCAS e anomalias positivas ao norte e ao sul da mesma.

Em anos muito secos, o escoamento em baixos níveis indica que a umidade da Amazônia está sendo levada para o sul da AS e para leste da Amazônia (Figura 4.5 b). Com isto, a confluência anômala existente sobre a área A durante os anos muito

chuvosos, apresenta-se deslocada para a Região Nordeste (Figura 4.6 b). Este resultado pode ser reforçado com a inversão do sinal do tripolo na anomalia de divergência de umidade integrada entre 1000-500 hPa (Figura 4.7 b), onde a região de estudo apresenta anomalia positiva e as regiões ao norte e ao sul da mesma apresentam anomalias negativas. Ressalta-se que a configuração em altos níveis em anos muito secos e muito chuvosos apresenta a Alta da Bolívia e o cavado próximo à Região Nordeste (não mostrado). Este resultado sugere que existem outros fatores, além dessa configuração de altos níveis, os quais faz com que os anos muito chuvosos tenham uma maior frequência e/ou intensidade de episódios de ZCAS.

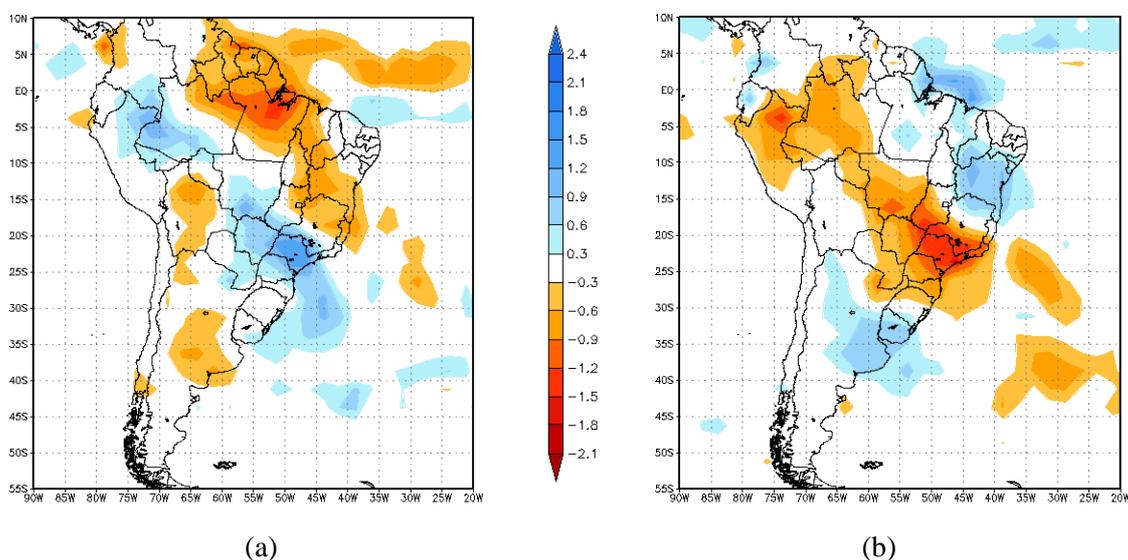


Figura 4.4 – Compostos de anomalia de precipitação (mm) para o verão: (a) muito chuvoso, (b) muito seco.

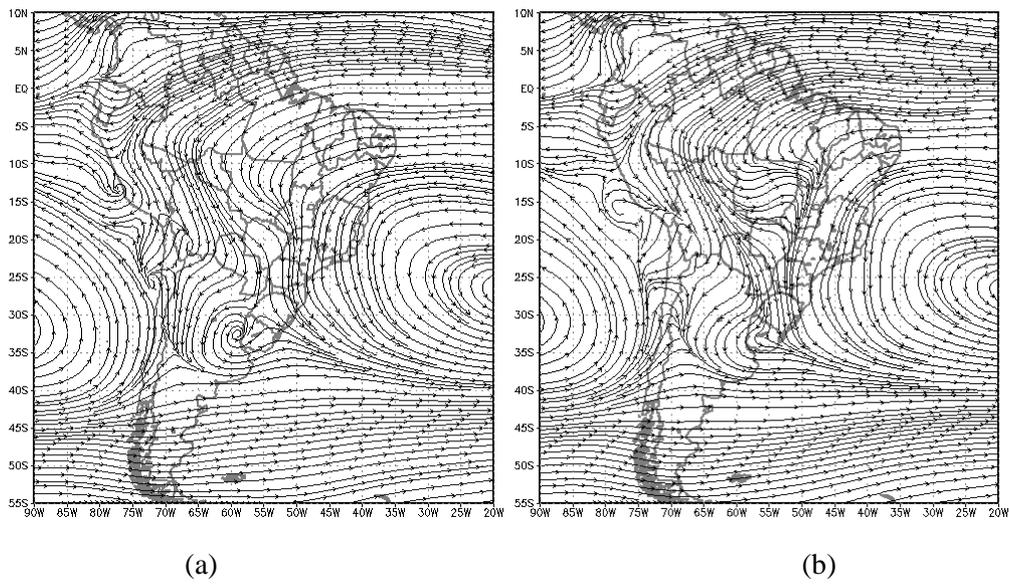


Figura 4.5 – Compostos de linhas de corrente em 850 hPa para o verão: (a) muito chuvoso, (b) muito seco.

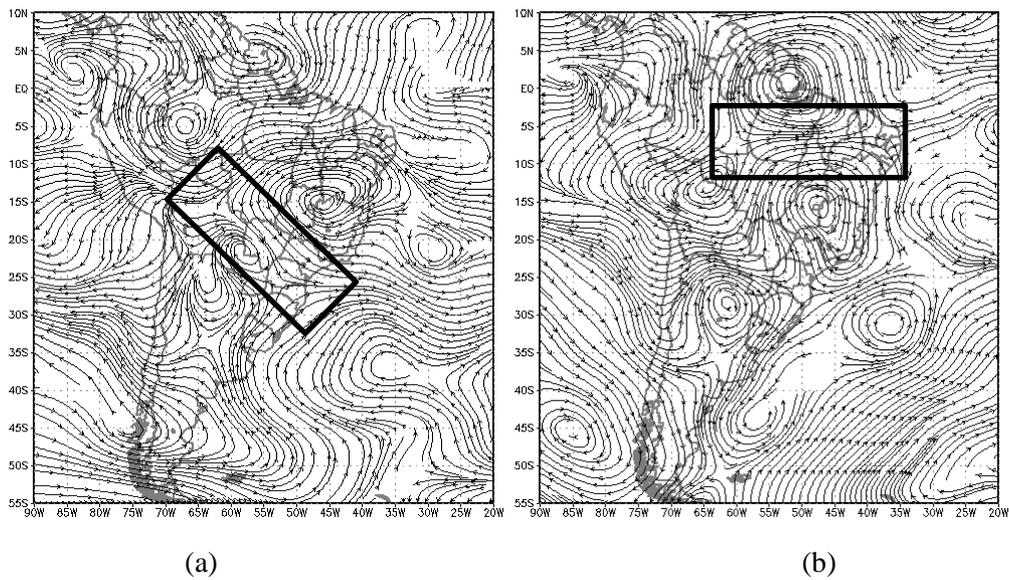


Figura 4.6 – Compostos de anomalia de linhas de corrente em 850 hPa para o verão: (a) muito chuvoso, (b) muito seco.

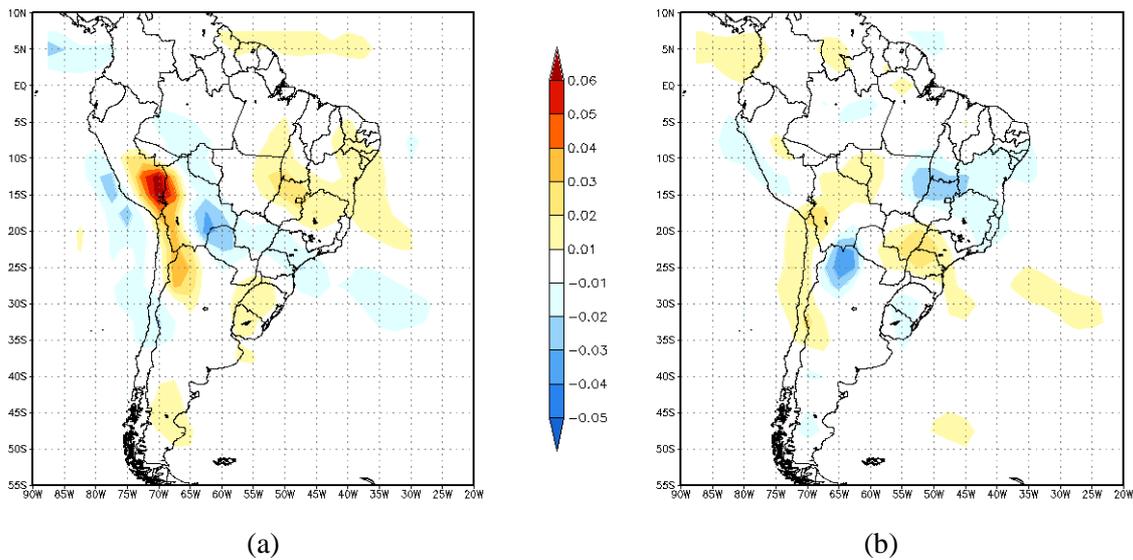


Figura 4.7 – Compostos de anomalia de divergência de umidade (s^{-1}) integrada entre 1000 e 500 hPa para o verão: (a) muito chuvoso, (b) muito seco.

Com o objetivo de verificar as causas do comportamento diferenciado da atmosfera sobre a AS entre anos muito secos e muito chuvosos, foram analisadas diversas variáveis sobre o HS. A configuração dos compostos de anomalia de geopotencial em 500 hPa para o verão sugere a dominância de uma onda 4 em torno de $50^{\circ}S$, com centros sobre a Nova Zelândia (aproximadamente 180°), sudeste do Oceano Pacífico (aproximadamente $80^{\circ}W$), Oceano Atlântico (aproximadamente $15^{\circ}W$) e Oceano Índico (aproximadamente $90^{\circ}E$) (Figura 4.8). Observa-se também uma “gangorra” de anomalia de geopotencial em 500 hPa entre o pólo e as latitudes médias, semelhante ao padrão AAO (YODEN ET AL., 1987; KIDSON, 1988A; SHIOTANI, 1990; HARTMANN E LO, 1998; GONG E WANG, 1999; THOMPSON E WALLACE, 2000). Esta configuração apresenta sinais opostos entre os anos muito chuvosos (Figura 4.8 a) e muito secos (Figura 4.8 b), com anomalias negativas (positivas) sobre a Antártica e anomalias positivas (negativa) em torno de $50^{\circ}S$ em anos muito chuvosos (muito secos). Este resultado é confirmado pela análise da média dos índices de AAO para os anos de cada categoria, apresentados na Tabela 4.3, cujo valor para os anos muito chuvosos (muito secos) é positivo (negativo), indicando que o sinal da AAO influencia na precipitação da região de estudo. Nota-se que, em alguns anos, os índices apresentam sinais opostos ao índice médio para a categoria. Foi verificado se este resultado teria

alguma relação com anos de atuação do fenômeno ENOS, uma vez que diversos trabalhos, como Carvalho et al. (2005), sugerem uma relação entre episódios de ENOS e o sinal da AAO, porém não foi encontrada nenhuma relação (Tabela 4.3). Ressalta-se que, para os anos muito secos, o composto da anomalia de geopotencial (Figura 4.8 b) apresenta um trem de onda desde o sudeste do Pacífico (próximo à península Antártica) até o sul da AS. Este trem é semelhante ao trem de onda relacionado a episódios de bloqueio na AS (SINCLAIR, 1996; MARQUES, 1996; PEZZI E CAVALCANTI, 1998), indicando que a atuação desse fenômeno é um dos responsáveis pela inibição da precipitação sobre a área A. Os resultados destes compostos de anomalia de geopotencial em 500 hPa são semelhantes também em níveis baixos e altos (não mostrado).

Em anos muito chuvosos, a circulação anômala em altos níveis apresenta uma configuração de trem de onda desde o Pacífico Oeste tropical até o sul da AS, semelhante à configuração do PSA (Figura 4.9 a). Esta configuração influencia o tripolo sobre a AS, citado anteriormente, induzindo uma circulação ciclônica anômala ao sul da área de estudo (Figura 4.9 a), também evidenciada pela anomalia de vorticidade relativa (Figura 4.10 a). Esta configuração provoca uma maior convecção na região de estudo, que é representada pela circulação anticiclônica anômala em altos níveis. Este resultado se assemelha com os obtidos por Carvalho et al. (2005) e Cunningham e Cavalcanti (2006), que mostram que o PSA modula a convecção na região da ZCAS. A relação deste trem de onda com a AS também é notada próxima à Região Nordeste pela circulação ciclônica anômala e vorticidade relativa negativa.

Em anos muito secos, a circulação anômala em altos níveis apresenta uma configuração de trem de onda com um centro anticiclônico no sudeste do Oceano Pacífico, um centro ciclônico com o eixo de sudeste para noroeste no Oceano Pacífico Leste subtropical e equatorial e um segundo centro anticiclônico sobre a AS (Figura 4.9 b). A corrente de jato encontra-se mais intensa nos anos secos do que nos anos muito chuvosos, formando uma barreira para o deslocamento dos sistemas transientes para o norte (Figura 4.11). Estas configurações sugerem a atuação do fenômeno de bloqueio na AS, o que é

apontado também nos resultados dos compostos de anomalia de geopotencial em 500 hPa (Figura 4.8 b). Ressalta-se que essa intensificação do jato em altos níveis como característica de bloqueio é encontrada também nos trabalhos de Kayano (1999), Ito (1999), entre outros. Esta configuração influencia também no tripolo sobre a AS, fazendo com que a circulação anticiclônica anômala ao sul da área A, gerada pelo bloqueio, iniba a precipitação sobre a área A que, por consequência, apresenta uma vorticidade ciclônica anômala em altos níveis (Figura 4.10 b).

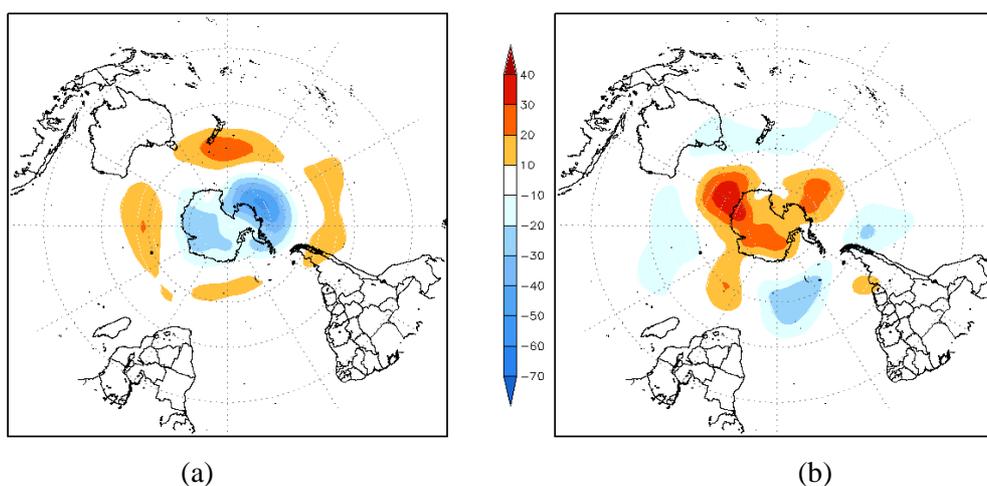


Figura 4.8 – Compostos de anomalia de altura geopotencial (m) em 500 hPa para o verão em anos: (a) muito chuvoso, (b) muito seco.

Tabela 4.3 – Índices AAO (NOAA, Pacífico, Atlântico) para o verão. Classificação do ENOS para cada ano.

	ANO	NOAA	PACÍFICO	ATLÂNTICO	ENOS (NCEP)
MUITO CHUVOSO	1987	-0,26	-11,44	-12,92	El Niño
	1995	0,97	31,12	-2,19	El Niño
	1999	0,96	98,46	49,28	La Niña
	2002	1,19	101,18	92,13	normal
	2003	-0,01	44,83	-54,07	El Niño
MUITO SECO	1984	-0,39	-40,47	-28,78	La Niña
	1986	-0,06	37,62	-9,73	normal
	1990	0,12	-7,45	9,09	normal
	1991	-0,10	0,96	13,08	normal
	1992	-1,21	-103,33	-60,02	El Niño
MÉDIA					
CLASSIFICAÇÃO	NOAA	PACÍFICO	ATLÂNTICO		
MUITO CHUVOSO	0,57	52,83	14,45		
MUITO SECO	-0,33	-22,54	-15,27		

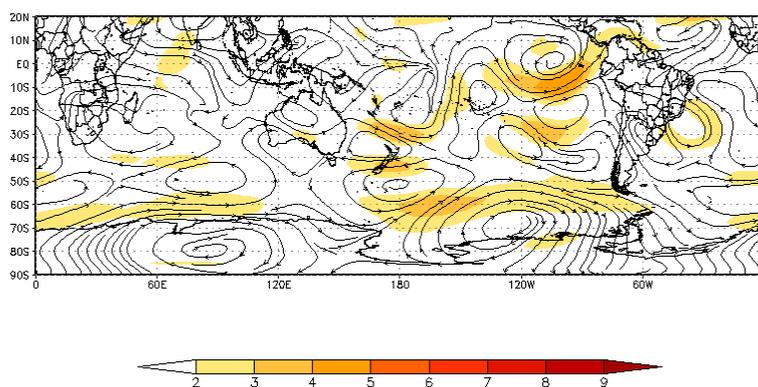
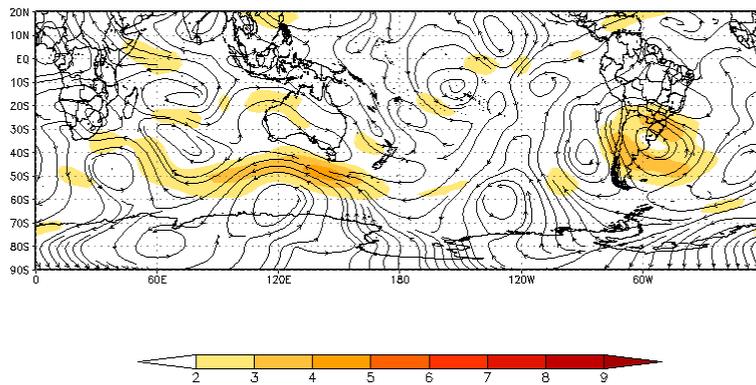
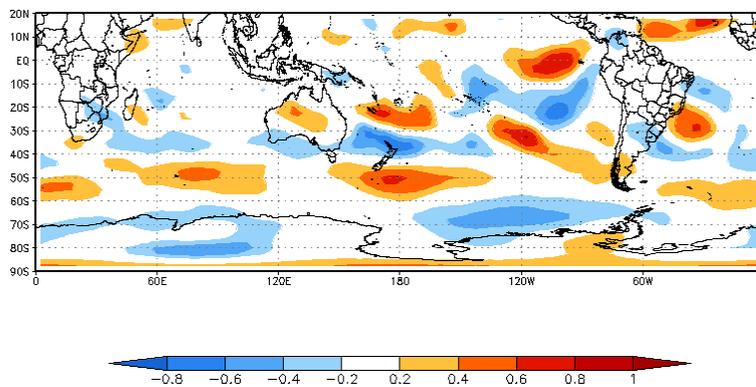


Figura 4.9 – Compostos de anomalia de linhas de corrente e magnitude do vento ($m.s^{-1}$ - colorido) em 200 hPa para o verão em anos: (a) muito chuvoso, (b) muito seco. (continua)

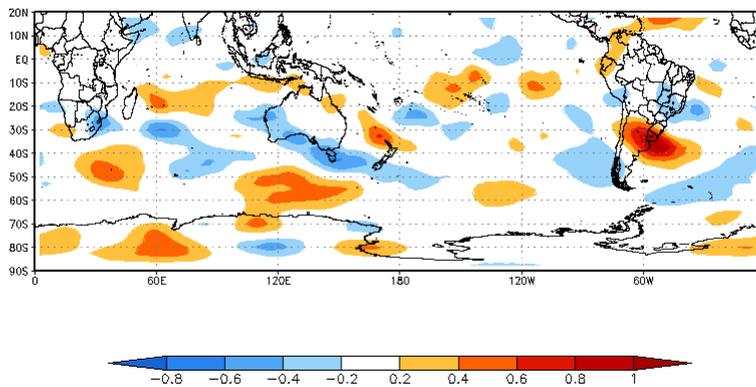


(b)

Figura 4.9 – Conclusão.



(a)



(b)

Figura 4.10 – Compostos de anomalia de vorticidade relativa (s^{-1}) ($E-05$) em 200 hPa para o verão em anos: (a) muito chuvoso, (b) muito seco.

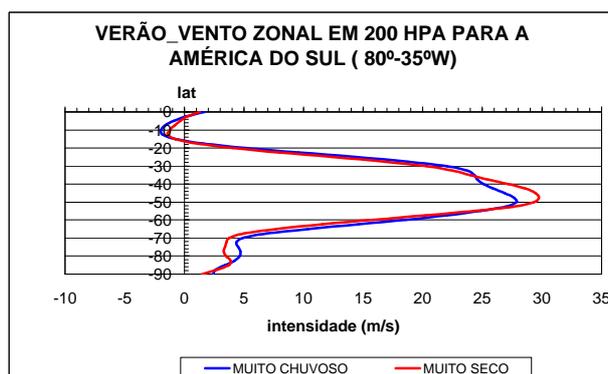


Figura 4.11 – Média entre 80°-35W dos compostos da componente zonal do vento ($m.s^{-1}$) em 200 hPa para o verão.

Analisando ainda a influência remota na área A, observam-se nos compostos de anomalia de ROLE (Figura 4.12), uma região de anomalia negativa (positiva) de ROLE numa faixa desde a Região Sudeste até o Oceano Atlântico, incluindo a área A, em anos muitos chuvosos (muito secos). Este resultado sugere, assim como nos compostos de anomalia de precipitação (Figura 4.4), uma relação entre a frequência e/ou intensidade da ZCAS com a precipitação anômala da área A. Observa-se também uma alternância de sinais no cinturão tropical desde o Oceano Índico até o Oceano Pacífico Central, apresentando indícios da presença da OMJ. Esta configuração apresenta sinais opostos entre os anos muito chuvosos e muito secos, com realce (inibição) da convecção na região da Austrália e sul da Indonésia e inibição (realce) da convecção no Oceano Índico em anos muito chuvosos (muito secos). Ressalta-se que em anos muito secos esta alternância semelhante a OMJ encontra-se menos definida no Oceano Pacífico. Estes resultados indicam uma relação desta configuração na convecção na região da ZCAS, sugerindo que, quando há um realce da convecção da Austrália, há também um realce da convecção na região da ZCAS. Ressalta-se que este resultado difere de Carvalho et al. (2005), uma vez que eles associaram a supressão da convecção sobre a Indonésia com a fase positiva da AAO. Uma possível explicação para esta diferença é o fato dos autores estarem trabalhando na escala intrasazonal enquanto neste estudo trabalha-se com os extremos sazonais. Observa-se ainda que esta configuração pode também influenciar na região da ZCPS, uma vez que esta região apresenta anomalias negativas de ROLE em anos muito chuvosos e isto não ocorre em anos muito secos (Figura 4.12).

A influência da OMJ na ZCAS e na ZCPS é discutida por diversos autores, por exemplo, Casarin e Kousky (1986); Grimm e Silva Dias (1995); Castro e Cavalcanti (2001 e 2003) e Cunningham e Cavalcanti (2006). A convecção anômala na região da Austrália e Indonésia em anos muito chuvosos associada a esta oscilação pode ser o “gatilho” para a formação do trem de onda semelhante ao PSA observado anteriormente. Ressalta-se que diversos autores mostraram que a presença da OMJ influencia na formação do PSA, por exemplo, Mo e N-Paegle (2001).

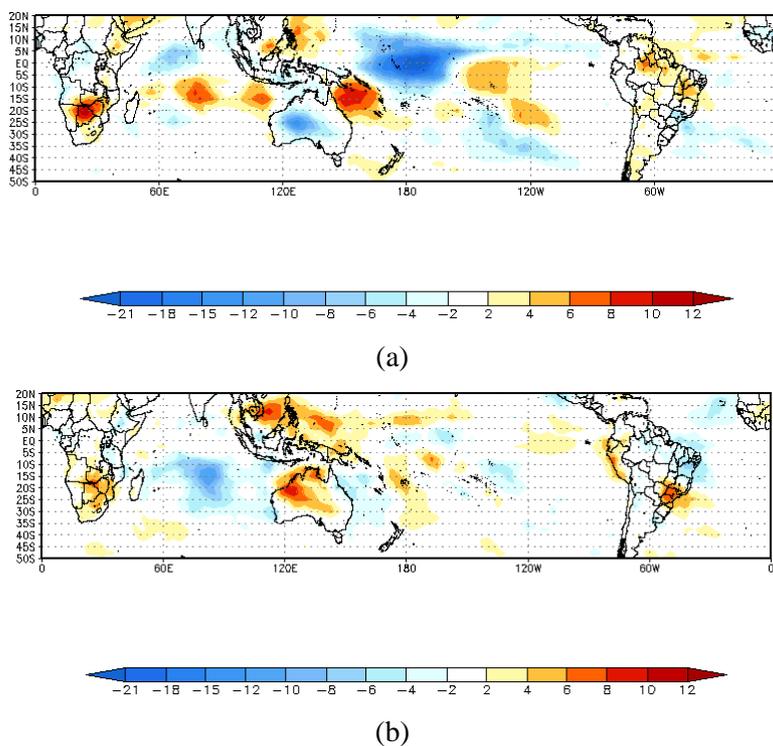


Figura 4.12 – Compostos de anomalia de ROLE ($W.m^{-2}$) para o verão em anos: (a) muito chuvoso, (b) muito seco.

Os três primeiros EOFs das anomalias de geopotencial em 500 hPa para a região do Pacífico e AS representaram uma porcentagem total da variância de aproximadamente 57,3%, com 28,91%, 14,73% e 13,66%, respectivamente. O primeiro EOF sugere a atuação do fenômeno ENOS, uma vez que apresenta uma forte anomalia no Oceano Pacífico Equatorial com dois centros de ação na região tropical nos dois hemisférios (EOF1 – Figura 4.13 a). Essa configuração ocorre em anos de ENOS: durante El Niño,

há circulações anticiclônicas anômalas em altos níveis sobre águas anormalmente quentes, enquanto durante La Niña, há circulações ciclônicas anômalas em altos níveis sobre águas anormalmente frias. Neste primeiro EOF, nota-se também a presença de centros anômalos sobre a região extratropical que fazem parte do trem de onda forçado na região tropical. O noroeste da AS possui uma variabilidade de mesmo sinal que o Pacífico Central e Leste Tropical, consistente com o excesso (déficit) de precipitação em anos de El Niño (La Niña) naquela Região. O segundo EOF sugere a configuração de um trem de onda semelhante ao PSA, que afeta o sul do Brasil com um dos centros (EOF2 – Figura 4.13 b). A configuração de um trem de onda mais zonal, com um centro anômalo no sudeste do Pacífico indica a configuração típica de bloqueio que afeta a AS, quando esta anomalia for positiva (EOF3 – Figura 4.13 c) (Sinclair, 1996; Marques, 1996; Pezzi e Cavalcanti, 1998). Os três primeiros EOFs para a região do Oceano Atlântico e AS apresentaram um dipolo sobre o sul do Atlântico e da AS (Figura 4.14 – primeiro EOF). Esta configuração está relacionada à posição e intensidade da corrente de jato de altos níveis, uma vez que este se posicionaria em torno de 40 °S e seria intensificado (enfraquecido) se os sinais dos centros de ação fossem iguais (opostos) aos apresentados na Figura 4.14.

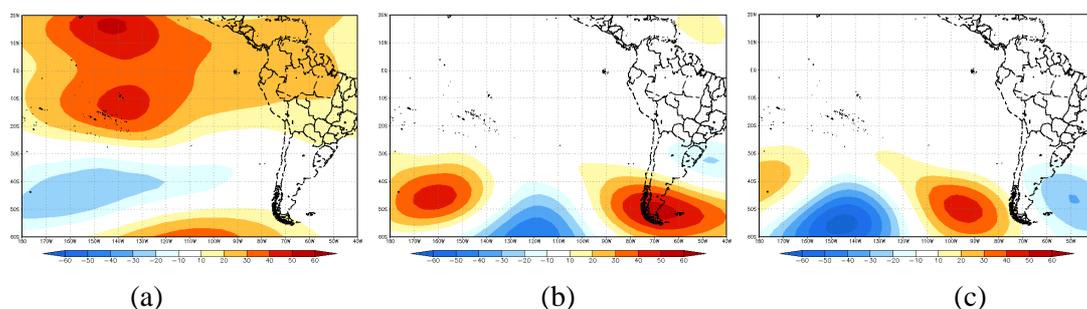
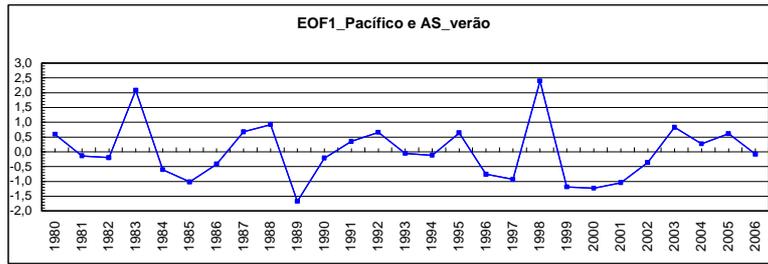
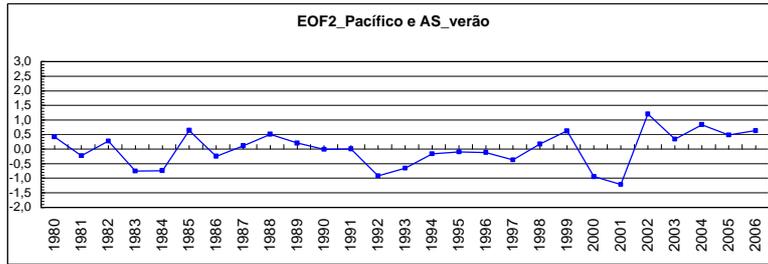


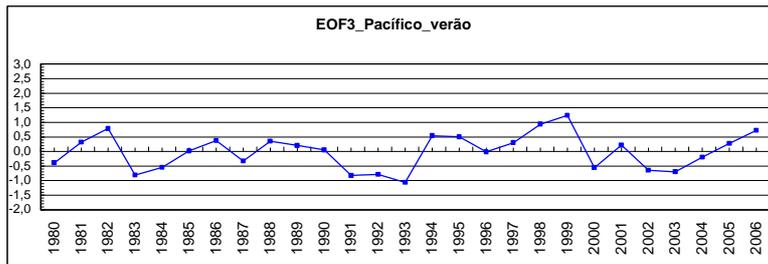
Figura 4.13 – EOFs de anomalia de geopotencial em 500 hPa sobre a região do Oceano Pacífico e AS para o verão: (a) EOF1, (b) EOF2 e (c) EOF3. Série temporal das componentes principais (CP) (d) CP1, (e) CP2 e (f) CP3. (continua)



(d)

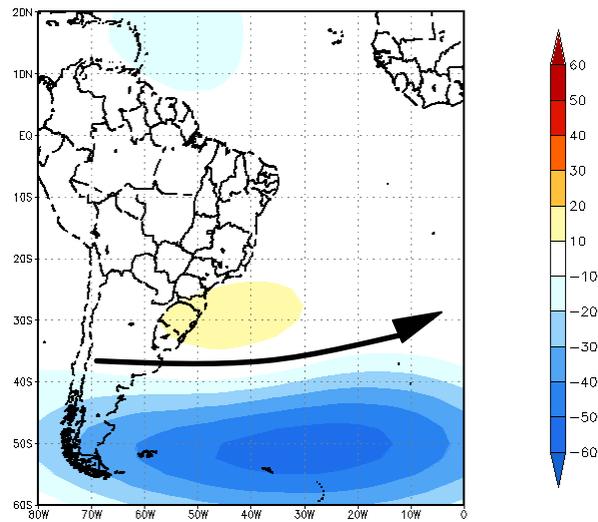


(e)

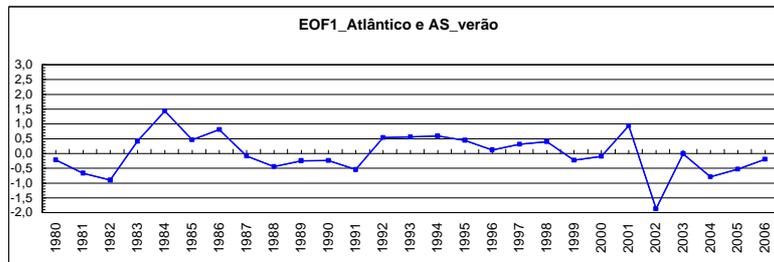


(f)

Figura 4.13 – Conclusão.



(a)



(b)

Figura 4.14 – (a) Primeiro EOF e (b) série temporal da CP1 de anomalia de geopotencial em 500 hPa sobre a região do Oceano Atlântico e AS para o verão.

4.2.2 Inverno

Durante os anos muito chuvosos na estação do inverno (Tabela 4.2), há uma anomalia positiva de precipitação em uma faixa desde a região central da AS até o Oceano Atlântico, incluindo a área A. Esta faixa é típica da atuação de sistemas frontais. Este resultado sugere que a precipitação na área A durante o inverno é relacionada principalmente à frequência e/ou intensidade deste sistema. Observa-se também que há uma região com sinal oposto ao sul desta faixa e também sobre a região equatorial da AS (Figura 4.15 a). Esta faixa inverte o sinal durante os anos muito secos (Tabela 4.2), apresentando uma região de anomalia negativa de precipitação na região onde, em invernos muito chuvosos, a anomalia era positiva (Figura 4.15 b). A anomalia de precipitação na região equatorial também inverte de sinal em anos muito secos, assim

como também aparecem anomalias positivas de precipitação ao sul da faixa localizada sobre a área A nesses anos (Figura 4.15 b). Esta configuração sugere que, em anos muito secos, a intensidade e/ou frequência dos sistemas frontais diminuem, inibindo, assim, a precipitação da área A. A configuração atmosférica nos baixos níveis sobre a AS em anos muito chuvosos apresenta uma circulação ciclônica anômala sobre a área de estudo, reforçando a hipótese de uma maior frequência da atuação de transientes nesta região (Figura 4.16 a). Em anos muito secos esta configuração muda, apresentando uma circulação anticiclônica anômala ao sul da área A, indicando uma barreira para a passagem de sistemas transientes na área de estudo (Figura 4.16 b).

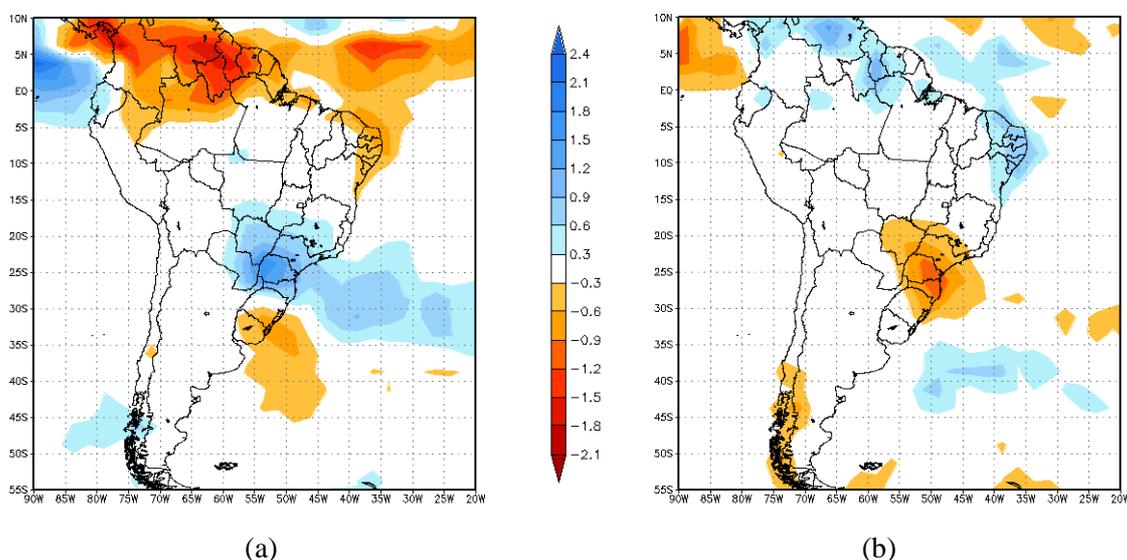


Figura 4.15 – Idem a Figura 4.4, exceto para o inverno.

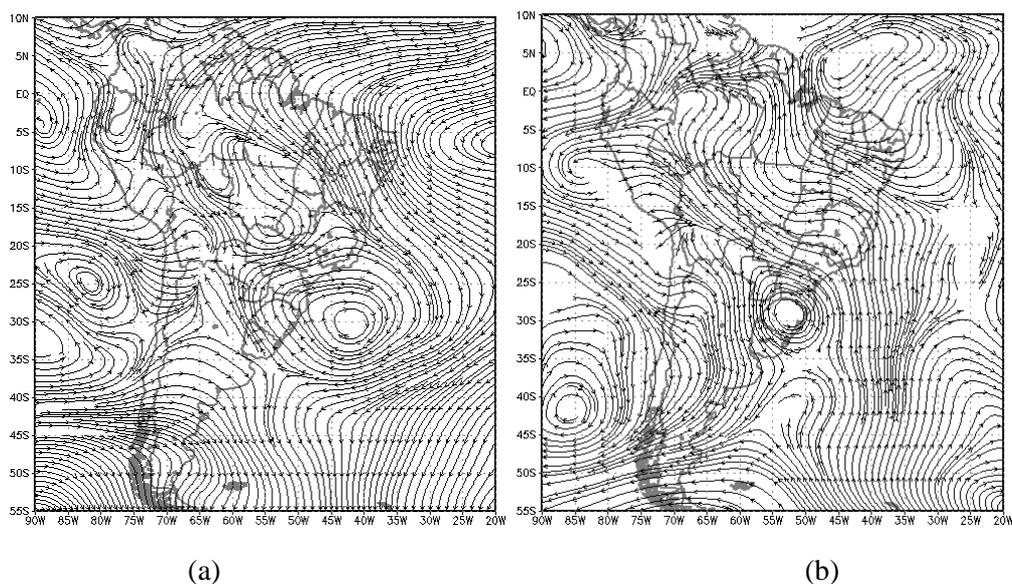


Figura 4.16 – Idem a Figura 4.6, exceto para o inverno.

Assim como no verão, foram analisadas diversas variáveis no HS na tentativa de entender os processos que causaram as configurações atmosféricas no inverno para anos muito secos e muito chuvosos na área A. A configuração dos compostos de anomalia de geopotencial em 500 hPa para os invernos muito chuvosos sugere a dominância da onda 3 em torno de 50°S, com centros ao sul da Nova Zelândia (aproximadamente 180°), sobre o Oceano Atlântico (aproximadamente 15°W) e Oceano Índico (aproximadamente 75°E) (Figura 4.17 a) e a dominância de onda 2 nos invernos muito secos, com centros ao sul da Nova Zelândia (aproximadamente 180°) e Oceano Índico (aproximadamente 75°E). Diversos autores encontraram também a dominância da onda 3 em torno de 50°S (WALLACE E HSU, 1983; TRENBERTH E MO, 1985; KIDSON, 1991; HANSEN E SUTERA, 1991; GHIL E MO, 1991; CAVALCANTI; 1992; CAVALCANTI; 2000), porém nenhum deles havia relacionado este padrão com invernos muito chuvosos na área A.

Observa-se também que, assim como no verão, há uma “gangorra” de anomalia de geopotencial em 500 hPa entre o pólo e as latitudes médias, semelhante ao AAO. Sinais opostos são observados entre os anos muito chuvosos (Figura 4.17 a) e muito secos (Figura 4.17 b), com anomalias negativas (positivas) sobre a Antártica e anomalias

positivas (negativas) em torno de 50°S em anos muito chuvosos (muito secos). Este resultado é confirmado pela média dos índices de AAO para os anos de cada categoria, a qual mostra a atuação da fase positiva (negativa) da AAO em invernos muito chuvosos (muito seco). Ressalta-se que anomalia de altura geopotencial em 500 hPa sobre a Antártica apresenta-se mais deslocada em direção ao sudeste do Pacífico e da AS do que no verão. Este resultado indica que o sinal de AAO pode influenciar na precipitação da região de estudo. Assim como no verão, nota-se que alguns anos de uma mesma categoria apresentaram sinais opostos aos da média. Mais uma vez, foi verificado se este resultado poderia ter alguma relação com a atuação do ENOS, porém não foi encontrada qualquer relação também (Tabela 4.4). Os resultados do composto de altura geopotencial 500 hPa são semelhantes também em níveis baixos e altos (não mostrado).

Em anos muito chuvosos, a circulação em altos níveis apresenta, assim como no verão, uma configuração de trem de onda desde o Pacífico Oeste até o sul da AS, porém este se apresenta mais zonal que o do verão. Esta configuração também influencia na faixa de precipitação sobre a AS, citado anteriormente, induzindo uma circulação ciclônica anômala ao sul da área A (Figura 4.18 a). Em anos muito secos, nota-se a presença de uma circulação anticiclônica anômala na região subtropical da AS, acompanhando o trem de onda em latitudes médias, formando uma configuração semelhante à de bloqueio (Figura 4.18 b). Ressalta-se que a circulação anticiclônica anômala ao sul da AS localiza-se na mesma região onde se apresentou uma anomalia positiva de geopotencial em 500 hPa na Figura 4.17 b. Apesar da corrente de jato em altos níveis apresentar-se com intensidade semelhante em anos muito chuvosos e muito secos, neste último ela encontra-se mais deslocada para sul, formando uma barreira para o deslocamento dos sistemas transientes para o norte (Figura 4.19). Estas configurações sugerem uma maior frequência e/ou intensidade de bloqueios na AS durante os invernos muito secos, o que explicaria a circulação anticiclônica anômala em baixos níveis próximo à latitude de 30°S (Figura 4.16 b) e a anomalia negativa de precipitação na região de estudo (Figura 4.15 b).

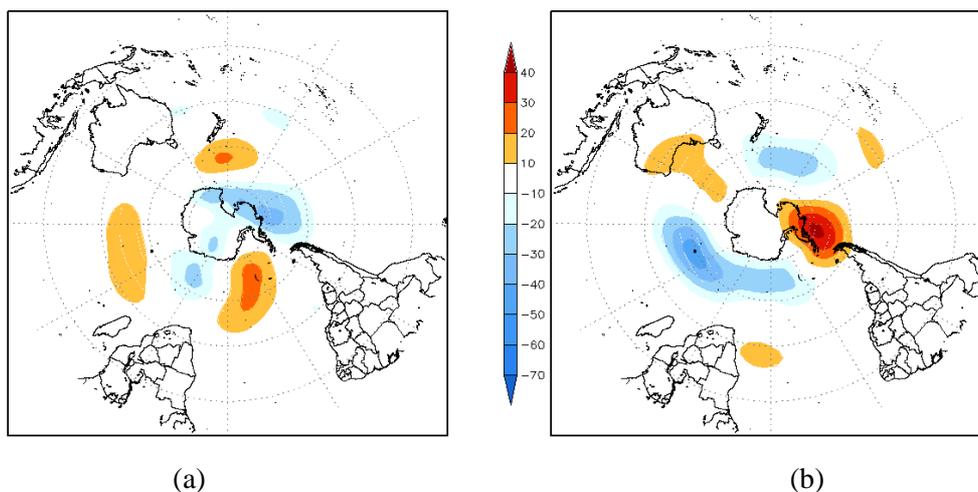
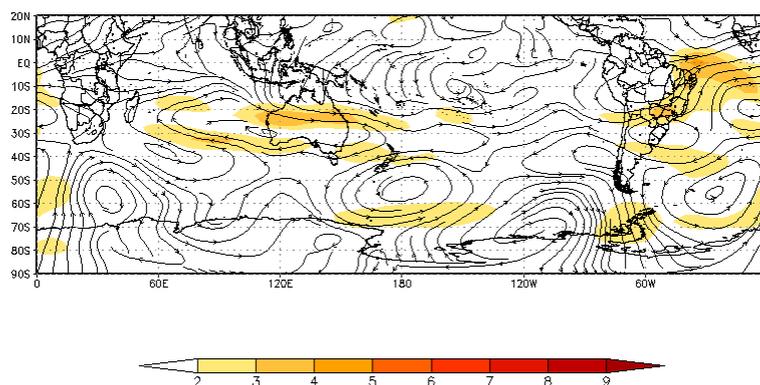


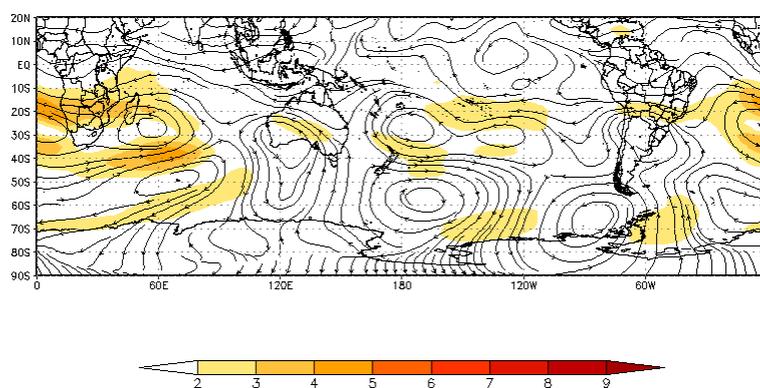
Figura 4.17 – Idem a Figura 4.8, exceto para o inverno.

Tabela 4.4 – Idem a 4.3 exceto para o inverno.

	ANO	NOAA	PACÍFICO	ATLÂNTICO	ENOS (NCEP)
MUITO CHUVOSO	1980	-0,89	-112,51	-10,59	normal
	1983	0,55	91,23	-17,84	normal
	1989	1,11	115,06	9,25	normal
	1990	-0,22	12,82	19,50	normal
	1997	0,36	12,82	7,97	El Niño
MUITO SECO	1985	0,73	53,33	-5,91	normal
	1988	-0,4	0,99	-20,92	La Niña
	1992	-1,04	-134,45	43,17	normal
	1994	-0,1	-7,07	16,74	El Niño
	2006	-0,12	-16,59	-41,40	normal
MÉDIA					
		NOAA	PACÍFICO	ATLÂNTICO	
MUITO CHUVOSO		0,18	23,89	1,66	
MUITO SECO		-0,19	-20,76	-1,66	



(a)



(b)

Figura 4.18 – Idem a Figura 4.9, exceto para o inverno.

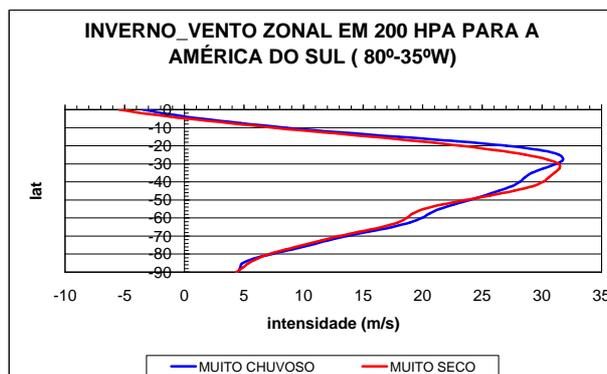


Figura 4.19 – Idem a Figura 4.11, exceto para o inverno.

Analisando ainda a influência global na região de estudo, observa-se nos compostos de anomalias de ROLE, uma região de anomalia negativa (positiva) em uma faixa desde a região central da AS até o Oceano Atlântico Sul em anos muito chuvosos (muito secos) (Figura 4.20). Esta faixa, assim como na precipitação (Figura 4.15), é associada à

atuação de sistemas frontais, reiterando a sugestão de que o aumento da frequência e/ou intensidade destes sistemas seria o principal responsável pela precipitação anômala na área A, no inverno. Ressalta-se ainda que há um realce (inibição) da convecção na região da Austrália em anos muito chuvosos (muito secos), reforçando a hipótese de uma suposta relação entre a convecção desta região com a convecção na área de estudo (Figura 4.22). Essa relação poderia ocorrer pela posição dos centros anômalos associados às ondas estacionárias.

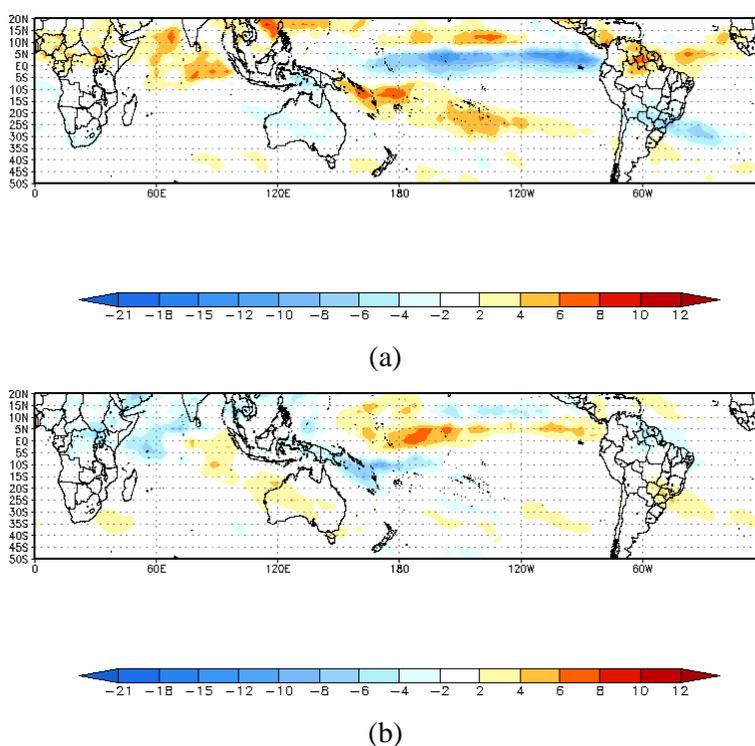
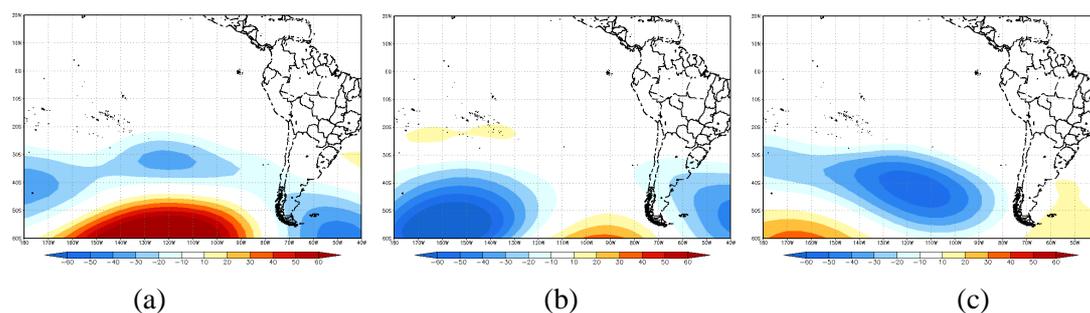


Figura 4.20 – Idem a Figura 4.12, exceto para o inverno.

Analisando os três primeiros EOFs de anomalia de altura geopotencial em 500 hPa para a AS e Oceano Pacífico, observa-se um dipolo entre as latitudes médias e altas no primeiro modo de variabilidade (EOF1 – Figura 4.21 a). Também, assim como nos compostos de anomalia de linha de corrente em 200 hPa (Figura 4.18), observa-se a presença de um trem de onda mais zonal na região do Pacífico (EOF2 – Figura 4.21 b) e um centro anômalo no sudeste do Pacífico (EOF3 – Figura 4.21 c), cuja localização sugere a configuração de bloqueio no sudeste do Pacífico, quando esta anomalia for

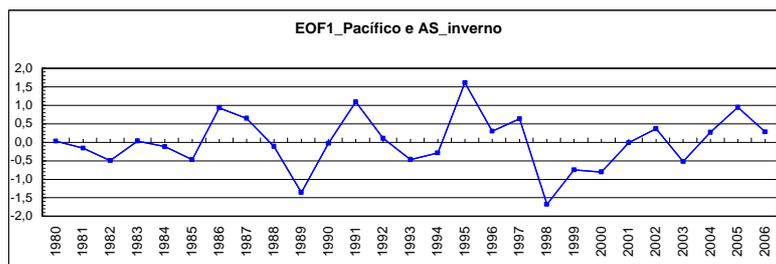
positiva. Ressalta-se que esses EOFs corresponderam a cerca de 57% da variância total, com 22,58%, 20,69% e 13,73%, respectivamente. Assim como no verão, os três primeiros EOFs para a região do Atlântico e AS apresentaram somente um dipolo no sul do Atlântico e da AS, influenciando na posição e intensidade do jato (Figura 4.22 – primeiro EOF). Ressalta-se que no EOF1 do inverno a corrente de jato posiciona-se mais ao norte (em torno de 30°S) que no verão.



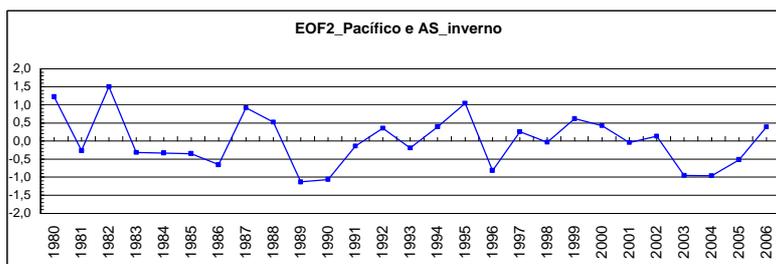
(a)

(b)

(c)

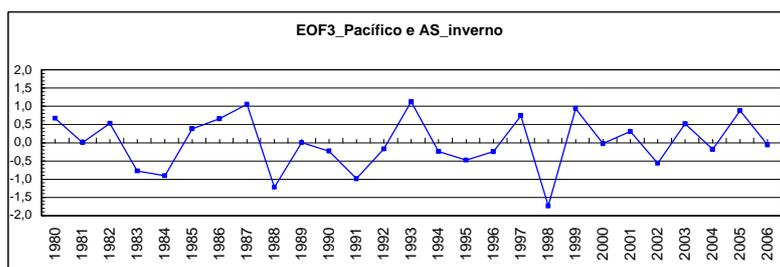


(d)



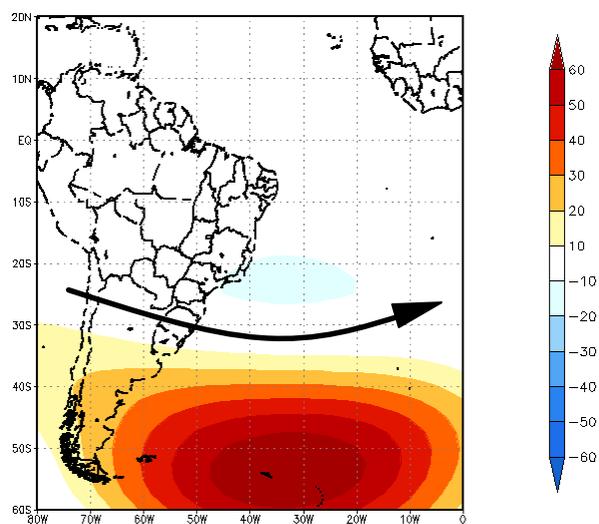
(e)

Figura 4.21 – Idem a Figura 4.13, exceto para o inverno. (continua)

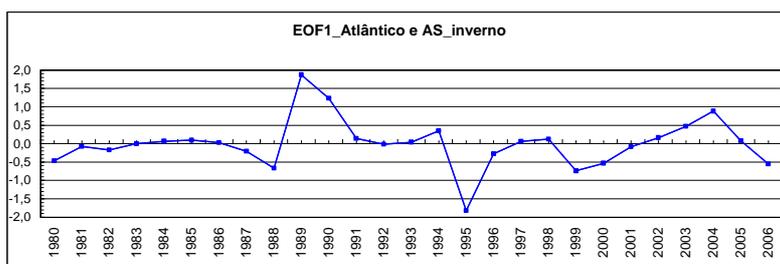


(f)

Figura 4.21 – Conclusão.



(a)



(b)

Figura 4.22 – Idem a Figura 4.14, exceto para o inverno.

4.3 Discussão

Os resultados apresentados neste capítulo mostraram que há uma diminuição da precipitação do verão para o inverno. Este resultado era esperado, pois a área de estudo situa-se em uma região que possui um comportamento de monção. Na análise da

variabilidade interanual da precipitação, observa-se que o intervalo entre verões muito chuvosos tem diminuído nos últimos anos e que desde 2001 não ocorre um inverno considerado chuvoso ou muito chuvoso.

Durante os verões muito chuvosos, há uma anomalia positiva de precipitação na região de atuação da ZCAS, cercada ao norte e ao sul por outras duas áreas de anomalias negativas de precipitação, formando um aparente tripolo. Este tripolo inverte o sinal durante os anos muito secos, apresentando anomalias negativas de precipitação sobre a região da ZCAS. Este resultado indica que a frequência e/ou intensidade da ZCAS é o fator principal para a quantidade de precipitação nesta estação do ano. A circulação em baixos níveis aponta que, em verões muito chuvosos, há um escoamento vindo da Amazônia trazendo umidade para a região de estudo, o que não ocorre em anos muito secos. Analisando a influência hemisférica nesta região, observa-se a dominância de uma onda 4 em torno de 50°S e da AAO, com sinal positivo (negativo) em anos muito chuvosos (muito secos). Em anos muito chuvosos, os resultados indicaram uma configuração de trem de onda desde o Oceano Pacífico Oeste tropical até ao sul da AS, semelhante ao de um PSA, influenciando o tripolo sobre a AS através da indução de uma circulação ciclônica anômala ao sul da área A. Em anos muito secos, as configurações em altos níveis sugerem a atuação do fenômeno de bloqueio na AS. Esta configuração influencia também no tripolo sobre a AS, fazendo com que a circulação anticiclônica anômala ao sul da área A, gerada pelo bloqueio, dificulte a passagem de sistemas transientes, inibindo a precipitação sobre a área A. Os resultados apontam, ainda, através dos compostos de anomalias de ROLE, uma alternância de sinais no cinturão tropical desde o Oceano Índico até o Oceano Pacífico Central, apresentando indícios da presença da OMJ. Este resultado indica uma relação entre esta configuração e a convecção na região da ZCAS, sugerindo que, quando há um realce da convecção da Austrália, há também um realce da convecção na região da ZCAS.

Durante os invernos muito chuvosos, há uma faixa com anomalia positiva de precipitação, sobre a área de estudo, típica de atuação de sistemas frontais. Esta faixa inverte o sinal durante os anos muito secos, apresentando uma região de anomalia

negativa de precipitação na região onde, durante os invernos muito chuvosos, a anomalia de precipitação é positiva. Há também uma região com anomalia negativa de precipitação ao sul desta faixa e também sobre a região equatorial da AS. Estas regiões também invertem de sinal em anos muito secos. Estes resultados sugerem que a precipitação na área A durante o inverno é relacionada principalmente à frequência e/ou intensidade de sistemas frontais. A configuração atmosférica em baixos níveis sobre a AS em anos muito chuvosos apresenta uma circulação ciclônica anômala sobre a área de estudo, reforçando a hipótese de uma maior frequência da atuação de sistemas transientes nesta região. Em anos muito secos, esta configuração muda apresentando uma circulação anticiclônica anômala na ao sul da área A, indicando uma barreira para a passagem de sistemas transientes na área A. Analisando a influência hemisférica na área A, observa-se, em anos muito chuvosos (muito secos), a dominância da onda 3 (onda 2) em torno de 50°S. Observa-se também atuação da AAO, com sinal positivo (negativo) em anos muito chuvosos (muito secos). Em anos muito chuvosos, a circulação em altos níveis apresenta uma configuração de trem de onda desde o Pacífico Oeste até o sul da AS, porém este se apresenta mais zonal que o do verão. Esta configuração também influencia na faixa de precipitação sobre a AS que afeta a área A, induzindo uma circulação ciclônica anômala na ao sul da área A. Em anos muito secos, as configurações em altos níveis indica a atuação de bloqueios na AS, o que explicaria a circulação anticiclônica anômala em baixos níveis próximo a latitude de 30°S e a anomalia negativa de precipitação na região de estudo. Os resultados ressaltam ainda a possível relação entre a convecção na Austrália e na região de estudo. Essa relação pode ser explicada pelos centros anômalos associados aos trens de onda e também às ondas estacionárias.

5 ANÁLISE DOS CASOS EXTREMOS DIÁRIOS DE PRECIPITAÇÃO

Neste Capítulo foram analisadas as características atmosféricas e os padrões de grande escala associados com extremos diários de precipitação durante os meses classificados como muito chuvosos e inseridos em verões e invernos também considerados muito chuvosos (Categorias 1 e 2, respectivamente).

5.1 Verão

Durante o verão observa-se, para a categoria 1, uma anomalia positiva de precipitação na área A. Observam-se também anomalias positivas de precipitação em algumas partes da região tropical na AS, indicando uma ligação entre a convecção tropical, acentuada nesta estação, com a precipitação na região de estudo (Figura 5.1 a). Este resultado é reforçado pelo escoamento em baixos níveis, cuja configuração sugere uma advecção de ar quente e úmido da região amazônica até a área A indo de encontro com uma circulação ciclônica sobre a área A (Figuras 5.1 b). Nota-se que esta área encontra-se sobre uma faixa de circulação ciclônica anômala em baixos níveis (Figura 5.1 e). Ressalta-se também a presença de anomalias negativas de precipitação ao sul da área A.

Apesar da PNMM, na categoria 1, estar mais baixa no continente relacionada à Baixa do Chaco, observa-se a extensão desta região de PNMM mais baixa até o litoral do Estado de São Paulo (Figura 5.1 c), resultado este que concorda com a circulação ciclônica sobre a área A. Analisando a circulação em altos níveis, observa-se uma circulação anticiclônica sobre boa parte da AS, com centro sobre o sul do Peru e sobre o Estado de Mato Grosso. Esta circulação anticiclônica é seguida por uma circulação ciclônica sobre o Oceano Atlântico Tropical e parte da Região Nordeste do Brasil (Figura 5.1 d). Esta configuração da Alta da Bolívia e do cavado do Atlântico/NE é típica dos meses de verão.

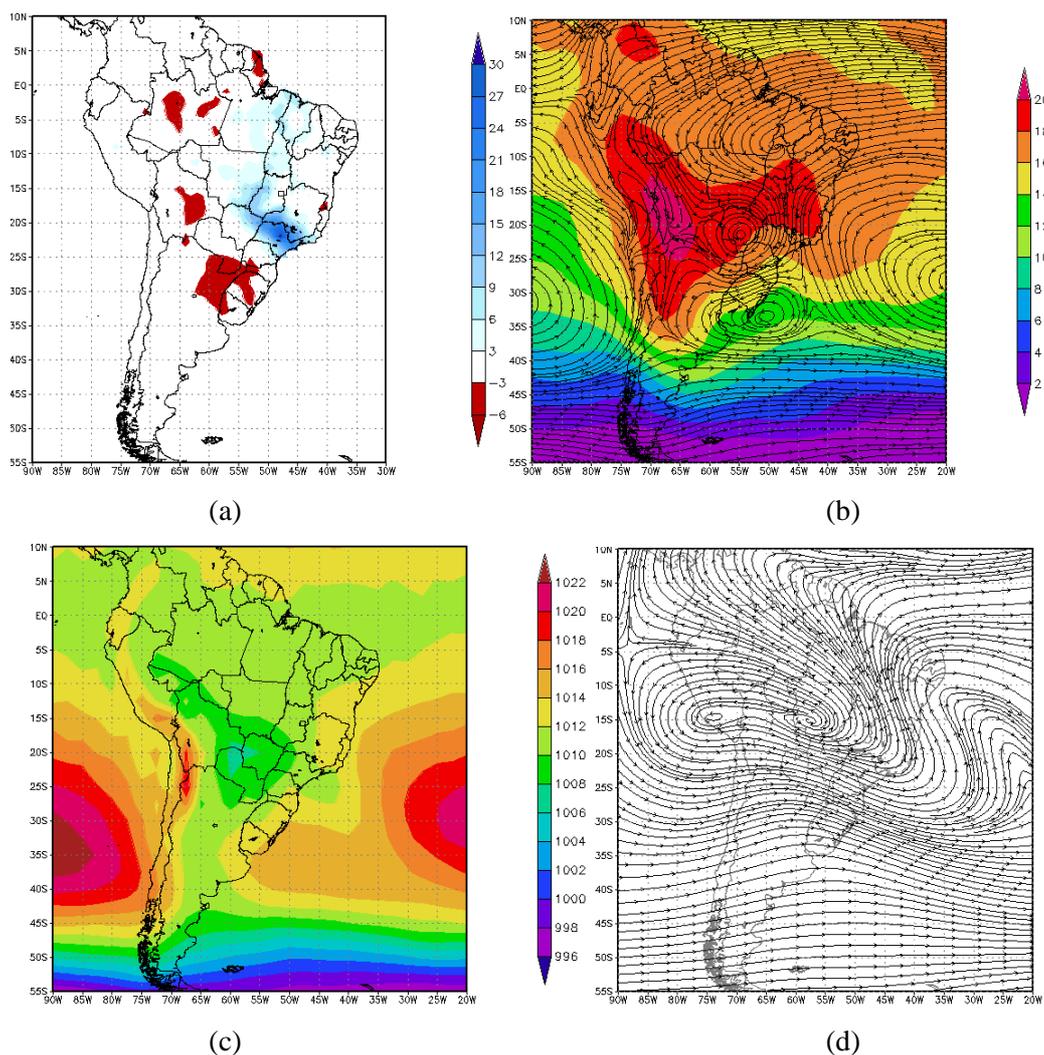
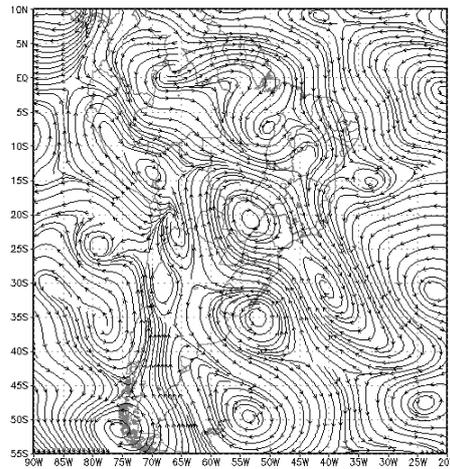


Figura 5.1 – Compostos para os casos extremos diários de precipitação para a categoria 1: (a) precipitação observada (mm), (b) linha de corrente e temperatura (°C) em 850 hPa, (c) PNMM (hPa), (d) linha de corrente em 200 hPa (e) anomalia de linha de corrente em 850 hPa. (continua)



(e)

Figura 5.1 – Conclusão.

Com o objetivo de estudar a influência hemisférica nos extremos diários da precipitação na área A, foram analisadas diversas variáveis para todo o HS. A configuração do composto de anomalia de altura geopotencial em 500 hPa sugere um trem de onda sobre os Oceanos Índico e o Pacífico e, próximo a AS, este se desloca para latitudes mais baixas, afetando, com uma anomalia negativa de geopotencial, todo o sul da AS, incluindo parte do Estado de São Paulo (Figura 5.2). A circulação anômala em 200 hPa segue a mesma configuração de trem de onda desde o Pacífico Oeste tropical até o sudeste do Pacífico, semelhante ao de um PSA, continuando sobre a AS em latitudes mais baixas (Figura 5.3). Embora os dados analisados não estejam filtrados na banda intrasazonal, observa-se uma alternância de sinais de anomalia de vorticidade relativa em 200 hPa na região tropical semelhante a OMJ (Figura 5.4). Tanto a circulação anômala quanto a anomalia de vorticidade relativa em altos níveis apresentaram um aparente tripolo sobre a AS com anomalia positiva de vorticidade relativa sobre a área A. O sinal observado sobre o sudeste do Oceano Pacífico, parece ser influenciado tanto pelo trem de ondas do PSA quanto pela OMJ. Este tripolo também foi encontrado nos verões extremos de precipitação (Capítulo 4), porém, nesses extremos, o tripolo parecia ser influenciado apenas pelo trem de onda tipo PSA enquanto, nos extremos diários, este parece ser influenciado pelo PSA no Pacífico e pela configuração tipo OMJ.

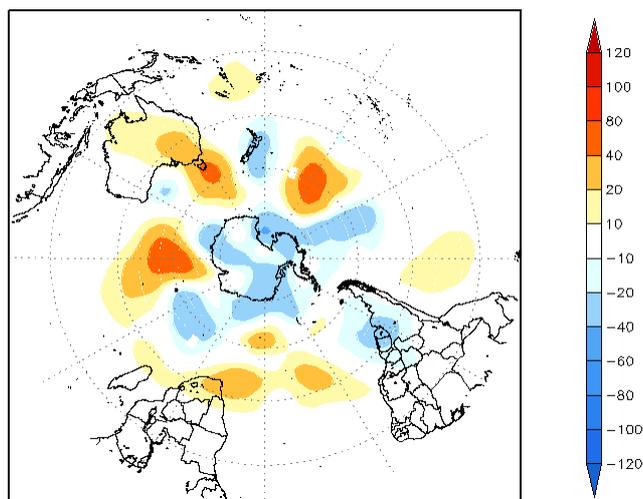


Figura 5.2 – Compostos de anomalia de altura geopotencial (m) em 500 hPa para os casos extremos diários de precipitação da categoria 1.

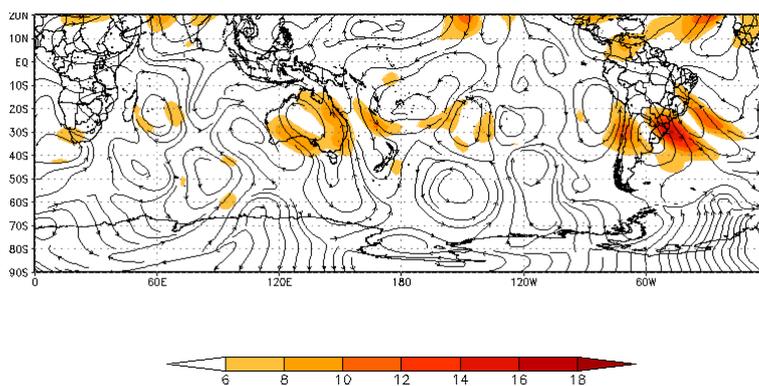


Figura 5.3 – Compostos de anomalias de linha de corrente e de magnitude do vento (m.s^{-1}) e 200 hPa para os casos extremos diários de precipitação da categoria 1.

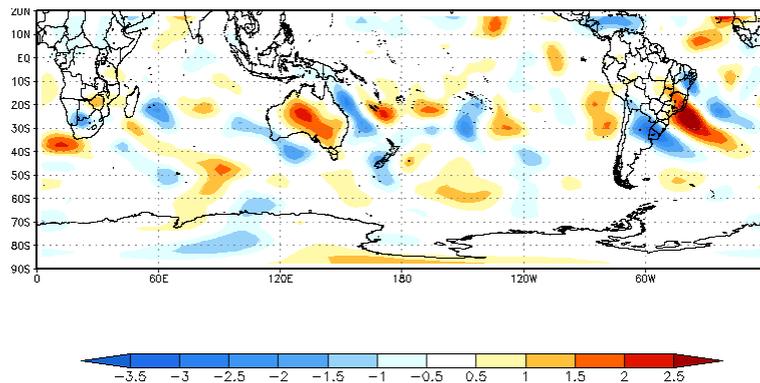


Figura 5.4 – Compostos de anomalia de vorticidade relativa (s^{-1}) ($E-05$) em 200 hPa para os casos extremos diários de precipitação da categoria 1.

Os compostos de anomalia de ROLE apontam, assim como nos verões muito chuvosos (Capítulo 4), anomalia negativa de ROLE sobre uma faixa desde o Brasil Central até o Atlântico, passando pela área de estudo. Esta faixa localiza-se sobre a região típica de atuação da ZCAS, indicando também nos extremos diários de precipitação a relação entre este sistema e a precipitação da região. Observa-se também anomalia negativa de ROLE em toda a borda do cavado em altos níveis sobre a Região Nordeste do Brasil, apresentado na Figura 5.1 d. Este resultado indica a interação entre a ZCAS e o cavado em altos níveis sobre o Nordeste Brasileiro. Valverde Ramirez et al. (2002) e Brambila et al. (2004) mencionam que, quando a ZCAS interage ou está associada com a formação de um VCAN, a nebulosidade se intensifica consideravelmente na Região Sudeste, influenciando no aumento das precipitações da região. Os resultados também mostram uma anomalia negativa de ROLE sobre parte da Austrália e na região típica da ZCPS, indicando, assim como nos verões muito chuvosos, uma possível relação entre a convecção nestas regiões com a convecção sobre a área de estudo (Figura 5.5). Essa relação pode ocorrer pelas posições dos cavados associados ao trem de ondas observado.

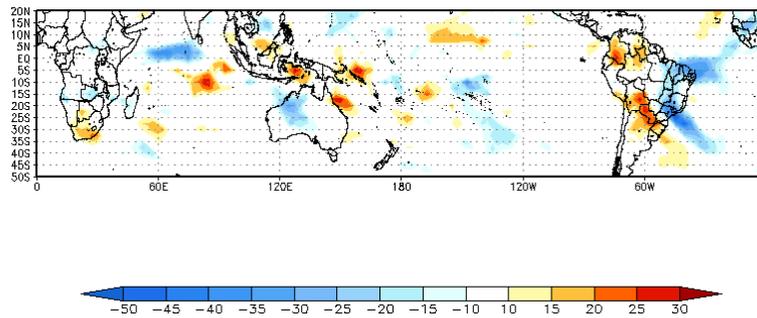
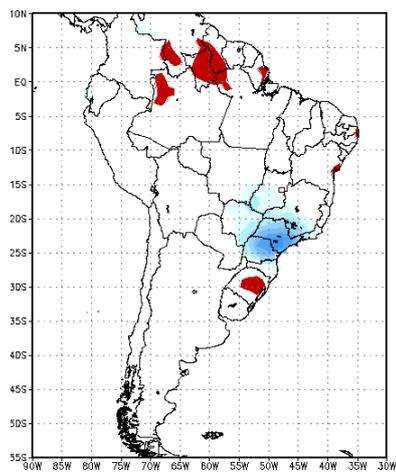


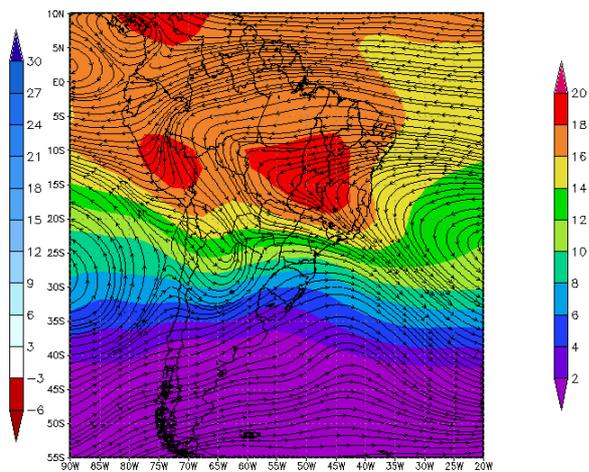
Figura 5.5 – Compostos de anomalia de ROLE ($W.m^{-2}$) para os casos extremos diários de precipitação da categoria 1.

5.2 Inverno

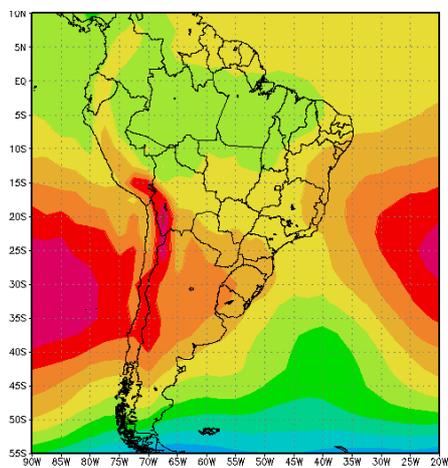
Nos compostos da categoria 2, observa-se uma anomalia positiva de precipitação na área A e anomalia negativa ao sul da região (Figura 5.6 a). A configuração em baixos níveis mostra uma confluência dos ventos e um gradiente de temperatura próximo à região de estudo (Figura 5.6 b) além de um cavado de PNMM adentrando o continente através da Região Sudeste (Figura 5.6 c). Este cavado está relacionado com a circulação ciclônica anômala sobre a área de estudo cuja posição assemelha-se à circulação ciclônica anômala apresentada nos invernos muito chuvosos (Capítulo 4) (Figura 5.6 e). Estes resultados sugerem a atuação de transientes sobre a área A, o que é reforçado pela presença de um cavado em altos níveis a oeste da região de estudo. A circulação em altos níveis também mostra uma circulação anticiclônica com o centro próximo ao equador, em torno de $55^{\circ}W$, típico da estação de inverno (Figura 5.6 d).



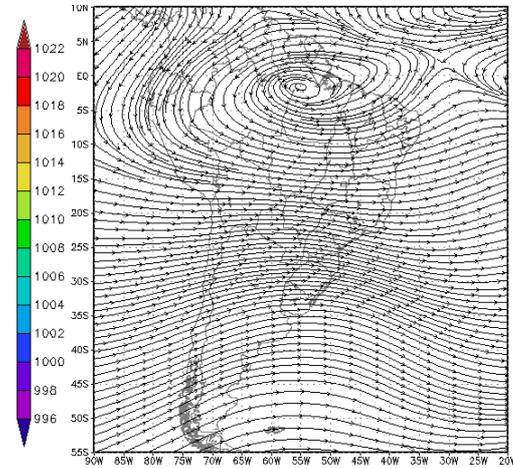
(a)



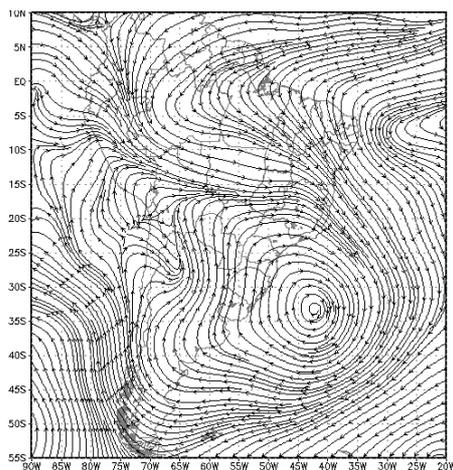
(b)



(c)



(d)



(e)

Figura 5.6 – Idem a Figura 5.1, exceto para a categoria 2.

Da mesma forma que no verão, foram analisadas diversas variáveis para todo o HS para estudar a influência de outras regiões sobre a os extremos diários na área A. A configuração do composto de anomalia de altura geopotencial em 500 hPa sugere a dominância da onda 4 com um centro de anomalia negativa sobre a AS, incluindo a área A (Figura 5.7). Este resultado difere dos apresentados nos invernos muito chuvosos, pois eles apresentavam a dominância da onda 3. A circulação anômala em altos níveis apresenta uma configuração de trem de onda desde o Oceano Índico até a AS, semelhante ao PSA, formando um centro ciclônico sobre a região de estudo (Figura 5.8). Este resultado também é mostrado nos compostos de anomalia de vorticidade relativa em 200 hPa. Este composto também mostra uma alternância na região tropical semelhante a OMJ, influenciando a AS (Figura 5.9). Os compostos de anomalia de ROLE para a categoria 2 apontam, assim como nos invernos muito chuvosos, uma anomalia negativa de ROLE sobre uma faixa desde o Brasil Central até o Atlântico, passando pela área de estudo. Esta faixa de convecção, também levando em conta a configuração do escoamento, é associada à atuação de sistemas frontais, sugerindo, assim como nos invernos muito chuvosos, que a atuação deste sistema seja a principal influência para a precipitação na categoria 2. Observa-se também que, diferente dos resultados anteriores, esta categoria não aponta uma relação entre a convecção na Austrália e a convecção na região de estudo (Figura 5.10).

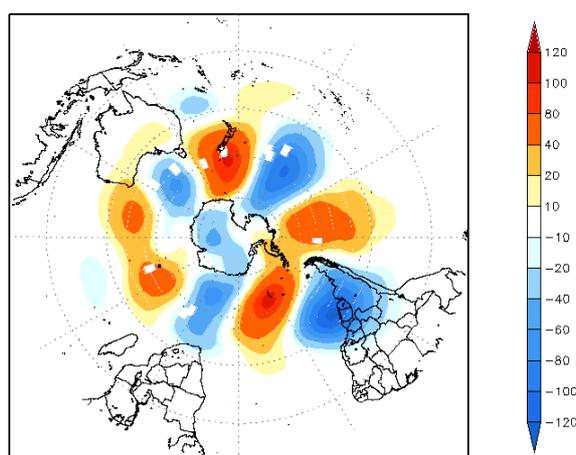


Figura 5.7 - Idem a Figura 5.2, exceto para a categoria 2.

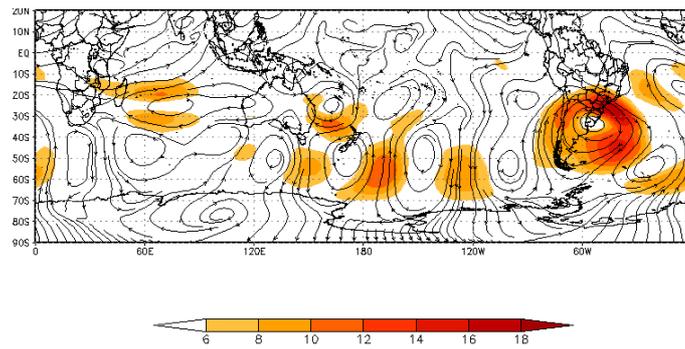


Figura 5.8 - Idem a Figura 5.3, exceto para a categoria 2.

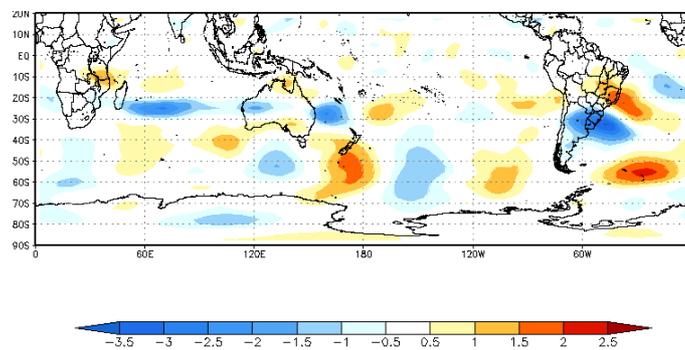


Figura 5.9 - Idem a Figura 5.4, exceto para a categoria 2.

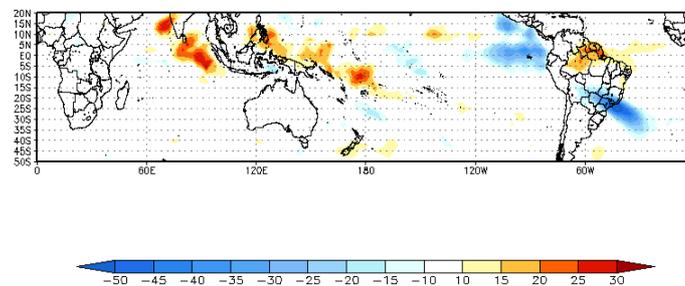


Figura 5.10 - Idem a Figura 5.5, exceto para a categoria 2.

5.3 Discussão

Nos eventos da categoria 1, um escoamento vindo desde região Amazônica até a área A advectando calor e umidade, uma extensão da área de baixa pressão sobre o continente até o litoral de São Paulo e uma circulação ciclônica sobre a área A estão relacionados com a precipitação da área A. Os resultados apontam também para um trem de onda semelhante ao PSA sobre o Oceano Pacífico, e um outro pequeno trem de ondas em

latitudes mais baixas afetando a AS com um cavado a sudeste da área A. Os resultados apontam ainda para uma configuração na região tropical tipo OMJ. As anomalias de circulação e de vorticidade relativa em altos níveis associadas a essas duas teleconexões (tipo PSA e tipo OMJ) estão relacionadas com a configuração de um tripolo sobre a AS. Estes resultados assemelham-se com aqueles apresentados nos verões muito chuvosos, porém, os resultados apresentados no capítulo anterior mostravam apenas a influência do trem de onda tipo PSA no tripolo da AS. O composto de anomalia de ROLE para esta categoria indicou a influência da interação entre ZCAS e o cavado em altos níveis próximo ao Nordeste Brasileiro na precipitação extrema na região de estudo. Este composto indicou também uma relação entre a convecção na Austrália e a convecção na área A, possivelmente associado aos cavados do trem de ondas.

Nos eventos da categoria 2, um cavado em baixos níveis sobre o Atlântico e adentrando o continente pela Região Sudeste, uma confluência dos ventos próxima à área A, um forte gradiente horizontal de temperatura e um cavado em altos níveis a oeste da área A, indicaram a atuação de sistemas frontais na formação da precipitação extrema na região de estudo na categoria 2. Estes resultados, juntamente com a circulação ciclônica anômala próxima a área A, a qual assemelha-se com aquela apresentada nos extremos sazonais de precipitação para os invernos muito chuvosos (Capítulo 4), relacionam-se com a anomalia de precipitação na área A. No âmbito hemisférico, o composto de anomalia de altura geopotencial em 500 hPa mostrou a dominância de uma onda 4, resultado este que difere dos extremos sazonais de precipitação, uma vez que os invernos muito chuvosos mostraram a dominância de uma onda 3. Na configuração em altos níveis foi observado um trem de onda desde o Oceano Índico até o Pacífico, semelhante ao PSA e uma configuração tipo OMJ sobre o Pacífico subtropical, ambos influenciando a AS, incluindo a área A, com um centro ciclônico anômalo. Ressalta-se que nos extremos sazonais de precipitação, o trem de onda tipo PSA, originava-se do Pacífico Oeste e se propagava sobre a AS. Os resultados para a categoria 2 não mostraram relação entre a convecção na Austrália e a convecção na área A.

Sintetizando os resultados, pode-se perceber que nos extremos diários de precipitação da categoria 1, um cavado intenso, a oeste da região de estudo, que contribuiu para a precipitação intensa, foi associado com um trem de onda que se originou a oeste da AS influenciado pelo PSA e pela configuração tipo OMJ nas latitudes subtropicais. Os extremos diários de precipitação da categoria 2 apontam para uma interação trópicos-extratrópicos com o PSA bem organizado e a configuração tipo OMJ mais fraca que no verão, além da presença de uma onda 4. Estes resultados sugerem que os eventos de chuva intensa sobre a área A têm uma relação com o trem de onda tipo PSA e também com a configuração tipo OMJ na região subtropical, e que durante o inverno a influência do PSA é mais forte e no verão a configuração do tipo OMJ é mais forte.

6 SUMÁRIO E CONCLUSÃO

A região de interesse para este estudo foi a Região Sudeste do Brasil, com ênfase na Região da Serra do Mar. Por esta razão, foi selecionada uma parte da Região Sudeste que engloba a parte da Serra do Mar localizada sobre o Estado de São Paulo (25°-20°S, 50°-40°W) (área A). O objetivo deste estudo foi analisar a variabilidade interanual da precipitação para cada estação do ano na região de interesse e investigar as características sinóticas e os padrões de teleconexões como contribuintes para os eventos diários e sazonais de precipitação extrema nesta região.

Os resultados deste estudo sugeriram que a frequência de verões (invernos) considerados muito chuvosos aumentou (diminuíram) nos últimos anos. Pode-se concluir também a influência de diversos fenômenos e sistemas meteorológicos nos extremos de precipitação sazonais e diários em parte da Região Sudeste.

Durante os verões extremos, há a formação de um tripolo de anomalia de precipitação sobre a AS, com uma faixa de anomalia de precipitação na localização típica de atuação da ZCAS cercada ao norte e ao sul por outras duas áreas de anomalias opostas de precipitação. Este tripolo inverte de sinal entre verões considerados muito chuvosos e muito secos. Estes resultados indicam que a intensidade e/ou frequência de episódios de ZCAS é um fator importante no total de precipitação na área A durante o verão. Cunningham e Cavalcanti (2006), analisando a variabilidade 30-90 dias de ROLE, também encontram esse padrão com dois centros ao norte e ao sul da área típica de atuação da ZCAS com sinais opostos ao padrão alongado orientado na direção NW-SE, estendendo sobre o Atlântico Subtropical Sul, típico da configuração da ZCAS.

Analisando a influência remota na precipitação da região de interesse durante os verões extremos, este estudo encontrou a dominância da onda 4 em torno de 50°S e a atuação da AAO. O sinal destes dois fenômenos inverte entre os verões muito chuvosos e muito secos, com a fase positiva da AAO atuando durante os verões classificados como muito chuvosos. Este resultado sugere que o sinal desses fenômenos está relacionado com os

extremos de precipitação nos verões de parte da Região Sudeste. Embora Carvalho et al. (2005) mostrarem uma relação entre episódios de ENOS e o sinal da AAO, neste trabalho não foi encontrada nenhuma relação. Este estudo também apontou, durante os verões muito chuvosos, para uma relação entre a configuração de um trem de onda semelhante ao PSA e a formação do tripolo de anomalia de precipitação na AS e, por consequência, na atuação da ZCAS. Esta relação ocorre através da indução de uma circulação ciclônica anômala ao sul da área A. Estes resultados assemelham-se ao de Carvalho et al. (2005) e Cunningham e Cavalcanti (2006), que mostraram, na escala intrasazonal, que o PSA modula a convecção na região da ZCAS. Durante os verões muito secos, as configurações em altos níveis sugeriram a atuação do fenômeno de bloqueio na AS. Esta configuração influenciou também no tripolo de anomalia de precipitação sobre a AS, fazendo com que a circulação anticiclônica anômala ao sul da área A, gerada pelo bloqueio, dificulte a passagem de sistemas transientes, inibindo a precipitação sobre a área de interesse. Este estudo apontou ainda que durante os verões extremos, existem indícios da presença da OMJ, sugerindo que, quando há um realce da convecção da Austrália, há também um realce da convecção na região da ZCAS. Ressalta-se que a convecção anômala na região da Austrália e Indonésia em verões muito chuvosos associada a esta oscilação pode ser o “gatilho” para a formação do trem de onda semelhante ao PSA citado anteriormente. Esta relação entre OMJ e a formação do PSA foi discutida também por Mo e N-Paegle (2001).

Durante os invernos extremos, mostrou-se que a frequência e/ou intensidade dos sistemas frontais é um fator importante no total de precipitação na área A. Este estudo mostrou também uma circulação anômala sobre a área A durante os invernos muito chuvosos e uma circulação anticiclônica anômala ao sul da área A durante os invernos muito secos, formando uma barreira para a passagem de sistemas transientes na área A. Analisando a influência hemisférica na área A nos invernos extremos, este estudo mostrou a dominância da onda 3 (onda 2) em torno de 50°S durante invernos muito chuvosos (muito secos) e a atuação da AAO. Esses fenômenos apresentaram uma inversão de sinal entre invernos muito chuvosos e muito secos, apresentando um sinal positivo em invernos muito chuvosos. Este resultado indicou que, assim como no verão,

que o sinal da AAO e do padrão de onda em torno de 50°S está relacionado com os extremos de precipitação nos invernos da área A. Ressalta-se que diversos autores encontraram também a dominância da onda 3 em torno de 50°S (WALLACE E HSU, 1983; TRENBERTH E MO, 1985; KIDSON, 1991; HANSEN E SUTERA, 1991; GHIL E MO, 1991; CAVALCANTI; 1992; CAVALCANTI; 2000), porém nenhum deles havia relacionado este padrão com invernos muito chuvosos na área A. Este estudo apontou ainda para a influência de um trem de onda desde o Oceano Pacífico Oeste até o sul da AS na precipitação da área A durante os invernos muito chuvosos e para a atuação de bloqueios, inibindo a precipitação na área A durante os invernos muito secos. Entretanto, este trem de onda durante os invernos muito chuvosos, apresentou-se mais zonal que o mostrado nos verões muito chuvosos. Apesar de não se notar a formação de um padrão semelhante a OMJ durante os invernos extremos, este estudo indicou, também para esta estação, uma relação entre a convecção da Austrália e da AS. Essa relação pode ser explicada pelos centros anômalos associados aos trens de onda e também às ondas estacionárias.

Os extremos diários de precipitação analisados neste estudo ocorreram durante os meses classificados como muito chuvosos e inseridos em verões e invernos também considerados muito chuvosos (Categorias 1 e 2, respectivamente). Este estudo encontrou, para os extremos diários de precipitação da categoria 1, a formação de um tripolo sobre a AS, influenciando a precipitação na área A. As anomalias associadas a essas duas teleconexões (tipo PSA e tipo OMJ) estão relacionadas com a configuração deste tripolo sobre a AS. Estes resultados assemelham-se com aqueles apresentados na variabilidade sazonal para os verões muito chuvosos, porém, os resultados apresentados nesta etapa do estudo mostravam apenas a influência do trem de onda tipo PSA no tripolo da AS. Este estudo também apontou, para os extremos de precipitação da categoria 1, uma relação da interação entre ZCAS e o cavado em altos níveis próximo ao Nordeste Brasileiro com precipitação extrema na região de estudo e uma relação entre a convecção na Austrália e a convecção na área A, possivelmente associado aos cavados do trem de ondas tipo PSA. Para os extremos diários da categoria 2, este estudo indicou que a atuação de sistemas frontais, juntamente com a circulação ciclônica

anômalo próximo a área A, a qual assemelha-se com aquela apresentada nos extremos sazonais de precipitação para os invernos muito chuvosos influencia na formação da precipitação extrema na área A. Este estudo também apontou, para os extremos de precipitação da categoria 2, a dominância de uma onda 4, a configuração de um trem de onda semelhante ao PSA e uma configuração tipo OMJ, influenciando remotamente a precipitação na área A. Ressalta-se que esta dominância da onda 4 que difere dos extremos sazonais de precipitação, uma vez que os invernos muito chuvosos mostraram a dominância de uma onda 3 e que, diferentemente dos resultados anteriores, a categoria 2 não indicou uma relação entre a convecção da Austrália e a convecção na área A.

Estes resultados revelam-se bastante interessante, uma vez que mostraram que diversos padrões de teleconexões, até então só estudados nas escalas intrasazonais e interanuais, também foram vistos nas escalas sazonal e diária e que eles influenciam nos extremos diários e sazonais de precipitação de parte da Região Sudeste do Brasil. Como trabalhos futuros, sugere-se uma investigação mais profunda sobre a relação das fases da AAO na precipitação da Região Sudeste do Brasil também da AS assim como os mecanismos físicos que envolvem essa relação.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ADLER, R.F.; HUFFMAN, G.J.; CHANG, A.; FERRARO, R.; XIE, P.; JANOWIAK, J.; RUDOLF, B.; SCHNEIDER, U.; CURTIS, S.; BOLVIN, D.; GRUBER, A.; SUSSKIND, J.; ARKIN, P.; NELKIN, E. The Version 2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Monthly Precipitation Analysis (1979-Present). **Journal of Hydrometeorology**, 4, n.6, p. 1147-1167, Dec. 2003.

ANDRADE, K. M. **Climatologia e comportamento dos sistemas frontais sobre a América do Sul**. 04-2005, p. 183. (INPE-14056-TDI/1067). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2005.

ASSIS, F. N. Capítulo 2: Medidas de Tendência. In: _____. Aplicações de estatística à climatologia. 19 ed. Pelotas, Rio Grande do Sul: Editora Universitária/UFPel, 1996. p. 161. ISBN: 857192063-X

BJÖRNSSON, H.; VENEGAS, S. A. A manual for EOF and SVD analysis of climatic data. -. Montreal: McGill University, 1997. p. 247.

BRAMBILA, M. C. V.; FERREIRA, N. J.; CAMPOS VELHO, H. F. Padrão de verão: ZCAS-VCAN atuando sobre a Região Sudeste do Brasil. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia - (CBMET), 13, 29 ago. - 03 set. 2004, Fortaleza, Ceará. **Anais...** Fortaleza: SBMET, 2004. CD-ROM. (INPE-12089-PRE/7435). Disponível em: <<http://mtc-m15.sid.inpe.br/rep-/cptec.inpe.br/walmeida/2004/09.21.14.07>>. Acesso em: 31 jan. 2007.

BROWNING, K. A. Conceptual models of precipitation systems. **Meteorological Magazine**, v. 114, n. 1359, p. 293-319, 1985.

CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. Extreme precipitation events in Southeastern South America and large-scale convective patterns in the South Atlantic Convergence Zone. **Journal of Climate**, v. 15, n.1, p. 2377–2394, Sept. 2002.

CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; 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, n. 5, p. 702–718, Mar. 2005.

CASARIN, D. P.; KOUSKY, V. E. Anomalias de precipitação no sul do Brasil e variações na circulação atmosférica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 1, n. 2, p. 83-90, dez. 1986.

CASTRO, C. A. C.; CAVALCANTI, I. F. A. 2001. A Zona de Convergência do Atlântico Sul e padrões de teleconexão In: Congresso Latino Americano e Iberico de Meteorologia, 9 y Congresso Argentino de Meteorologia, 8, 2001, Buenos Aires, Argentina. **Anales...** Buenos Aires: 2001. CD-ROM.

CASTRO, C. A. C.; CAVALCANTI, I. F. A. intraseasonal modes of variability affecting the SACZ. In: International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, 7, 2003, Wellington, New Zealand. **Proceedings...** Wellington: ICSHMO, 2003. (INPE-10215-PRE/5736). CD-ROM. Disponível em: <<http://ams.confex.com/ams/7ICSHMO/7ICSHMO/abstracts/59717.htm>>. Acesso em: 23 dez. 2007.

CAVALCANTI, I. F. A. Teleconexões no Hemisfério Sul e suas influências na circulação da América do Sul. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia - (CBMET), 7, 28 set. - 02 out.1992, São Paulo, São Paulo, 1992. **Anais...** São Paulo: SBMET, 1992. Papel. v. 1, p. 3-7.

CAVALCANTI, I. F. A. Teleconnection patterns orographically induced in model results and from observational data in the austral winter of the Southern Hemisphere. **International Journal of Climatology**, v.20, n. 10, p.1191-1206, Aug. 2000.

CAVALCANTI, I. F. A.; KOUSKY, V. E. Drought in Brazil during summer and fall 2001 and associated atmospheric circulation features. **Climanálise - Boletim de Monitoramento e Análise Climática**, v. 2, n. 1, p. 1-10, 2001. (INPE-11894-PRE/7241). Disponível em: <<http://urlib.net/cptec.inpe.br/walmeida/2004/12.07.14.17>>. Acesso em: 30 abr. 2007.

CAVALCANTI, I. F. A.; OLIVEIRA, G. S. Teleconexões. **Climanálise - Boletim de Monitoramento e Análise Climática**, v. on line, n. Especial 10 anos, 1996. (INPE-11887-PRE/7234). Disponível em: <<http://www.cptec.inpe.br/products/climanalise/cliesp10a/esteleg.html>>. Acesso em: 13 dez. 2007.

CAVALCANTI, I. F. A.; ROWNTREE, P. A Zona de Convergência do Atlântico Sul modelo climático do Hadley Centre. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 10, 1998, Brasília, Distrito Federal. **Anais...** Brasília: SBMET, 1998. p. 5. CD-ROM. (INPE-10820-PRE/6276). Disponível em: <<http://urlib.net/cptec.inpe.br/walmeida/2004/06.07.16.10>>. Acesso em: 26 nov. 2007.

CERQUEIRA, F. A. **Avaliação do modelo Eta durante episódios de ZCAS**. 02-2006, p.99. Monografia (Bacharel em Meteorologia). Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2006.

CERQUEIRA, F. A.; DEREZYNSKI, C. P.; CHAN, C. S. Avaliação do Modelo Eta durante um episódio de ZCAS. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia - (CBMET), 14, 27 nov. - 01 dec. 2006, Florianópolis, Santa Catarina. **Anais...** Florianópolis: SBMET, 2006. CD-ROM.

CHARBA, J. P.; HARRELL III, A. W.; LACKNER III, A. C. A monthly precipitation amount climatology derived from published atlas maps: Development of a digital data base. **NOAA TDL Office Note**, v.92, n. 7, p. 20, 1992.

CHEN, B.; SMITH, S. R.; BROMWICH, D. H. Evolution of the tropospheric split jet over the South Pacific ocean during the 1986–89 ENSO cycle. **Monthly Weather Review**. v. 124, n. 8, p. 1711–1731, Aug. 1996.

CRESSMAN, G. P. An operational objective analysis system. **Monthly Weather Review**, v. 87, n. 10, p. 367-374, Oct. 1959.

CUNNINGHAM, C. A. C.; CAVALCANTI, I. F. A. Intraseasonal modes of variability affecting the South Atlantic Convergence Zone. **International Journal of Climatology**. v. 26, n. 9, p. 1165-1180, July 2006.

DA SILVA, A. M.; LINDZEN, R. S. On the establishment of stationary waves in the northern hemisphere winter. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 50, n.01, p. 43-61, Jan. 1993.

FIGUEROA, S. N. **Estudo dos sistemas de circulação de verão sobre a América do Sul e suas simulações com modelos numéricos**. 1997-08. p.181. (INPE-7121-TDI/672). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São Jose dos Campos. 1997. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/deise/1999/06.15.09.40>>. Acesso em: 31 jan. 2007.

GHIL, M.; MO, K. Intraseasonal oscillations in the global atmosphere Part II: Southern Hemisphere. **Journal of the Atmospheric Sciences**. v. 48, n. 5, p. 780–790, Mar. 1991.

GLAHN, H. R.; CHAMBERS T. L.; RICHARDSON, W. S.; PERROTTI, H. P. **Objective map analysis for the local AFOS MOS program**. United States: NOAA Technical Memorandum NWS TDL 75, 1985. p. 34.

GONG, D.; WANG, S. Definition of Antarctic oscillation index. **Geophysical Research Letters**, v. 26, n. 4, p. 459-462, Feb. 1999.

GRIMM, A. M.; SILVA DIAS, P. L. Analysis of tropical–extratropical interactions with influence functions of a barotropic model. **Journal of the Atmospheric Sciences**. v. 52, n. 20, p. 3538–3555, Oct. 1995.

GUIMARÃES, J. M.; CHAN, C. S.; DEREZYNSKI, C. P. Avaliação do modelo ETA para um caso de chuvas intensas entre os estados do Rio de Janeiro e do Espírito Santo. In: Seminário de Iniciação Científica (SICINPE-2007), São José dos Campos. **Resumos...** São José dos Campos: INPE, 2007. p. 26. CD-ROM; Papel; On-line. (INPE-15068-PRE/9978). Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m17@80/2007/12.17.13.18>>. Acesso em: 22 dez. 2007.

GURGEL, H. C. **Variabilidade espacial e temporal do NDVI sobre o Brasil e suas conexões com o clima**. 2000-03. p. 118. (INPE-9655-TDI/848). Dissertação (Mestrado

em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2000. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/jeferson/2003/05.07.14.08>>. Acesso em: 02 abr. 2008.

HARTMANN, D. L.; LO, F. Wave-driven zonal flow vacillation in the Southern Hemisphere. **Journal of the Atmospheric Sciences**. v. 55, n. 8, p. 1303–1315, Apr. 1998.

HASTENRATH, S. **Climate and circulation of the tropics**. -. Dordrecht, Holland: D. Reidel, 1985. p. 455. ISBN 90-277-2026-6.

HANSEN, A.; SUTERA, A. Planetary-scale flow regimes in midlatitudes of the Southern Hemisphere. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 48, n.7, p. 952-964, Apr. 1991.

ITO, E. R. K. **Um estudo climatológico do anticiclone subtropical do Atlântico Sul e sua influência em sistemas frontais**. 08-1999. p. 126. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Universidade de São Paulo. Departamento de Ciências Atmosféricas, São Paulo, 1999.

KALNAY, E. ; KANAMITSU, M.; KISTLER, R.; COLLINS, W.; DEAVEN, D.; GANDIN, L.; REDELL, M.; SAHA, S.; WHITE, G.; WOOLLEN, J.; ZHU, Y.; LEETMAA, A.; REYNOLDS, B.; CHELLIAH, M.; EBISUZAKI, W.; HIGGINS, W.; JANOWIAK, J.; MO, K.C.; ROPELEWSKI, C.; WANG, J.; JENNE, R.; JOSEPH, D. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. **Bulletin of the American Meteorological Society**. v. 77, n. 3, p. 437–471, Mar. 1996.

KALNAY, E.; MO, K. C.; PAEGLE, J. Large-amplitude, short-scale stationary Rossby waves in the waves in the Southern Hemisphere: Observations and mechanistic experiments to determine their origin. **Journal of the Atmospheric Sciences**. v. 43, n. 3, p. 252–275, Feb. 1986.

KAROLY, D. J. Southern Hemisphere circulation features associated with El Niño-Southern Oscillation events. **Journal of Climate**, v. 2, n. 11, p. 1239-1252, Nov. 1989.

KAYANO, M. T. Southeastern Pacific blocking episodes and their effects on the South American weather. **Meteorology and Atmospheric Physics**. v. 69, n. 3-4, Sept. 1999.

KIDSON, J. W. Indices of the Southern Hemisphere zonal wind. **Journal of Climate**, v. 1, n.2, p. 183–194, Feb. 1988.

KIDSON, J. W. Interannual variations in the Southern Hemisphere circulation. **Journal of Climate**, v. 1, n. 12, p. 1177–1198, Dec. 1988.

KIDSON, J. W. Intraseasonal variations in the Southern Hemisphere circulation. **Journal of Climate**, v. 4, n. 9, p. 939–953, Sept. 1991.

KILADIS, G. N.; MO, K. C. Interannual and intraseasonal variability in the Southern Hemisphere. In: KAROLY, D. J.; VINCENT, D. G. **Meteorology of the Southern Hemisphere**. Local., American Meteorological Society, 1998, p. 307-336.

KILADIS, G. N.; WEICKMAN, K. M. circulation anomalies associated with tropical convection during Northern Winter. **Monthly Weather Review**. v. 120, n. 9, p. 1900–1923, Sept. 1992.

KNUTSON, T. R.; WEICKMANN, K. M. 30–60 day atmospheric oscillations: composite life cycles of convection and circulation anomalies. **Monthly Weather Review**. v. 115, n. 7, p. 1407–1436, July 1987.

KODAMA, Y.-M. 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 Meteorological Society of Japan**, v. 70, n.4, p. 813-836, Aug. 1992.

KOUSKY, V. E.; CAVALCANTI, I. F. A. Eventos Oscilação Sul - El Niño: características, evolução e anomalias de precipitação. **Ciência e Cultura**, v. 36, n. 11, p. 1888-1899, 1984.

KUTZBACH, J. E. Empirical eigenvectors of sea-level pressure, surface temperature and precipitation complexes over North America. **Journal of Applied Meteorology**, v. 6, n. 5, p. 791-802, Oct. 1967.

LEMOES, C. F.; CALBETE, N. O. Sistemas frontais que atuaram no litoral de 1987 a 1995. **Climanálise - Boletim de Monitoramento e Análise Climática**, v. on line, n. Especial 10 anos, 1996. (INPE-12801-PRE/8091). Disponível em: <<http://www.cptec.inpe.br/products/climanalise/cliesp10a/14.html>>. Acesso em: 29 jan. 2007.

LENTERS, J. D.; COOK, K. H. Simulation and diagnosis of the regional summertime precipitation climatology of South America. **Journal of Climate**, v. 8, n.12, p. 2988–3005, Dec. 1995.

LIEBMANN, B.; SMITH, C. A. Description of a Complete (Interpolated) Outgoing Longwave Radiation Dataset. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 77, n. 6, p. 1275-1277, June 1996.

LORENZ, E. N. Rotation of principal components. **International Journal of Climatology**. v. 6, n. 3, p. 293-335, 1986. Article review of: **Empirical orthogonal functions and statistical weather prediction**. Science Report 1, Statistical Forecast Project. Depto. of Meteorology. Mass: Institute of Technology, 1956.

MADDEN, R. A.; JULIAN, P. R. Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 28, n. 5, p. 702-708, July 1971.

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**, v. 29, n. 6, p. 1109-1123, Sept. 1972.

MARQUES, R. F. C. **Bloqueio atmosférico no Hemisfério Sul**. 10-1996, p. 158. (INPE-6742-TDI/632). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 1996.

MO, K. C. Relationships between low-frequency variability in the Southern Hemisphere and sea surface temperature anomalies. **Journal of Climate**. v. 13, n. 20, p. 3599–3610, Oct. 2000.

MO, K. C.; GHIL, M. Statistics and Dynamics of Persistent Anomalies. **Journal of the Atmospheric Sciences**. v. 44, n. 5, p. 877–902, Mar. 1987.

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

MO, K. C.; KOUSKY, V. E. Further analysis of the relationship between circulation anomaly patterns and tropical convection. **Journal of Geophysical Research**, v. 98, n. D3, p. 5103-5113, 1993.

MO, K. C.; PEAGLE, J. N. The Pacific-South American modes and their downstream effects. **International Journal of Climatology**. v. 21, n. 10, p. 1211-1229, Aug. 2001.

MOSCATI, M. C. L. **Dinâmica das correntes de jato em altos níveis**. São José dos Campos, SP: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), 2006. Notas de aula.

NIGAM, S.; LINDZEN, R. The sensitivity of stationary waves to variations in the basic state zonal flow. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 46, n. 12, p. 1746-1768, 1989.

NIMER, E. **Climatologia do Brasil**. - . Rio de Janeiro, RJ: IBGE/SUPREN, 1979.(Superintendência de Recursos Naturais Meio Ambiente)

NORTH, G. R.; BELL, T. L.; CAHALAN, R. F.; MOENG, F. J. Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions. **Monthly Weather Review**, v. 110, n. 7, p. 699-706, July 1982.

N-PAEGLE, J.; MO, K. C. Alternating wet and dry conditions over South America during summer. **Monthly Weather Review**, v. 125, n.2, p. 279–291, Feb. 1997.

OLIVEIRA, A. S. Interações entre sistemas frontais na América do Sul e a convecção na Amazônia. 1986-04. 134 p. (INPE-4008-TDL/239). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 1986. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/MTC-m13@80/2005/08.22.13.12>>. Acesso em: 28 mar. 2008.

O'SULLIVAN, D.; SALBY, M. L. Coupling of the quasibiennial oscillation and the extratropical circulation in the stratosphere through planetary wave transport. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 47, n. 5, p. 650-673, Mar. 1990.

PEZZI, L. P.; CAVALCANTI, I. F. A. Temperature and precipitation anomalies over Brazil during the 1995 winter season - atmospheric and oceanic characteristics. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 16, n. 2-3, p. 209-218, jul./nov. 1998. (INPE-11882-PRE/7229). Disponível em: <http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0102-261X1998000200008&lng=en&nrm=iso&tlng=pt>. Acesso em: 24 out. 2007.

PEZZI, L. P.; ROSA, M. B.; BATISTA, N. N. M. A corrente de jato subtropical na América do Sul. **Climanálise - Boletim de Monitoramento e Análise Climática**, v. on line, n. Especial 10 anos, 1996. (INPE-11877-PRE/7224). Disponível em: <<http://tucupi.cptec.inpe.br/products/climanalise/cliensp10a/jatclim.html>>. Acesso em: 24 out. 2007.

QUADRO, M. F. L. DE. **Estudo de episódios de Zonas de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) sobre a América do Sul**. 1994, p. 94. (INPE-6341-TDI/593). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1994.

REITER, E. R. Tropopause circulations and jet streams. **World Survey of Climatology - Climate of Free Atmosphere**, v. 4, p. 85-204, 1969.

RENWICK, J. A.; REVELL, M. J. Blocking over the South Pacific and Rossby Wave Propagation. **Monthly Weather Review**. v. 127, n. 10, p. 2233–2247, Oct. 1999.

SANDERS, R. A. Blocking highs over the Eastern North Atlantic Ocean and Western Europe. **Monthly Weather Review**, v. 81, n. 3, p. 67-73, Mar. 1953.

SATYAMURTY, P.; MATTOS, L. F. Climatological lower tropospheric frontogenesis in the midlatitudes due to horizontal deformation and divergence. **Monthly Weather Review**, v. 117, n. 6, p. 1355-1364, June 1989.

SHIOTANI, M. Low-frequency variations of the zonal mean state of the Southern Hemisphere troposphere. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 68, n. 4, p. 461-471, Aug.1990.

- SHI, W.; HIGGINS, R. W.; YAROSH, E.; KOUSKY, V. E. The annual cycle and variability of precipitation in Brazil. **NCEP/Climate Prediction Center ATLAS**, 9, p. 30, Dec. 2000. Disponível em: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/research_papers/ncep_cpc_atlas/9/index.html> Acesso em 03 abr. 2007.
- SILVA, C. A. M; OLIVEIRA, A. N.; SANCHES, M. B. Monitoramento do comportamento e posicionamento da ZCAS durante todo o mês de janeiro de 2004. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia - (CBMET), 13, 29 ago. - 03 set. 2004, Fortaleza, Ceará. **Anais...** Fortaleza: SBMET, 2004. CD-ROM.
- SILVA, V. B. S.; KOUSKY, V. E.; SHI, W.; HIGGINS, R. W. An improved gridded historical daily precipitation analysis for Brazil. **Journal of Hydrometeorology**, v. 8, n. 4, p. 847–861, Aug. 2007.
- SILVESTRI, G. E.; VERA, C. S. Antarctic Oscillation signal on precipitation anomalies over southeastern South America. **Geophysical Research Letters**, v. 30, n. 21, p. 2115-2118, Nov. 2003.
- SIMMONS, A.J.; WALLACE, J.M.; BRANSTATOR, G.W. barotropic wave propagation and instability, and atmospheric teleconnection patterns. **Journal of the Atmospheric Sciences**. v. 40, n. 6, p. 1363–1392, June 1983.
- SINCLAIR, M. R. A climatology of anticyclones and blocking for the Southern Hemisphere. **Monthly Weather Review**, v. 124, n. 2, p. 245–264, Feb. 1996.
- STUDZINSKI, C. **Um estudo da precipitação na Região Sul do Brasil e sua relação com os Oceanos Pacífico e Atlântico tropical sul**. 03-1995. p. 114. (Dissertação de Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. São José dos Campos. INPE.
- SZEREDI, I.; KAROLY, D. J. The horizontal structure of monthly fluctuations of the Southern Hemisphere troposphere from station data. **Australian Meteorology Magazine**, v. 35, n. 3, p. 119-129, Sept. 1987.
- THOMPSON, D. W. J.; WALLACE, J. M. Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. **Journal of Climate**, v. 13, n. 5, p. 1000–1016, Mar. 2000.
- THOMPSON, D. W. J.; BALDWIN, M. O.; WALLACE, J. M. Stratospheric connection to Northern Hemisphere wintertime weather: Implications for prediction. **Journal of Climate**, v. 15, n. 12, p. 1421-1428, June 2002.
- TRENBERTH, K.E.; MO, K.C. Blocking in the Southern Hemisphere. **Monthly Weather Review**, v. 113, n. 1, p. 3-21, Jan. 1985.

VALVERDE RAMIREZ, M. C.; FERREIRA, N. J.; CAMPOS VELHO, H. F. Estudo da quantificação da precipitação sobre a região leste do Estado de São Paulo: sistemas sinóticos associados e comparações com a previsão do modelo ETA. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia - (CBMET), 12, 4 - 9 ago. 2002, Foz do Iguaçu, Paraná. **Anais...** Foz do Iguaçu: SBMET, 2002. Comitê Temático, 1, p. 522-530. CD-ROM. (INPE-9378-PRE/5038). Disponível em: <<http://mtc-m15.sid.inpe.br/rep/sid.inpe.br/iris@1915/2005/04.14.12.48>>. Acesso em: 31 jan. 2007.

VAN LOON, H.; ROGERS, E. J. C. Remarks on the circulation over the Southern Hemisphere in FGGE and on its relation to the phases of the Southern Oscillation. **Monthly Weather Review**, v. 109, n. 11, p. 2255-2259, nov. 1981.

VIEIRA, P.; SILVA, C. E.; SILVA, A. C.; CUSTODIO, M. Estudo de caso envolvendo 13 dias de alagamento e a Zona de Convergência do Atlântico Sul. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia - (CBMET), 11, 2000, Rio de Janeiro, Rio de Janeiro **Anais...** Rio de Janeiro: SBMET, 2000. CD-ROM.

WALKER, G. T. World weather. **Quarterly Journal of Royal Meteorological Society**, v. 54, n. 226, p. 79-87, Apr, 1928.

WALLACE, J. M.; HSU, H. H. Ultra-long waves and two-dimensional Rossby waves. **Journal of the Atmospheric Sciences**. v. 40, n. 9, p. 2211-2219, Sept. 1983.

YODEN, S.; SHIOTANI, M.; HIROTA, I. Multiple planetary flow regimes in the Southern Hemisphere. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 65, n.4, p. 571-586, Aug. 1987.

APÊNDICE A - NOÇÕES BÁSICAS SOBRE EOF

O clima pode ser definido como um sistema multivariado (NORTH et al., 1982). Para caracterizar sua natureza, diferentes métodos estatísticos têm sido utilizados, a partir da interpretação física de campos de diversas variáveis climáticas geradas com estas técnicas.

Lorenz (1986) introduziu o conceito de EOF como metodologia ao realizar um estudo com a finalidade de encontrar uma maneira eficaz de extrair uma representação simplificada ou compacta de um conjunto de dados. O objetivo era uma representação ótima do estado da atmosfera, dependente do tempo e do espaço, ou seja, uma seqüência temporal de campos meteorológicos. A partir daí, esta técnica estatística multivariada vem sendo muito utilizada em meteorologia, para investigar a variabilidade de um determinado campo, permitindo descrevê-lo com um número relativamente menor de funções e coeficientes temporais associados. Através do método de EOF podem-se obter padrões espaciais de variabilidade e a variação temporal de um único campo escalar (BJÖRNSSON E VENEGAS, 1997). Gera-se assim uma média da importância de cada padrão encontrado, obtendo-se um conjunto de dados de tal maneira a destacar suas similaridades e diferenças.

Este método é bastante usado em meteorologia e tem duas vantagens básicas. Permite que a descrição de um campo seja feita por um número relativamente pequeno de funções e coeficientes temporais associados, que explicam uma fração maior da variância total do que qualquer outra transformação. Neste sentido, a EOF é similar às transformadas de Fourier ou Laplace, por exemplo, mas ao mesmo tempo diferente porque explica uma fração maior da variância total da série. Também permite investigar processos geofísicos complexos, tais como variações oceânicas ou alterações climáticas em curto prazo.

Na análise de EOF, projetam-se os dados originais em um conjunto de vetores ortogonais. Entretanto, diferentemente das transformadas de Fourier ou Laplace, a

primeira EOF é o modo que explica a maior parte da variância do conjunto, em que os dados são projetados fortemente, ou seja, a EOF principal. O segundo modo é realizado sob a restrição de ortogonalidade ao primeiro, o terceiro é o modo ortogonal a ambos os modos mais elevados, e assim sucessivamente. Os autovalores decaem exponencialmente como funções do número de modos e a maior parte da variabilidade é capturada somente por um número reduzido de modos (quando comparado à dimensionalidade do espaço considerado). Assim, projetando os dados junto com estes modos dominantes, pode-se reduzir a dimensionalidade da série. Uma vez encontrados os modos, é preciso distinguir os que representam variações ruidosas.

Os padrões de variabilidade temporal são dados pelas CP geradas através da técnica de EOF. Graficamente, a análise de CP pode ser descrita como a rotação de pontos existentes num espaço multidimensional originando eixos, ou CP, que dispostos num espaço 2-D representam a variabilidade suficiente que possa indicar algum padrão a ser interpretado. É possível identificar, além dos padrões espaciais, os processos físicos associados às variáveis observadas, possibilitando a interpretação dos dados (GURGEL, 2000). Geralmente são utilizados dois tipos de CP: a componente não padronizada e a componente padronizada. No primeiro caso, utiliza-se a matriz de variância-covariância para se obter os autovalores e os autovetores. No segundo caso, utiliza-se a matriz de correlação (GURGEL, 2000).

A formulação matemática da técnica está baseada em Kutzbach (1967) e Studzinski (1995). Seja \mathbf{F} um campo geofísico qualquer definido em M posições e N observações. Procura-se uma transformada \mathbf{E} de \mathbf{F} que retenha a variância máxima de todas as combinações lineares, ou seja,

$$\text{var}(\mathbf{FE}) = \text{máx} \quad (\text{A1})$$

obtendo-se assim um outro sistema de variáveis \mathbf{Z} , tal que $\mathbf{Z} = \mathbf{FE}$, que é o sistema das CP cujo interesse é determiná-las. As hipóteses básicas do método de CP são que:

a) as variáveis Z tenham máxima variância.

b) elas sejam ortogonais entre si.

Da primeira hipótese temos:

$$\text{var } Z = \frac{1}{N-1} Z^T Z = \frac{1}{N-1} (FE)^T (FE) = \frac{1}{N-1} E^T F^T F E \quad (A2)$$

onde o sobrescrito (T) indica a matriz transposta. Porém,

$$\frac{1}{N-1} F^T F = R \quad (A3)$$

onde R é a matriz de covariância. Portanto (A2) fica:

$$\text{var } Z = E^T R E = L \quad (A4)$$

A coluna de E são vetores característicos e pela imposição da segunda hipótese, a matriz variância de Z reduz-se a matriz diagonal L com $l_{ij} = 0$ para $i \neq j$ e $l_{ii} = \lambda_i$. A variância total dos elementos de F é dada pelo traço de R . A variância total será preservada pela transformação E , uma vez que se assume a hipótese de ortogonalidade. Pode-se mostrar então que a imposição destas duas hipóteses traduz-se num sistema linear homogêneo de m -equações e a m -incógnitas do tipo problema de autovalores:

$$(R - \lambda I) E = 0 \quad (A5)$$

onde I é a matriz identidade.

Esta equação combinada com a hipótese de ortogonalidade permite mostrar que as variâncias das CP Z são dadas pelos autovalores L da equação acima. Para que a equação (A5) tenha soluções não triviais é necessário e suficiente que o determinante da matriz de coeficientes seja nulo:

$$\det(R - LI) = 0 \quad (A6)$$

A expansão deste sistema dá origem a chamada equação característica para os autovalores λ , isto é, uma equação algébrica de ordem- m admitindo m raízes λ . A primeira CP é aquela que tem a maior variância, sendo, portanto, dada pelo autovetor de coeficientes E_{ij} que corresponde ao maior autovalor dentre os λ_i ; a segunda CP corresponde à segunda maior variância, portanto ao segundo maior autovalor, e assim por diante.

A matriz das séries temporais pode ser obtida de:

$$C = E^T F^T \quad (A7)$$

onde as linhas de C são as CP associadas aos autovetores. Cada CP pode ser interpretada como uma série temporal explicando uma porção da variância, e são também mutuamente ortogonais. Como a variância é maximizada ocorre que um pequeno número destas componentes explica a maior parte da variância do conjunto de dados originais. Portanto, é possível ter-se uma boa estimativa dos principais padrões de variabilidade usando um pequeno número de componentes e com isso torna-se possível reexpressar as variáveis originais.