



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2012/11.12.13.39-TDI

ESTUDO DOS PADRÕES DA CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA NA AMÉRICA DO SUL UTILIZANDO O POP

Suelen Trindade Roballo

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos Drs. Nelson Jesuz Ferreira, e Clóvis Angeli Sansigolo, aprovada em 10 de dezembro de 2012.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3D2DRQ2>>

INPE
São José dos Campos
2012

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) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELLECTUAL DO INPE (RE/DIR-204):**Presidente:**

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

Membros:

Dr. Antonio Fernando Bertachini de Almeida Prado - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

Dr^a Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

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

Dr. Germano de Souza Kienbaum - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

Dr. Manoel Alonso Gan - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Dr^a Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

BIBLIOTECA DIGITAL:

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

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

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

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

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Maria Tereza Smith de Brito - Serviço de Informação e Documentação (SID)



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2012/11.12.13.39-TDI

ESTUDO DOS PADRÕES DA CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA NA AMÉRICA DO SUL UTILIZANDO O POP

Suelen Trindade Roballo

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos Drs. Nelson Jesuz Ferreira, e Clóvis Angeli Sansigolo, aprovada em 10 de dezembro de 2012.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3D2DRQ2>>

INPE
São José dos Campos
2012

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Roballo, Suelen Trindade.
R532e Estudo dos padrões da circulação atmosférica na América do Sul utilizando o POP / Suelen Trindade Roballo. – São José dos Campos : INPE, 2012.
 xxvi + 176 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m19/2012/11.12.13.39-TDI)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2012.

Orientadores : Drs. Nelson Jesus Ferreira, e Clóvis Angeli Sangiolo.

1. intrasazonal. 2. América do Sul. 3. convecção. I.Título.

CDU 551.581.24

Copyright © 2012 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, reprográfico, de microfilmagem ou outros, sem a permissão escrita do INPE, com exceção de qualquer material fornecido especificamente com o propósito de ser entrado e executado num sistema computacional, para o uso exclusivo do leitor da obra.

Copyright © 2012 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, recording, microfilming, or otherwise, without written permission from INPE, 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 **Doutor(a)** em
Meteorologia

Dr. Manoel Alonso Gan



Presidente / INPE / SJCampos - SP

Dr. Nelson Jesuz Ferreira



Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

Dr. Clóvis Angeli Sansigolo



Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

Dr. Carlos Frederico Mendonça Raupp



Convidado(a) / USP / São Paulo - SP

Dr. Everaldo Barreiros de Souza



Convidado(a) / UFPA / Belém - PA

Este trabalho foi aprovado por:

maioria simples

unanimidade

Aluno (a): **Suelen Trindade Roballo**

São José dos Campos, 10 de Dezembro de 2012

*Quando tudo parece perdido eu penso em DEUS.
Quando acho que não vou aguentar ...
DEUS pensa em mim!*

Germana Facundo

Aos meus pais, Iara e Oswaldo Éder, meus irmãos Kerlin e Dower e ao Cleges.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente à Deus, pois Ele é maior que tudo, nunca nos abandona, está sempre ao nosso lado, dando ânimo e coragem pra seguir em frente mesmo quando tudo parece perdido.

À minha família, que tanto amo, por todo o apoio e compreensão. A confiança e o orgulho que sentem me dão força para continuar acreditando que tudo é possível.

Ao Cleges, um grande companheiro, acreditando em mim muitas vezes mais que eu mesma.

Aos meus orientadores, Nelson J. Ferreira e Clóvis Sansigolo por toda a paciência, empenho, ajuda, encorajamento e por todo aprendizado que obtive durante este período.

A banca examinadora: Dr. Everaldo Souza, Dr. Carlos Frederico Mendonça Raupp e Dr. Manoel Gan pelas valiosas contribuições na melhora deste trabalho.

Ao Dr. Enver Ramirez, Dr. Elbert Einstein, Dra. Maria Valverde, Ana Carolina Vasques, Juliana Anochi, Rosário Anchayhua; Marcos Yoshida; Jéssica Silva, Alan Calheiros, Vinícius Magalhães, Amarísio Araújo e Felipe Andrade pela grande ajuda no desenvolvimento deste trabalho e, em especial ao Dr. Jorge Conrado Conforte pelo suporte no uso do software IDL.

As amigas Ana Paula, Sheila Barros, Sâmia Garcia, Kellen Lima pelo companheirismo e ótimos momentos vividos durante estes 5 anos.

As secretárias Simone e Luana e ao César pela eficiência e dedicação aos alunos.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) pelas instalações disponibilizadas e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão da bolsa de doutorado.

RESUMO

Este estudo analisa a variabilidade atmosférica na América do Sul (AS) e vizinhanças usando a técnica do Padrão de Oscilação Principal (POP). Além disso, caracteriza-se a escala intrasazonal nessa região por meio da função complexa de Morlet. Utilizaram-se dados de Radiação de Onda Longa (ROL) nos meses de outubro a março e o campo diário de vento horizontal e potencial de velocidade (χ) derivados da reanálise do NCEP no período de 1979-2008. No contexto global, diagnosticaram-se os padrões de circulação utilizando o POP na variável χ em 250 hPa. Encontraram-se como dominantes três padrões de onda zonais. O primeiro corresponde a onda zonal 1 e exibe uma configuração espacial de dipolo no sentido oeste-leste, entre a região da Indonésia e AS. Neste modo do POP, a década de 1979/88 apresentou um período de oscilação de 58 dias e o tempo de decaimento de 17 dias. As décadas de 1989/98 e 1999/2008 apresentaram escalas temporais de 63 e 53 dias, respectivamente, ambas com tempo de decaimento de 16 dias. As máximas amplitudes do POP confinaram-se na região da Indonésia, característico da Oscilação Madden Julian (OMJ). Em latitudes mais altas, identificou-se o modo extratropical de propagação da OMJ associado com o trem de ondas do tipo *Pacific-South American*, influenciando a AS. Análises por regressões identificaram a dinâmica envolvida na OMJ em termos de ondas de Kelvin e Rossby, com pares de giros anticiclônicos (ciclônicos) à oeste da área de convecção (supressão), principalmente em altos níveis. O segundo padrão do POP, refere-se à onda zonal número 2. Para este modo, as décadas de 1979/88 e 1989/98 exibiram frequências de 38 e 32 dias, respectivamente, e tempo de decaimento de 7 dias. A década de 1999/2008 exibe uma oscilação de 29 dias e decaimento de 6 dias. Os resultados apresentaram sinais marcantes entre as porções tropicais da AS e a África, sugerindo a importância destas duas regiões para o desenvolvimento da Oscilação Intrasazonal (OIS). O terceiro padrão do POP refere-se à onda zonal 3. Neste modo do POP, as três décadas, 1979/88, 1989/9 e 1999/2008 apresentaram períodos de oscilação de 23, 29 e 19 dias, respectivamente e decaimento de 5 dias. Identificou-se forte sinal do POP principalmente na porção equatorial da AS, fortalecendo a hipótese da região Amazônica também atuar como uma fonte de calor para escalas de frequências mais altas. Avaliou-se também a variabilidade interanual dos padrões de onda identificados pelo POP. O padrão de onda zonal 1 apresentou as maiores médias anuais em 1997, 1988, 2005, 2004 e 1979, nesta ordem. No caso da onda zonal 2, as mesmas ocorreram em 1998, 1988, 1997, 1992 e 1979. No padrão de onda 3, maiores amplitudes médias anuais foram identificadas durante 1982, 1986, 1980, 2008 e 1998. Nas análises com a técnica de ondaleta, a presença da OIS, na escala de 30 a 70 dias, foi observada ao longo do Oceano Pacífico subtropical em ambos os Hemisférios assim como no leste da AS e na costa oeste da África. Na AS, a máxima variância de ROL localiza-se ao longo da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), no nordeste e centro oeste do Brasil. O sinal da OIS apresentou-se mais intenso na AS, nos meses de janeiro e fevereiro.

Avaliaram-se as amplitudes das ondaletas em que se identificou um padrão característico de trem de ondas de latitudes médias deslocando-se meridionalmente, desde o Pacífico e curvando-se na AS, até a posição da ZCAS. Para esta última região, analisaram-se séries temporais das ondaletas durante 12 estações ativas em que a OIS estava mais intensa. Constatou-se que a fase ativa da OIS modula a atividade convectiva nessa região e está associada principalmente à sistemas frontais e ZCAS. A variabilidade média do sinal de energia de ROL para estas 12 estações ativas apresentou expressiva variabilidade interanual tanto em anos neutros como durante anos de El Niño e La Niña.

STUDY OF ATMOSPHERIC CIRCULATION PATTERN OVER THE SOUTH AMERICA USING POP METHOD

ABSTRACT

This work analyzes the atmospheric variability in South America (SA) and neighboring, using the Principal Oscillation Pattern (POP). Moreover, it describes the intraseasonal scale over this region, through the complex Morlet wavelet transform. To develop this work were used the daily Outgoing Longwave Radiation (OLR), from October to March, the horizontal wind field, and velocity potential (χ) from NCEP reanalysis (1979 to 2008). Three zonal waves dominant patterns were found from χ (250hPa) using the POP methodology. The first one corresponds to the zonal wave 1 and shows a west-east dipole spatial configuration between Indonesia and SA. In this POP mode, the 1979/1988 presented an oscillation period of 58 days and a decay time of 17 days. For 1989/1998 and 1999/2008 the temporal scales were 63 and 53 days, respectively, both with a decay time of 16 days. The maximum POP amplitudes were found on Indonesia, a feature observed in Madden Julian Oscillation (MJO). In higher latitudes, it was identified the MJO extratropical modes propagation related to the Pacific-South American pattern that affecting the SA. The regression analyses identified in OMJ dynamics in terms of Kelvin and Rossby waves, with pairs of anti-cyclonic (cyclonic) gyres behind the convection (suppression) area in upper troposphere. The second POP pattern refers to the zonal wave 2. In this mode, the 1979/1988 and 1989/1998 time showed a temporal scale of 38 and 32 days, respectively, and decay time of 7 days. For 1999/2008 the oscillation period was 29 days and decay time was 6 days. An intense POP signals between the tropical regions of SA and Africa were found suggesting the importance of these two regions for the Intraseasonal Oscillation (ISO) development. The third POP pattern refers to the zonal wave 3. In this POP mode, the 1979/1988, 1989/1998, and 1999/2008 time exhibited an oscillation of 23, 29, and 19 days, respectively and decay time was 5 days for each period. A strong POP signal was identified in the equatorial portion of SA, strengthening the hypothesis of Amazon region to be a heat source to the higher frequencies. The interannual variability of POP's wave patterns was also analyzed. The highest annual averages were found for zonal wave 1 in 1997, 1988, 2005, 2004, and 1979. For the zonal wave 2 the maximum were in 1998, 1988, 1997, 1992, and 1979. Finally, the zonal wave 3 showed the highest values in 1982, 1986, 1980, 2008, and 1998. The wavelet technique found the ISO presence in a temporal scale of 30 to 70 days along the subtropical Pacific Ocean in both hemispheres, as well as, over the east of SA and in west coast of Africa. Over the SA, the OLR maximum variance was found on the South Atlantic Convergence Zone (SACZ), northeast, and central west of Brazil regions. Also, the ISO signal is more intense over the SA in January and February. Furthermore, the wavelets amplitudes showed a

propagation wave train in mid latitudes with meridional displacement, from the Pacific Ocean to the SACZ position. The most intense ISO signal was observed over the Southeast of Brazil, for this reason the wavelets temporal series for 12 active seasons were analyzed. It was observed that the ISO active phase modulates the convective activity on this region and it can be associated with the frontal systems and SACZ. The mean variability of the OLR maximum variance for these 12 active stations presented an expressive interannual variability.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
Figura 2.1 - Esquema das variações em espaço e tempo da perturbação relacionada com a OMJ	9
Figura 2.2 - Primeiro (a) e segundo (b) modo da EOF, para função de corrente em 200 hPa, evidenciando os padrões espaciais do PSA.....	20
Figura 4.1 - Campo espacial do primeiro modo do POP para χ em 250 hPa durante o período de 1979 – 1988: a) componente real, b) componente imaginária.....	66
Figura 4.2 - Mapas de regressão, com lag 0, do primeiro modo do POP (para χ em 250 hPa) com o campo horizontal do vento (V) em 250 hPa, durante a década de 1979/88: a) p_r e V, b) p_i e V.....	69
Figura 4.3 - Descrição esquemática das características da estrutura da oscilação intrasazonal.....	71
Figura 4.4 - Mapas de regressão, com lag 0, do primeiro modo do POP (para χ em 250 hPa) com o campo horizontal do vento (V) em 850 hPa, durante a década de 1979/88: a) p_r e V, b) p_i e V.....	73
Figura 4.5 - Componentes real (linha escura) e imaginária (linha verde) para o primeiro modo do POP em função da longitude para χ em 250 hPa durante 1979/88, integrado entre as latitudes de 40°N – 60°S.....	74
Figura 4.6 - Amplitude de χ em 250 hPa para o primeiro modo do POP durante 1979/1988.....	76
Figura 4.7 - Campo espacial do primeiro modo do POP para χ em 250 hPa durante o período de 1989 – 1998: a) componente real, b) componente imaginária.....	77
Figura 4.8 - Mapas de regressão, com lag 0, do primeiro modo do POP (para χ em 250 hPa) com o campo horizontal do vento (V) em 250 hPa, durante a década de 1989/98: a) p_r e V, b) p_i e V.....	80
Figura 4.9 - Mapas de regressão, com lag 0, do primeiro modo do POP (para χ em 250 hPa) com o campo horizontal do vento (V) em 850 hPa, durante a década de 1989/98: a) p_r e V, b) p_i e V.....	81
Figura 4.10 - Componentes real (linha escura) e imaginária (linha verde) para o primeiro modo do POP em função da longitude para χ em 250 hPa durante 1989/98, integrado entre as latitudes de 40°N – 60°S.....	82

Figura 4.11 - Amplitude de χ em 250 hPa para o primeiro modo do POP durante 1989/1998.....	83
Figura 4.12 - Campo espacial do segundo modo do POP para χ em 250 hPa durante o período de 1999 – 2008: a) componente real, b) componente imaginária.....	84
Figura 4.13 - Mapas de regressão, com lag 0, do segundo modo do POP (para χ em 250 hPa) com o campo horizontal do vento (V) em 250 hPa, durante a década de 1999/2008: a) p_r e V, b) p_i e V.....	86
Figura 4.14 - Mapas de regressão, com lag 0, do segundo modo do POP (para χ em 250 hPa) com o campo horizontal do vento (V) em 850 hPa, durante a década de 1999/2008: a) p_r e V, b) p_i e V.....	87
Figura 4.15 - Componentes real (linha escura) e imaginária (linha verde) para o segundo modo do POP em função da longitude para χ em 250 hPa durante 1999/2008, integrado entre as latitudes de 40°N – 60°S.....	88
Figura 4.16 - Amplitude de χ em 250 hPa para o segundo modo do POP durante 1999/2008.....	89
Figura 4.17 - Campo espacial do terceiro modo do POP para χ em 250 hPa durante o período de 1979/1988: a) componente real, b) componente imaginária.....	91
Figura 4.18 - Componentes real (linha escura) e imaginária (linha verde) para o terceiro modo do POP em função da longitude para χ em 250 hPa durante 1979/89, integrado entre as latitudes de 40°N – 60°S.....	92
Figura 4.19 - Amplitude de χ em 250 hPa para o terceiro modo do POP durante 1979/1988.....	93
Figura 4.20 - Campo espacial do segundo modo do POP para χ em 250 hPa durante o período de 1989 - 1998: a) componente real, b) componente imaginária.....	95
Figura 4.21 - Componentes real (linha escura) e imaginária (linha verde) para o segundo modo do POP em função da longitude para χ em 250 hPa durante 1989/1998, integrado entre as latitudes de 40°N – 60°S.....	96
Figura 4.22 - Amplitude de χ em 250 hPa para o segundo modo do POP durante 1989/1998.....	97
Figura 4.23 - Campo espacial do terceiro modo do POP para χ em 250 hPa durante o período de 1999/2008: a) componente real, b) componente imaginária.....	98
Figura 4.24 - Componentes real (linha escura) e imaginária (linha verde) para o terceiro modo do POP em função da longitude para χ em 250 hPa durante 1999/2008, integrado entre as latitudes de 40°N – 60°S.....	99

Figura 4.25 - Amplitude de χ em 250 hPa para o terceiro modo do POP durante 1999/2008.....	100
Figura 4.26 - Campo espacial do segundo modo do POP para χ em 250 hPa durante o período de 1979/1988: a) componente real, b) componente imaginária.....	102
Figura 4.27 - Componentes real (linha escura) e imaginária (linha verde) para o segundo modo do POP em função da longitude para χ em 250 hPa durante 1979/1988, integrado entre as latitudes de 40°N – 60°S.....	103
Figura 4.28 - Amplitude de χ em 250 hPa para o segundo modo do POP durante 1979/1988.....	104
Figura 4.29 - Campo espacial do terceiro modo do POP para χ em 250 hPa durante o período de 1989-1998: a) componente real, b) componente imaginária.....	105
Figura 4.30 - Componentes real (linha escura) e imaginária (linha verde) para o terceiro modo do POP em função da longitude para χ em 250 hPa durante 1989/1998, integrado entre as latitudes de 40°N – 60°S.....	106
Figura 4.31 - Amplitude de χ em 250 hPa para o terceiro modo do POP durante 1989/1998.....	107
Figura 4.32 - Campo espacial do primeiro modo do POP para χ em 250 hPa durante o período de 1999-2008: a) componente real, b) componente imaginária.....	108
Figura 4.33 - Componentes real (linha escura) e imaginária (linha verde) para o primeiro modo do POP em função da longitude para χ em 250 hPa durante 1999/2008, integrado entre as latitudes de 40°N – 60°S.....	109
Figura 4.34 - Amplitude de χ em 250 hPa para o primeiro modo do POP durante 1999/2008.....	110
Figura 4.35 – Série temporal da amplitude do POP derivados de χ em 250 hPa (padrão de onda zonal 1) durante o ano de 1997.....	111
Figura 4.36 – Série temporal da amplitude do POP derivados de χ em 250 hPa (padrão de onda zonal 2) durante o ano de 1998.....	111
Figura 4.37 – Série temporal da amplitude do POP derivados de χ em 250 hPa (padrão de onda zonal 3) durante o ano de 1982.....	112
Figura 4.38 – Exemplos de padrões de onda zonal 3 no campo de χ em 250 nos dias: a) 27/12/1989, b) 08/10/2002	117
Figura 4.39 – Exemplos de padrões de onda zonal 2 no campo de χ em 250 nos dias: a) 22/10/1998, b) 10/01/2001	118
Figura 4.40 – Exemplos de padrões de onda zonal 1 no campo de χ em 250 nos dias: a) 19/10/2004, b) 04/04/2005	118

Figura 5.1: a) Variabilidade média intrasazonal da potência do espectro global da ondaleta (GWS) para ROL na estação ativa (outubro a março) durante 1979-2008. b) Climatologia de ROL para o mesmo período.....	124
Figura 5.2: Média mensal do GWS de ROL (escala de 30-70 dias) na AS durante o período de ONDJFM de 1979-2008.....	126
Figura 5.3: Média mensal da amplitude da ondaleta de ROL (escala de 30-70 dias) na AS durante o período de ONDJFM de 1979-2008.....	128
Figura 5.4: Séries temporais da amplitude da ondaleta na escala de 30 a 70 dias (vermelho), anomalias diárias de ROL (azul) e precipitação observada (preto) no sudeste do Brasil (17,5° S – 22,5° S, 47,5° W – 42,5° W) para: a) 1980/81, b) 1981/82 c) 1984/85, d) 1985/86, e) 1987/88, f) 1989/90, g) 1991/92, h) 1992/93, i) 1993/94, j) 1994/95, k) 1995/96 e l) 1997/98 (continua).....	131
Figura 5.4: Conclusão.....	132
Figura 5.5: Imagens do satélite GOES 5 e 8, respectivamente, no canal infravermelho. a) SF associado a um VCAN na costa do NEB no dia 15/01/81, b) evento isolado de ZCAS no dia 08/12/83, c) ZCAS interagindo com VCAN no dia 21/01/08 e d) SF isolado no dia 29/11/97 (continua).....	133
Figura 5.5: Conclusão.....	134
Figura 5.6: Média mensal do GWS de ROL (escala de 30-70 dias) nas AS para as estações ativas de a) 1980/81, b) 1981/82, c) 1984/85, d) 1985/86, e) 1987/88, f) 1989/90, g) 1991/92, h) 1992/93, i) 1993/94, j) 1994/95, k) 1995/96, l) 1997/98. (continua).....	136
Figura 5.6: Conclusão.....	137
Figura A.1: Compostos do GWS de ROL para a) anos neutros, b) anos de El Niño, c) anos de La Niña.....	157
Figura A.2: Diferenças entre a) anos neutros e El Niño, b) anos neutros e La Niña, c) El Niño – La Niña. Teste t Student considerando o nível de confiança de 90%.....	158
Figura B.1: Séries temporais (pêntadas) das componentes real (linha escura) e imaginária (linha verde) para o primeiro modo do POP derivados de χ em 250 hPa, durante 1979/88 (continua).....	159
Figura B.1: Conclusão.....	160
Figura B.2: Idem a Figura B.1, mas para o primeiro modo do POP durante 1989/98 (continua).....	161
Figura B.2: Conclusão.....	162
Figura B.3: Idem a Figura B.1, mas para a o segundo modo do POP durante 1999/2008(continua).....	163
Figura B.3: Conclusão.....	164

Figura B.4: Idem a Figura B.1, mas o terceiro modo do POP durante 1979/1988 (continua).....	165
Figura B.4: Conclusão.....	166
Figura B.5: Idem a Figura B.1, mas para o segundo modo do POP durante 1989/1998 (continua).....	167
Figura B.5: Conclusão.....	168
Figura B.6: Idem a Figura B.1, mas para o terceiro modo do POP durante 1999/2008 (continua).....	169
Figura B.6: Conclusão.....	170
Figura B.7: Idem a Figura B.1, mas para o segundo modo do POP durante 1979/1988 (continua).....	171
Figura B.7: Conclusão.....	172
Figura B.8: Idem a Figura B.1, mas para o terceiro modo POP durante 1989/1998 (continua).....	173
Figura B.8: Conclusão.....	174
Figura B.9: Idem a Figura B.1, mas para o primeiro modo POP durante 1999/2008 (continua).....	175
Figura B.9: Conclusão.....	176

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
Tabela 4.1 - Características decenais do POP para o potencial de velocidade (χ) em 250 hPa.....	64
Tabela 4.2 - Ordem decrescente da média anual das máximas amplitudes para a OIS com o padrão de onda zonal 1.....	113
Tabela 4.3 - Ordem decrescente da média anual das máximas amplitudes para a OIS com o padrão de onda zonal 2.....	114
Tabela 4.4 - Ordem decrescente da média anual das máximas amplitudes encontradas no padrão de onda zonal 3.	115
Tabela 5.1: Frequência dos sistemas atmosféricos identificados na região sudeste do Brasil.....	133

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

ANA	Agência Nacional de Águas
ANEEL	Agência Nacional de Energia Elétrica
AS	América do Sul
ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul Nacional
CPC	<i>Climate Prediction Center</i>
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
FUNCEME	Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos
NEB	Nordeste do Brasil
NOAA	<i>National Oceanic and Atmosphere Administration</i>
OMJ	Oscilação Madden Julian
OIS	Oscilação Intrasazonal
ONDJFM	Outubro a março
ODP	Oscilação Decenal do Pacífico
POP	<i>Principal Oscillation Pattern</i>
ROL	Radiação de Onda Longa
SIMEPAR	Instituto tecnológico do Paraná
SUDENE	Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste
TF	Transformada de Fourier
TMA	Temperatura média do ar
TO	Transformada de Ondaleta
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical
ZCPS	Zona de Convergência do Pacífico Sul

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO.....	1
1.1. Motivação	3
1.2. Objetivos	4
2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	7
2.1. Oscilação Intrasazonal do ponto de vista global.....	7
2.2. Efeitos da OMJ sobre a América do Sul.....	17
2.3. O método estatístico POP - Padrão de Oscilação Principal (do inglês - <i>Principal Oscillation Pattern</i>)	24
2.3.1. Estudos da Variabilidade Intrasazonal com o uso do método POP	25
2.4. Aplicação da técnica da ondaleta no estudo da variabilidade atmosférica na AS.	29
3 MATERIAIS E MÉTODOS	35
3.1. Dados.....	35
3.2. Metodologia.....	36
3.2.1. Análise por Ondaletas.....	36
3.2.1.1 Análise da variabilidade atmosférica com o uso da técnica da ondaleta.....	40
3.2.2. Análise de Componentes Principais (CP)	42
3.2.2.1 Análise da variabilidade atmosférica através da técnica das CP.....	44
3.2.3. Padrão de Oscilação Principal (POP) - Formulação matemática.....	45
3.2.3.1 Análise do POP - Regressão Linear.....	58
3.2.3.2 Análise da variabilidade atmosférica utilizando o POP.....	60
4 RESULTADOS DA ANÁLISE DA VARIABILIDADE ATMOSFÉRICA UTILIZANDO O POP.....	63
4.1. Modos dominantes da variabilidade do POP para χ em 250 hPa	64
4.1.1. Padrão de onda zonal 1: década 1979/88.....	64
4.1.2. Padrão de onda zonal 1: década 1989/98.....	76
4.1.3. Padrão de onda zonal 1: década 1999/2008.....	83
4.1.4. Padrão de onda zonal 2: década 1979/1988.....	89
4.1.5. Padrão de onda zonal 2: década 1989/1998.....	93
4.1.6. Padrão de onda zonal 2: década 1999/2008.....	97
4.1.7. Padrão de onda zonal 3: década 1979/1988.....	101
4.1.8. Padrão de onda zonal 3: década 1989/1998.....	104

4.1.9. Padrão de onda zonal 3: década 1999/2008.....	107
4.2. Variabilidade interanual dos modos dominantes do POP.....	110
4.3. Discussões	119
5 RESULTADOS DA ANÁLISE DA ATIVIDADE CONVECTIVA SOBRE A AMÉRICA DO SUL E VIZINHANÇAS UTILIZANDO A TÉCNICA DA ONDALETA.....	123
5.1. Variabilidade média da OIS.....	123
5.2. Variabilidade mensal da OIS	125
5.3. Casos intensos da OIS.....	129
5.4. Variabilidade interanual dos casos intensos da OIS.....	134
5.5. Discussões	139
6 CONCLUSÕES.....	141
6.1. Sugestões para Trabalhos futuros.....	144
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	145
APÊNDICE A.....	157
APÊNDICE B.....	159

1 INTRODUÇÃO

O clima de uma região é determinado pela circulação geral da atmosfera, a qual resulta do aquecimento diferenciado do globo pela radiação solar, das distribuições assimétricas dos oceanos e continentes, além das características da superfície de cada região (topografia e vegetação, por exemplo) (PHILANDER et al., 1996). Entender como o clima se altera nas diferentes escalas de variabilidade é de grande importância para diferentes setores tais como econômicos, sociais, industriais e energéticos.

Quando se refere à região tropical, sabe-se que a mesma possui uma função essencial na circulação geral da atmosfera, pois compreende mais da metade da superfície da Terra, além de concentrar a maior parte da energia do planeta e apresentar um papel relevante nas trocas de energia (HASTENRATH, 1985). A área tropical, com suas altas taxas de precipitação, funciona como uma fonte de calor para a atmosfera devido à liberação do calor latente de condensação nas nuvens cumulus (NITTA, 1972). Entre as principais características dos trópicos pode-se citar sua acentuada variabilidade espacial e temporal de precipitação, que inclui:

- a) escalas locais influenciadas pelo ciclo diurno;
- b) sistemas de tempo em escala sinótica;
- c) variabilidade intrasazonal que inclui a Oscilação Madden Julian (OMJ);
- d) ciclos sazonal e anual;
- e) variabilidade interanual, tal como o El Niño – Oscilação Sul (ENOS) e;
- f) variabilidade a longo prazo como a Oscilação Decenal do Pacífico (ODP)

A variabilidade de baixa frequência está associada à sistemas atmosféricos que ocorrem em frequências menores que a da escala sinótica (< que uma

semana) e maiores que 100 dias. Na escala intrasazonal, o principal modo de variabilidade nos trópicos é a OMJ, caracterizada por uma célula de circulação zonal com propagação para leste (MADDEN, JULIAN, 1971; 1972). Sua oscilação não é estritamente periódica, mas tipicamente ocorre na escala de 30 a 60 dias. Ela é mais ativa nos trópicos, mas influencia as regiões extratropicais em diversas regiões do globo (WEICKMANN, 1983; WEICKMANN et al., 1985; LAU; PHILLIPS, 1986; MATTHEWS et al., 2004a). O sinal da OMJ pode ser encontrado em diversas variáveis (potencial de velocidade, vento zonal, radiação de onda longa, etc). Geralmente no campo de potencial de velocidade identifica-se um padrão de onda zonal 1 (MADDEN; JULIAN, 1972; LORENC, 1984; KNUSTON et al., 1986; KNUSTON; WEICKMANN, 1987; VON STORCH et al., 1988; KAYANO; KOUSKY, 1999; NOGUÉS-PAEGLE et al., 2000; CASTRO; CAVALCANTI, 2006, entre outros). No campo de anomalia de radiação de onda longa, vários estudos sugerem que a OMJ é mais ativa sobre as regiões de águas quentes dos Oceanos Índico e Pacífico Oeste e menos intensa quando passam sobre as águas frias tais como o Oceano Pacífico Leste (WEICKMANN, 1983; WEICKMANN et al., 1985; KNUSTON; WEICKMANN et al., 1987; KILADIS; WEICKMANN, 1992; KOUSKY; KAYANO, 1994).

A OMJ se distingue em duas fases: uma de intensa atividade convectiva, caracterizada por divergência em altos níveis nas áreas convectivamente ativas como a Indonésia, África e América do Sul (AS) a qual a velocidade de propagação é mais lenta e a amplitude da oscilação se intensifica. A outra fase caracteriza-se por uma supressão de convecção, onde o distúrbio desloca-se mais rapidamente sobre área de fraca intensidade convectiva, tais como o Oceano Pacífico Central-Leste, Oceano Atlântico (VON STORCH et al., 1988; GUALDI et al., 1997).

Na AS, diversos estudos mostram a modulação na atividade convectiva pela OMJ, principalmente na região Nordeste e Sudeste do Brasil (WEICKMANN et al., 1985; CASARIN; KOUSKY, 1986; KOUSKY; KAYANO, 1994; SOUZA;

AMBRIZZI, 2006; VITORINO et al., 2006). No sudeste do Brasil, ao longo da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) a propagação de trens de ondas de Rossby associados à OMJ são as principais forçantes para a variabilidade intrasazonal (GRIMM; SILVA DIAS, 1995; NOGUÉS-PAEGLE; MO, 1997; JONES; CARVALHO, 2002; CARVALHO et al., 2004; CASTRO; CAVALCANTI, 2006).

1.1. **Motivação**

Apesar dos avanços recentes na compreensão de como a OMJ atua na AS, ainda há a necessidade de aprimorar o conhecimento sobre as suas conexões regionais com os sistemas de tempo e sua caracterização espaço-temporal. Talvez isto justifique as dificuldades operacionais que os meteorologistas desta região têm em diagnosticar e prever situações meteorológicas envolvendo esta oscilação atmosférica. Neste contexto, a técnica de ondaletas que será utilizada neste estudo apresenta vantagens principalmente em estudos de convecção tropical (WENG; LAU, 1994; REBOITA et al., 2006; VITORINO et al., 2006; SOUZA; AMBRIZZI, 2006). Entretanto, ao contrário dos outros trabalhos com ondaletas, o presente estudo visa mapear o sinal intrasazonal na AS no domínio do espaço/tempo que possibilita reconstruir as séries temporais diárias na banda de frequência pretendida, de forma global.

No contexto global, uma eficiente técnica estatística conhecida como Padrão de Oscilação Principal (POP) tem sido aplicada com muito sucesso para diagnosticar a variabilidade e propagação de sistemas climáticos complexos, tais como a variabilidade oceânica (WEISE et al., 1994, PAULUHN, 1997), ENOS (XU, 1992; XUE et al., 1994; LATIF, 2000; BERNAL; LATIF, 2005), ondas baroclínicas troposféricas (SCHNUR et al., 1993), variabilidade de baixa frequência no sistema acoplado oceano-atmosfera (XU, 1993; VON STORCH, 1994), variabilidade Ártica (TANG et al., 1994) e também estudos sobre a OMJ (VON STORCH et al., 1988; VON STORCH; XU, 1990; SHENG, 1995; GUALDI et al., 1997; ANAMALAI; SLINGO, 2001; YANG, 2009).

Além disso, o método POP é mais vantajoso do que outras técnicas multivariadas, inclusive a técnica das Componentes Principais (CP), pois possibilita analisar a dinâmica destes sistemas (VON STORCH et al., 1988). No caso das CP, por exemplo, os padrões obtidos e os coeficientes associados, descrevem essencialmente sinais estacionários, ou seja, uma estrutura espacial fixa, cuja amplitude varia com o tempo (VON STORCH et al., 1995). Ao contrário das CP, o POP além de mapear a evolução espaço/temporal também possibilita diagnosticar o período de oscilação do sistema atmosférico de interesse bem como o tempo de decaimento do mesmo utilizando somente um modo. Através dos coeficientes temporais real e imaginário, associado com os padrões do POP, é possível avaliar o seu ciclo e obter informações das características da origem e propagação dos padrões de circulação atmosféricos. A motivação para aplicar o POP deve-se, além de suas vantagens, o fato dele ainda não ter sido explorado para estudos climáticos na AS.

1.2. **Objetivos**

- Identificar os modos de variabilidade dominantes da circulação atmosférica e analisar sua variabilidade decenal. Verificar o período de oscilação associado, as regiões em que estes padrões se originam e onde apresentam características de decaimento. Além disso, será avaliado o papel da AS tropical na ocorrência dos padrões de variabilidade encontrados.
- Diagnosticar as regiões em que o sinal intrasazonal está presente na AS e vizinhanças, avaliando a evolução mensal e interanual durante o período considerado mais chuvoso, por meio do espectro global de potência (GWS) e evolução temporal associada. Através de campos espaciais da amplitude da ondaleta pretende-se identificar os meses em que a fase da OIS esteve favorável a atividade convectiva na AS e estabelecer conexões com outros sistemas de tempo atuantes.

Este estudo está organizado da seguinte maneira: no Capítulo 2 são apresentados os principais trabalhos sobre a OMJ, assim como os que aplicaram as técnicas da ondaleta e POP para a análise da variabilidade intrasazonal em diferentes bandas de frequências; no Capítulo 3 é descrita a metodologia, os dados utilizados e as formulações matemáticas dos métodos estatísticos; no Capítulo 4 são analisados os resultados da variabilidade atmosférica com os modos dominantes do POP; no Capítulo 5 são mostrados os resultados da variabilidade intrasazonal na AS e vizinhança com o uso de ondaletas e no Capítulo 6 são apresentadas as conclusões gerais deste estudo.

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Este capítulo apresenta uma revisão dos principais estudos sobre a Oscilação Intrazonal (OIS) tanto no contexto global quanto com enfoque regional na América do Sul (AS). Associado a isto, são apresentados os trabalhos que avaliaram a OIS com a aplicação da ferramenta estatística POP. Além disso, são citados os principais estudos sobre a variabilidade climática intrazonal na AS com o uso da técnica da transformada de ondaleta (TO).

2.1. Oscilação Intrazonal do ponto de vista global

Madden e Julian (1971) documentaram a descoberta de uma oscilação atmosférica com período entre 40 e 50 dias nos dados de vento e pressão à superfície na região da Ilha de *Canton* (3°S – 172°W) no Oceano Pacífico Central. Os resultados mostraram picos espectrais do vento zonal mais intenso na baixa troposfera, mais fracos ou inexistentes na camada troposférica de 700 – 400 hPa e fortes novamente em altos níveis. Dando continuidade ao estudo desta oscilação Madden e Julian (1972) investigaram a sua extensão espacial ao longo do globo. Os autores identificaram picos espectrais de 40 – 50 dias, presentes em grande parte do cinturão tropical, porém mais confinada sobre o Pacífico Ocidental. Os autores constataram que esta oscilação se comportava como uma célula de circulação zonal para leste, ao longo do equador, e a denominaram de Oscilação Madden Julian (OMJ). Esta oscilação é considerada o principal modo de variabilidade na escala intrazonal nos trópicos (MADDEN; JULIAN, 1971; 1972). Madden e Julian (1972) propuseram um modelo das características de grande escala espaciais e temporais, no plano zonal, para o distúrbio na escala temporal 40-50 dias.

A Figura 2.1 ilustra as principais características da oscilação. As letras representam as fases do seu ciclo de vida. No tempo F, há anomalias negativas de pressão sobre o leste da África e Oceano Índico. A região da África está sob influência da célula de circulação zonal para oeste e na alta troposfera têm-se fortes ventos de leste e baixa pressão na superfície. No

tempo G, a anomalia de pressão estende-se para leste, ao longo da célula de circulação. Em H, o centro da convecção em grande escala deslocou-se para leste. No tempo A, as duas células de circulação estão quase simétricas. Em B, a célula de oeste diminui e a pressão surge no Oceano Índico, indicando o enfraquecimento da convecção, a qual está agora centrada na linha de data (180°). No tempo C ainda é possível observar atividade convectiva, porém com fraca intensidade. Em D não há convergência troposférica acompanhando a divergência em altos níveis e localizado sobre o Oceano Atlântico. Zhang (2005) apresentou uma revisão da OMJ e descreveu esta figura 2.1 em termos de deslocamento dos centros de convecção. De acordo com o autor, centros de convecção profunda no Oceano Índico e Pacífico Equatorial Oeste movem-se para leste (fase ativa da oscilação) seguido à leste e à oeste por regiões de fraca convecção profunda e precipitação (fase de supressão da convecção). As duas fases da OMJ estão conectadas por circulações zonais que se estendem verticalmente por toda a troposfera.

Weickmann (1983) detectou a propagação para leste da OIS desde a África até o Pacífico Central, na escala de 35 a 80 dias, durante o inverno boreal de 1974-75, 1977-78 e 1978-79 aplicando a técnica das Funções Ortogonais empíricas (EOF) nos dados de Radiação de Onda Longa (ROL) e componente meridional e zonal do vento na alta e baixa troposfera para o Hemisfério Norte (HN). Lorenc (1984) foi um dos pioneiros em avaliar a OIS através do campo de potencial de velocidade (χ). O autor mostrou a existência da divergência do vento na alta troposfera além da configuração espacial de padrão de onda zonal 1. Ele também identificou a sua propagação para leste na escala temporal de 40-50 dias, durante o verão boreal de 1979.

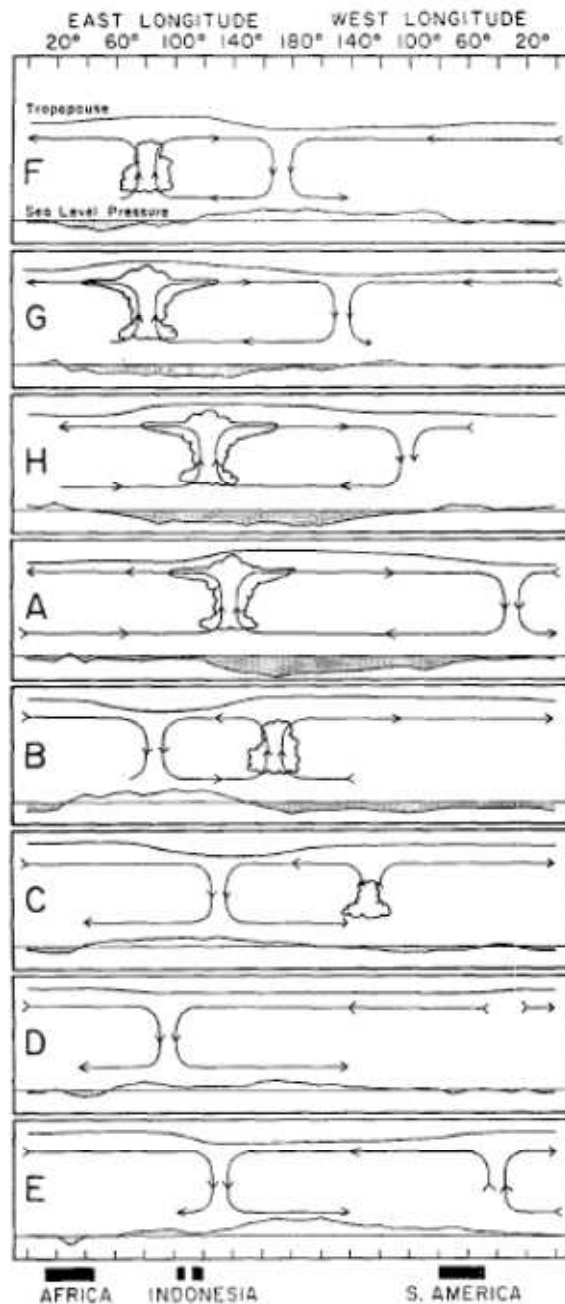


Figura 2.1 – Esquema das variações em espaço e tempo da perturbação relacionada com a OMJ. As letras A até E referem-se às fases da OMJ. Regiões de convecção acentuada estão ilustradas por nuvens cúmulus e cumulonimbus. A circulação está indicada por flechas, referindo-se ao vento zonal, as curvas acima e abaixo representam as perturbações da circulação na alta troposfera e pressão ao nível médio do mar (PNM).

Fonte: Adaptado de Madden e Julian (1972).

Sobre o Oceano Pacífico, Weickmann et al. (1985) avaliaram a variabilidade intrasazonal (28-72 dias) utilizando 10 anos de dados (1974 – 1984) durante os meses de abril a novembro. Assim como estudos anteriores, identificou-se o padrão de onda zonal 1. A variância da função de corrente em 250 hPa mostrou flutuações significativas sobre os trópicos de ambos hemisférios e sobre o Oceano Atlântico Norte extratropical. Os campos espaciais de ROL apresentaram anomalias com flutuações mais fortes na região do equador, em torno de 15°S, as quais estenderam-se de 60°E a 160°E e na vizinhança da Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS). A velocidade de propagação encontrada para as anomalias de ROL foi de 5 m.s⁻¹.

O estudo de Lau e Chan (1985) aplicou a técnica de EOF nos dados de ROL durante o inverno boreal (novembro a abril) e verão boreal (maio a outubro). Os autores indicaram a escala temporal de 40-50 dias como a componente dominante da variabilidade intrasazonal relacionada à convecção tropical de grande escala. Além disso, documentaram a existência de um dipolo de convecção no sentido leste-oeste propagando-se ao longo do cinturão equatorial. Assim como Weickmann et al. (1985), os autores sugerem a influência da OIS na região da ZCPS. Quando o dipolo estava centrado sobre a Indonésia, as anomalias de convecção estenderam-se para sudeste, sobre a Austrália em direção à Nova Zelândia.

Knutson et al. (1986) descreveram as características da circulação tropical intrasazonal na escala temporal de 30-60 dias, utilizando campos de ROL e vento zonal em 250 hPa, considerando 30 eventos desta oscilação entre o período de 1974-83. Os resultados indicaram que anomalias do vento zonal em 250 hPa possuem uma característica de propagação e estrutura global mais consistente, quando comparadas com as anomalias de ROL. Assim como trabalhos anteriores citados acima, o campo de anomalias do vento zonal em 250 hPa mostrou a estrutura de onda zonal 1, propagando-se para leste com uma velocidade de 6 m.s⁻¹ na região entre 40°E-160°E e de 15 m.s⁻¹ na área compreendida entre 60°E - 0°W.

Knuston e Weickmann (1987) avaliaram a OMJ utilizando a técnica de EOF para os campos de χ e função de corrente em 250 e 850 hPa assim como dados de ROL. Ambas variáveis filtradas na escala de 30-60 dias durante maio/outubro e novembro/ abril de 1979-84. Os autores encontraram características de divergência do vento em grande escala propagando-se para leste em torno do equador em ambas as estações. Encontrou-se uma boa relação entre as áreas de divergência em altos níveis e áreas de convecção inferidas pelo campo de ROL. Os resultados indicaram que a convecção anômala é menos intensa sobre a África tropical e América do Sul comparado à convecção nos Oceanos Índicos e Pacífico. De acordo com os autores, esta característica pode estar associada com o enfraquecimento da OMJ ao passar por águas frias no Pacífico Leste. Assim, sugere-se que há uma reintensificação da oscilação após passar pelo Pacífico. Com relação à estrutura vertical da OMJ, notou-se que nos trópicos (20°N-20°S) as anomalias do vento em altos e baixos níveis tendem a estar fora de fase entre os dois níveis. Por sua vez, nos extratropicais, estas anomalias encontram-se aproximadamente em fase, equivalente à uma estrutura barotrópica. Cabe salientar, para região tropical e subtropical, os autores encontraram, através das análises com função de corrente em 250 hPa, a presença de ciclones à leste da convecção e anticiclones ao longo ou à oeste da convecção assim como evidências de simetrias destes giros na região equatorial.

Com o mesmo intuito, Rui e Wang (1990) avaliaram o desenvolvimento e estrutura dinâmica da convecção na região equatorial. Os autores utilizaram 10 anos de pênadas de ROL (1975-1985) e 7 anos de dados de vento em 200 e 850 hPa (1979 – 1985). Ambas variáveis filtradas na escala de 10 a 90 dias. Baseando-se em compostos de anomalia de ROL, os autores sugerem quatro estágios para a convecção intrasazonal: início, intensificação instável, maturidade e dissipação. Os autores sugerem que a origem da convecção anômala ocorre na África equatorial, com rápida intensificação quando se desloca até o Oceano Índico. Mostrou-se também que a evolução da fase

madura foi marcada por um enfraquecimento no continente marítimo e reintensificação sobre o Pacífico Oeste. A dissipação ocorreu na região da linha de data (180°) em eventos moderados. Durante eventos fortes, a OMJ propagou-se até a região do Oceano Pacífico Central e Leste onde ocorre uma interação trópico/extratropical.

Tanto os estudos de Knuston e Weickmann (1987) descrito anteriormente quanto o de Rui e Wang (1990) sugerem que a estrutura da OMJ lembra um padrão de resposta à um aquecimento imposto sobre o equador (MATSUNO, 1966; GILL, 1980). A estrutura da resposta ao aquecimento tropical encontrada por Matsuno (1966) e Gill (1980) forneceram os primeiros entendimentos do papel das ondas equatoriais de Kelvin e Rossby induzidas pelo aquecimento tropical (WANG; RUI, 1990; SEO; KIM, 2003). A resposta para leste do aquecimento diabático equatorial corresponde à circulação de ondas de Kelvin. Por sua vez, a resposta para oeste revela um padrão de onda de Rossby com pares de ciclones e anticiclones simétricos nos dois flancos do equador (LAU et al., 1989; MATTHEWS, 2000; ZHANG, 2005, entre outros).

As ondas equatoriais ocorrem em toda a troposfera, entre 30°N e 30°S , principalmente no hemisfério leste (GEERTS; WHEELER, 1998). Ambas as estruturas de ondas de Kelvin e Rossby são consideradas dinamicamente essenciais à OMJ. O padrão como um todo, move-se para leste. Tem-se a leste do centro convectivo, o vento em baixos (altos) níveis de leste (oeste) correspondentes às ondas equatoriais de Kelvin e a oeste, os ventos em baixos (altos) níveis de oeste (de leste) além do par de vórtices ciclônicos (anticiclônico) equivalente às ondas equatoriais de Rossby (MADDEN, 1986, NOGUÉS-PAEGLE et al., 1989).

O ciclo de vida da OIS, em termos de intensificação/desintensificação da atividade convectiva foi estudado por Hendon e Salby (1994) através de compostos utilizando correlação cruzada entre ROL, vento e temperatura. Identificou-se uma combinação de características de respostas a forçantes

estacionárias com os padrões de circulação induzidos pelo deslocamento do sinal convectivo. O primeiro tipo de resposta apareceu como uma onda de Rossby-Kelvin acoplada, concordando com o estudo de Gill (1980), a qual desloca-se para leste com a anomalia convectiva e com velocidade de 5 m.s^{-1} no Hemisfério Leste. A resposta radiativa, por sua vez, aparece como uma onda de Kelvin propagando-se para leste com uma velocidade de 10 m.s^{-1} no Hemisfério Oeste, longe da região de anomalia de convecção.

Uma excelente revisão dos aspectos observacionais da OMJ foi apresentada por Madden e Julian (1994). Os autores a definiram como uma célula de circulação orientada no plano equatorial que se propaga pra leste, originando-se no Oceano Índico até o Pacífico. De acordo com os autores, as anomalias na componente zonal do vento e χ na alta troposfera frequentemente propagam-se por toda a circunferência do globo. Eles também mostraram que a OMJ é um importante fator de influência das fases ativas e de pausa dos sistemas de monção na Índia e Austrália. Estudos posteriores mostraram evidências da modulação da variabilidade intrasazonal no sistema de monção na Índia (GOSWAMI, 2005), sudeste da Ásia (HSU, 2005), Austrália e Indonésia (WHEELER; McBRIDE, 2005), ao longo da costa oeste da América do Norte (MO; HIGGINS, 1998; JONES, 2000); na África (MATTHEWS, 2004b) e na AS (PAEGLE et al., 2000; LIEBMANN et al.; 2004; MO; PAEGLE, 2005).

Kayano e Kousky (1999) aplicaram a técnica das Funções Ortogonais Empíricas Estendidas (EEOF) para estudar evolução da OIS na região de 40°N – 40°S durante o verão e inverno boreal de 1979 – 1995. Eles utilizaram pêntricas de ROL e outras variáveis atmosféricas (componente zonal do vento em 200 e 850 hPa, χ em 200 hPa, altura geopotencial e velocidade vertical em 500 hPa, temperatura e umidade específica em 925 hPa, PNM e água precipitável). Para ambas as estações, os padrões descreveram um regime oscilatório de grande escala com um período de aproximadamente 45 dias. As variáveis atmosféricas utilizadas mostraram um padrão de onda zonal 1, aproximadamente simétrico, em torno do equador. Sugeriu-se que a

localização latitudinal das maiores anomalias de ROL estava diretamente relacionada à mudança meridional sazonal da convecção dos trópicos, nas regiões da Indonésia - Austrália e América Central - AS. No hemisfério oeste, mostrou-se que a OIS teve impacto sobre a convecção no Nordeste do Brasil (NEB) durante o verão austral e sobre a América Central durante o verão boreal. Neste estudo, os padrões atmosféricos, durante o verão austral, apresentaram com forte variabilidade regional indicando interações da OIS com convecção tropical em certas áreas, tais como a ZCPS e norte da AS.

A variabilidade interanual da OMJ nos trópicos foi enfocada através de um índice do nível da atividade da oscilação, considerando as variáveis ROL e vento zonal em 850 hPa durante 1974-1998 (HENDON et al.; 1999). Neste contexto, associou-se a variabilidade interanual da atividade da OMJ com mudanças no número de eventos da mesma para cada ano e com mudanças na intensidade da convecção intrasazonal através dos Oceanos Índicos e Pacífico Oeste. Durante o verão austral, a atividade da OMJ exibiu pouca relação com o fenômeno El Niño – Oscilação Sul (ENOS) exceto durante eventos quentes (El Niño) quando se observou uma diminuição da atividade da OMJ.

Os mecanismos de propagação da OMJ foram sugeridos por Matthews (2000). O autor utilizou dados de ROL no período de 1974-1998 e sugeriu dois mecanismos, um local e outro de escala global. O mecanismo local atua na área dos Oceanos Índicos e Pacífico Oeste. Nele, a divergência devido ao atrito na superfície e a convergência associada com a resposta dinâmica à convecção, leva à diminuição da convecção anômala de oeste via a resposta da onda equatorial de Rossby e, expande-se para leste via a resposta da onda equatorial de Kelvin. O mecanismo em escala global refere-se ao ciclo da OMJ ser iniciado por uma onda de Kelvin completando o circuito em torno do equador. Para este caso, uma acentuada convecção anômala sobre o Pacífico tropical oeste excita uma anomalia negativa de PNM, deslocando-se rapidamente para leste como uma onda equatorial de Kelvin seca a uma

velocidade de fase de 35 m.s^{-1} no Pacífico Leste. Durante o percurso da OMJ observou-se a influência das barreiras orográficas, como os Andes e Himalaia, as quais retardam a sua propagação.

Ainda com relação à dinâmica envolvida na propagação da OIS em termos de ondas equatoriais, Raupp e Silva Dias (2004) avaliaram o papel das ondas de Kelvin no processo inter-hemisférico de energia na atmosfera tropical submetidas às fontes de calor tipicamente associados à convecção na Amazônia/Brasil Central durante o verão austral. Para isto os autores utilizaram equações de água rasa não lineares sobre o plano β equatorial e realizaram simulações numéricas com a forçante estacionária e com variação diurna durante a integração. Nos resultados, o aumento da propagação de energia das ondas de Rossby e Kelvin devido a maior excitação das ondas de Kelvin no caso transiente, ocorre principalmente à leste da fonte, onde a atividade das ondas é mais intensa. Neste estudo sugere-se que as regiões tropicais podem gerar um ambiente favorável ao desenvolvimento de anomalias de escalas sinótica ou de frequências mais baixas no escoamento atmosférico, em um determinado Hemisfério. Isto ocorre em função da propagação inter-hemisférica da energia associado a um trem de ondas de Rossby provindo da região da fonte.

A variabilidade intrasazonal do escoamento atmosférico é também caracterizada pelos padrões de teleconexão da região tropical para a extratropical através da propagação de trens de ondas de Rossby barotrópicos os quais são responsáveis pela influência da OMJ nas latitudes médias (MO; HIGGINS, 1998, JONES et al., 2004, RAUPP; SILVA DIAS, 2009). Vários estudos foram desenvolvidos para procurar explicar o mecanismo dinâmico responsável pela interação trópico-extratropical (HOSKINS et al., 1977; HOSKINS, KAROLY, 1981). Neste sentido, Raupp e Silva Dias (2009) desenvolveram um estudo teórico em que exploraram ainda mais a importância do ciclo diurno para a geração de oscilações intrasazonais no escoamento atmosférico através de interações não lineares ressonantes. A fonte de calor

diurna estava associada à região da Amazônia durante o verão austral. Os autores mostraram a interação ressonante em um conjunto de três ondas atmosféricas e assim avaliaram a dinâmica destas interações com a presença de uma forçante. No estudo a ressonância envolvendo primeiro modo baroclínico das ondas de gravidade inerciais e as ondas de Rossby barotrópicas exercem um importante mecanismo para a influência do ciclo diurno na convecção tropical. Os resultados sugerem que a variação diurna da convecção tropical pode exercer um importante papel na modulação semi-anual da atividade convectiva das oscilações intrasazonais. Raupp e Silva Dias (2009) indicam os modos da onda de Rossby barotrópica exercem uma função importante nos padrões de teleconexões dos trópicos às latitudes médias bem como a influência das latitudes médias na dinâmica das ondas equatoriais.

O possível aumento linear na intensidade e no número de eventos da OMJ, durante o período de 1958-2004 foi avaliado por Jones e Carvalho (2006). Os autores utilizaram a técnica de EOF combinada para a anomalia da componente zonal do vento em 200 e 850 hPa. Tendências positivas lineares foram observadas nas variâncias da anomalia do vento na região de 15°N-15°S, 30°E-150°W durante o verão e inverno boreal. As tendências no verão boreal apresentaram-se maiores do que no inverno. Tendências positivas também foram observadas no número de eventos da OMJ durante estas duas estações. Em termos de atividade da OMJ, verificou-se que no inverno boreal, a variabilidade apresentou-se quase uniforme a partir da década de 1960 até meados de 1990. Em contraste, no verão, observou-se um grande e rápido aumento na atividade em meados de 1960 até o final da década de 1970, um regime de baixa atividade durante 1980 a 1988 e alta atividade de 1990 até 2000. Os resultados para a atividade média da OMJ no verão boreal sugerem que mudanças entre regimes altos e baixos da atividade foram separados por 18,5 anos. Posteriormente, Jones e Carvalho (2011) investigaram questões associadas com a variabilidade de longo prazo da OMJ do ponto de vista probabilístico utilizando simulações estocásticas com dados de reanálises no

período de 1948-2008. A OMJ exibe um regime de atividade próxima ao normal em 1948-1972 (3,4 eventos por ano) e dois regimes de alta atividade em 1973-1989 (3,9 eventos) e 1990 -2008 (4,6 eventos por ano). As simulações estocásticas, considerando o período de 1880 a 2008 indicam mudanças decenais com níveis próximos aos normais em 1880-1895 (3,4 eventos), baixa atividade em 1896-1917 (2,6 eventos) e um retorno a níveis normais para um período estendido de 1918 a 1948.

2.2. Efeitos da OMJ sobre a América do Sul

Nesta seção são apresentados os principais estudos que documentaram a importância do papel da OMJ no regime de chuvas na AS. Um estudo pioneiro, a mostrar indícios disto é o de Casarin e Kousky (1986). Os autores utilizaram dados quinzenais de ROL e vento em 200 hPa no período de janeiro de 1979 a novembro de 1985, filtrados na banda de 10-90 dias para a região de 40°N-40°S e 180°E-20°E. Eles sugeriram que os períodos de intensificação da ZCAS podem estar associados a uma das fases da OMJ. Nos resultados, identificou-se um dipolo de precipitação e circulação, referido como o padrão de gangorra na AS. Uma das fases do padrão de gangorra caracteriza-se por acentuada precipitação sobre a ZCAS acompanhada por decréscimo de precipitação nas planícies subtropicais enquanto que sua fase oposta está associada com aumento do fluxo de umidade da região Amazônica em direção ao sul e aumento de precipitação nos subtrópicos. O deslocamento leste-oeste da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) foi considerado como principal característica para a manifestação do dipolo. Na fase menos chuvosa da ZCAS, o fluxo de umidade específica apresenta um transporte do norte para o sul do Brasil e a região da Argentina. Na fase oposta há um deslocamento para leste e o fluxo de umidade é desviado para a região da ZCAS. Grimm e Silva Dias (1995) sugerem que os trens de onda que se estendem ao longo do Oceano Pacífico Sul estão conectados a pulsos convectivos na ZCPS e na região da ZCAS e associados com ambas as fases dos padrões de dipolo de precipitação.

A região nordeste do Brasil (NEB) também sofre influência da OMJ (WEICKMANN et al., 1985; KAYANO; KOUSKY, 1992; KILADIS; WEICKMANN, 1992; KOUSKY; KAYANO, 1994; REPELLI et al., 1998; KAYANO; KOUSKY, 1999). Kousky e Kayano (1994), por exemplo, detectaram um sinal intenso da OIS no NEB, durante o verão austral. Os autores aplicaram EOF combinada nas componentes zonal e meridional do vento em 250 hPa e em anomalias de ROL no período de 1979 – 1991. No modo intrasazonal da EOF, os autores encontraram características associadas à OIS. As amplitudes positivas (negativas) apresentaram maiores correlações durante o verão austral com escoamento de oeste (leste) em altos níveis dominante nos trópicos. Por sua vez, encontraram-se anomalias (negativas) positivas de ROL no nordeste da AS e no leste do Pacífico Equatorial.

Nogués-Paegle e Mo (1997) avaliaram dados de ROL e de reanálises para avaliar períodos com precipitação abundante sobre a AS durante o verão austral. Aplicou-se a técnica de EOF nos dados de ROL filtrados na escala de 10 a 90 dias. Os resultados revelaram o padrão de gangorra concordando com Casarin e Kousky (1986). Os autores sugerem que o padrão de gangorra é uma componente regional de um sistema de grande escala, possivelmente associado com a oscilação de 30 – 60 dias nos trópicos, com uma extensão para o sul e a intensificação da ZCAS. Juntamente com esta condição atmosférica, há acentuada convecção sobre o Pacífico Leste e Central e condições de supressão convectiva no Pacífico Oeste e no Continente Marítimo. Na fase oposta do padrão de gangorra, o fluxo de umidade para o sul do Brasil e para a região central da Argentina, é acentuado pelo jato de baixos níveis (JBN) a leste dos Andes.

Mo e Higgins (1998) diagnosticaram as características de circulação atmosférica e padrões de convecção associado com dois modos de baixa frequência no HS, conhecidos como PSA (*Pacific-South American*), anteriormente documentados por Mo e White (1985), Szeredi e Karoly (1987); Kidson (1988; 1991) e Ghil e Mo (1991). Ambos modos são padrões de

teleconexão no HS (MO; WHITE, 1985). No Hemisfério Oeste, anomalias nos subtropicais e em latitudes médias são opostas em fase e propagam-se juntamente para leste. Neste sentido, Mo e Higgins (1998) sugerem que quando considerados juntos, os dois modos do PSA representam a OIS no HS, propagando-se para leste na escala de 40 dias. Os autores avaliaram a evolução dos modos do PSA através de compostos de anomalia de ROL e função de corrente em 200 hPa. No modo PSA 1, encontrou-se um dipolo de convecção no sentido leste-oeste, entre o Pacífico central e oeste, o que é característico da OIS (LAU; CHAN, 1986; KNUSTON; WEICKMANN, 1987, entre outros). No modo PSA 2 ambas anomalias de ROL e de função de corrente em 200 hPa estão em quadratura com o PSA 1. A configuração espacial dos dois modos PSA está ilustrada na Figura 2.2. Nela, se observa que a posição de quadratura entre eles é consistente com um comportamento oscilatório.

Nogués-Paegle et al. (2000) avaliaram a variação intrasazonal de convecção sobre a AS utilizando análise do espectro singular, a qual é uma técnica estatística relacionada a EOF mas no domínio do tempo (VAUTARD et al., 1992). Os autores utilizaram médias diárias de reanálises do NCEP/NCAR e médias diárias de ROL (NOAA) no período de 1979-1998. Os resultados mostraram que padrão de dipolo de convecção com centros sobre a ZCAS e nas planícies subtropicais são moduladas por dois modos de diferentes escalas temporais, um com períodos de 36-40 dias (modo 40) e o outro entre 22-28 dias (modo 22). O modo 40 está relacionado com a OMJ, onde anomalias de ROL propagam-se para leste do Oceano Pacífico Oeste até o Pacífico central apresentando uma escala temporal de 40 – 48 dias. Para este modo, os compostos de função de corrente em 200 hPa mostram uma estrutura com número de onda zonal 1 nos trópicos e a propagação de um trem de onda oriundo da região de acentuada convecção no Pacífico tropical. O desenvolvimento de um padrão de dipolo também possui a contribuição do modo 22 o qual caracteriza a propagação de ROL sobre a AS vindo de

latitudes médias para os trópicos. Os compostos da função de corrente para o modo 22 mostram um trem de onda se estendendo do Pacífico Central para leste até aproximadamente 60°S e curva-se para o nordeste da AS. Quando a ZCAS está acentuada, estes dois modos tornam-se meridionalmente alinhados localmente.

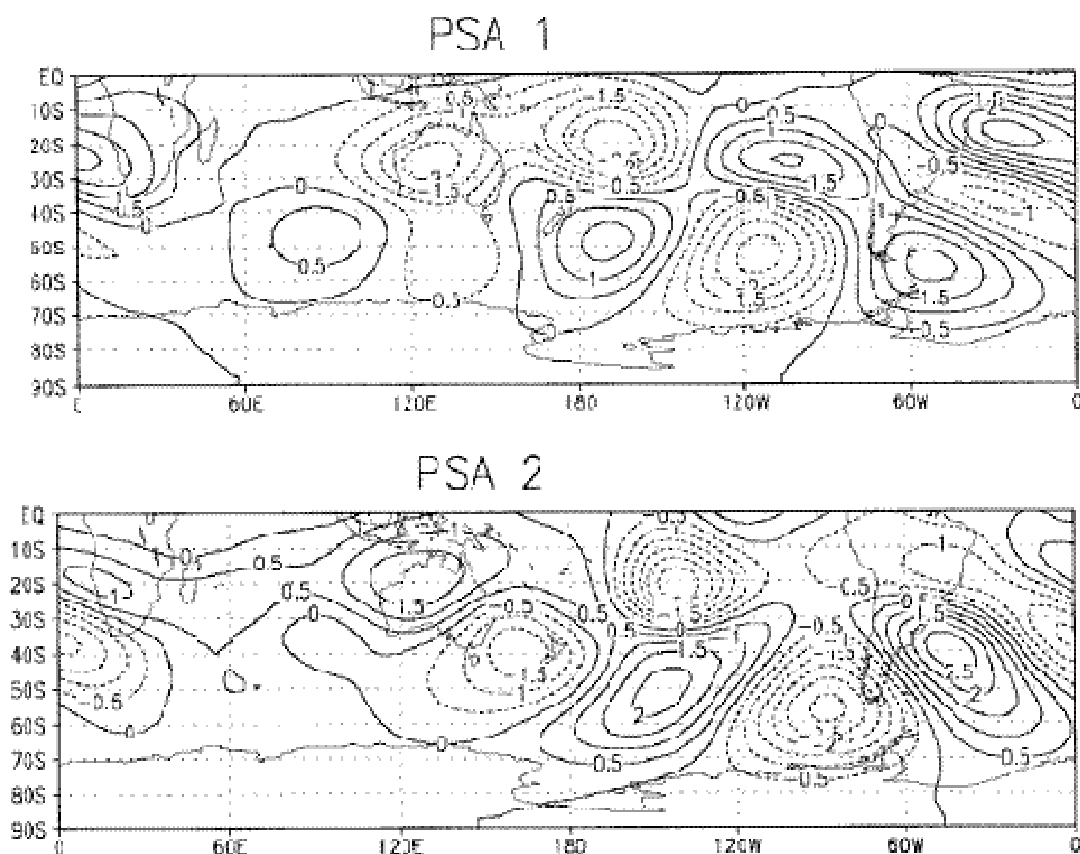


Figura 2.2 - Primeiro (a) e segundo (b) modo da EOF, para função de corrente em 200 hPa, evidenciando os padrões espaciais do PSA.

Fonte: Mo e Higgins (1998)

Ainda relacionado à modulação da ZCAS por escalas intrasazonais (30 a 90 dias), Castro e Cavalcanti (2006) desenvolveram um estudo aplicando técnicas estatísticas (análises de correlação, EOF e compostos de anomalias) nos dados de ROL e de reanálises (do NCEP/NCAR) no período de 1979-1999. Identificaram-se padrões que evidenciam associações entre a atividade

convectiva tropical e anomalias na circulação atmosférica. Esses padrões representam configurações de teleconexões entre a região da Indonésia/Pacífico e AS através da OMJ, além de um trem de onda tipo PSA. Os autores sugerem que estes dois modos (modo equatorial OMJ e do tipo PSA) são associados à atividade convectiva na escala intrasazonal sobre a AS. Os resultados também mostraram a propagação da OMJ com um período de aproximadamente 50 dias, a presença do dipolo zonal leste-oeste de convecção, com características mais intensas entre a Indonésia e o Oceano Pacífico Oeste além de uma relação oposta de convecção entre a Indonésia e a AS tropical, resultado também mostrado por Carvalho et al. (2004).

Ainda no estudo de Castro e Cavalcanti (2006) mostrou-se que a atividade convectiva de um evento de ZCAS que ocorre em latitudes tropicais recebe maior influência do modo equatorial da OMJ, enquanto que a ZCAS em outras regiões (mais ao sul) é influenciada pelo modo de interação trópicos/extratropicais do tipo PSA (MO; HIGGINS, 1998). Os autores também mostraram que eventos convectivos na região da ZCAS possuem uma periodicidade de, aproximadamente, 20 dias. Assim como em estudos anteriores (MO; HIGGINS, 1998; NOGUÉS-PAEGLE; MO, 1997; NOGUÉS-PAEGLE et al., 2000) identificou-se a o padrão de gangorra entre a ZCAS e a região mais ao sul da AS. Além da escala intrasazonal, uma filtragem de séries de dados na banda de altas frequências (2-10 dias) apresentou configurações dominantes de padrões de trens de onda próximo e sobre a AS e Austrália, característicos da ação de sistemas em escala sinótica, tais como sistemas frontais. Baseando-se nestes resultados, o estudo de Castro e Cavalcanti (2006) sugere que quando as frequências intrasazonais (OMJ e PSA) e de 2 a 10 dias (frentes frias) estão em fase, pode ser estabelecida condições para a ocorrência da ZCAS.

A influência da OIS no Sistema de Monção da América do Sul (SMAS) foi documentada por Jones e Carvalho (2002). Neste estudo, sugere-se que regimes de vento sobre a AS tropical estão associados às fases ativas e de

pausa do SMAS na escala de tempo intrasazonal. Os autores investigaram a hipótese de regimes de ventos de oeste e leste no centro da bacia Amazônica estar relacionados a variações da convecção em grande escala e precipitação na AS. Para isto, utilizaram dados de ROL, reanálises e precipitação durante o período de 1980-1999. Compostos de regimes de vento de oeste em baixos níveis (fase ativa do SMAS) mostraram anomalias de vento cruzando o equador em direção ao sul e terminado em uma circulação ciclônica anômala fora da costa da Argentina e Uruguai. Os autores identificaram maiores áreas de convecção e precipitação na porção central e sudeste do Brasil. Na região do Altiplano Boliviano e no norte da AS encontrou-se padrões de supressão de convecção. Em contraste, os regimes de vento de leste (fase de pausa do SMAS) apresentaram padrões opostos na circulação em baixos níveis assim como nos padrões de convecção e anomalias de precipitação. Para as regiões da Venezuela e noroeste da AS encontrou-se anomalias de convecção e precipitação somente na banda de 10 a 30 dias, evidenciando a importância da variabilidade intrasazonal no SMAS.

Carvalho et al. (2004) analisaram variações intrasazonais da convecção (10 – 90 dias) e circulação de grande escala associada com diferentes categorias de episódios de ZCAS. A categoria de ZCAS intensa é associada com anomalias intrasazonais de ROL sobre a área da AS tropical estendendo-se para o oeste da Amazônia e Oceano Atlântico. O máximo da convecção na região da ZCAS sobre a escala intrasazonal é deslocado para leste com relação à climatologia. Esta observação está relacionada à propagação de anomalias tropicais vindas do Oceano Pacífico equatorial. O estudo também mostrou que a OMJ modula a intensidade da ZCAS com persistência maior que três dias. A fase da OMJ caracterizada pela supressão da atividade convectiva sobre a Indonésia e convecção sobre o Pacífico Central aumenta o percentil de 95% de precipitação diária sobre o norte/nordeste do Brasil, enquanto que características opostas são observadas durante a fase da OMJ com acentuada

convecção sobre a Indonésia e supressão de convecção sobre o Pacífico Central.

Jones et al. (2004) estudaram a relação entre a propagação para leste da OMJ e ocorrências globais de precipitação extrema. Os resultados mostraram uma frequência mais alta de extremos sobre o Oceano Índico, Indonésia e Pacífico Oeste durante períodos ativos da OMJ do que durante períodos de supressão de convecção. Constatou-se também que a região leste da AS exhibe sinais robustos de um aumento na frequência de extremos durante situações da fase favorável à convecção associada a OMJ.

Eventos extremos de precipitação associados à modulação por fenômenos de escalas interanuais (maior que 370 dias) e intrasazonal (20-90 dias) foram estudados por Muza e Carvalho (2006). Com relação à variabilidade intrasazonal, o estudo mostrou que extremos de chuva estiveram mais associados à fase em que há fraca atividade convectiva na Indonésia e acentuada convecção na AS. Eventos extremos intrasazonais de chuva (seca) foram associados a uma intensificação da componente zonal do vento de oeste (leste) em 200 hPa, associado a propagação de um trem de ondas de latitudes médias em escala intrasazonal modulando a variabilidade espacial destes eventos. Em baixos níveis, o trem de ondas atua no transporte de umidade da Bacia Amazônica para Sudeste ou Sul do Brasil. No verão, as características da atmosfera em altos e baixos níveis, a leste da América do Sul têm papel fundamental na gangorra de precipitação na AS, inclusive o centro-sul da Amazônia, devido às anomalias intrasazonais ciclônicas ou anticiclônicas das circulações sobre o sudeste e sul do Brasil.

Carvalho et al. (2011) investigaram o transporte de umidade sobre a escala intrasazonal na AS e na região da ZCAS durante o SMAS. Para isto, os autores utilizaram a técnica estatística de EOF combinada de precipitação, temperatura, umidade e anomalias de circulação sobre a AS tropical e subtropical considerando o período de dezembro a fevereiro de 1979-2007. O

primeiro modo da EOF foi considerado um índice de grande escala para a monção na AS, enquanto que o segundo modo caracterizou a ZCAS. As acentuadas amplitudes da atividade continental do SMAS são associadas com anomalias do fluxo de umidade vindo do noroeste e cruzando o equador para a região da Amazônia e Brasil Central. O escoamento equatorial nestas regiões está associado à variações sazonais na precipitação sobre a AS. Este fluxo cruzando o equador exerce um importante papel para a mudança nos fluxos de umidade que acentuam a convecção sobre a porção central e leste do Brasil, na escala intrasazonal. Por outro lado, acentuadas amplitudes da atividade convectiva na escala intrasazonal associada com eventos de ZCAS estão relacionados à atuação do padrão de teleconexão do tipo PSA. Além disso, o transporte de umidade cruzando o equador ocorre em combinação com o transporte para a região do Atlântico tropical oeste através da propagação de trens de ondas de latitudes médias. Os eventos encontrados neste estudo indicam a importância de ambas às fontes de umidade, tanto na região Amazônica quanto o Oceano Atlântico para a acentuada atividade convectiva no leste da AS.

2.3. O método estatístico POP - Padrão de Oscilação Principal (do inglês - *Principal Oscillation Pattern*)

O método POP é uma poderosa ferramenta estatística utilizada para inferir as características das variações em tempo e espaço de um possível sistema complexo (HASSELMANN, 1988; VON STORCH et al., 1988; VON STORCH, 1993). A idéia básica é identificar um sistema linear com um número de poucos parâmetros livres ajustados aos dados. Assim, as características deste sistema são consideradas como sendo representativas do sistema como um todo (VON STORCH et al., 1995). Os POPs são considerados como modos normais de um sistema linear cuja matriz é estimada dos dados. A idéia é construir um modelo linear reduzido de um sistema complexo pelo ajuste de um modelo autoregressivo multivariado de primeira ordem, para um subconjunto de x variáveis (EGGER, 1999).

O POP possui vantagens com relação às outras técnicas multivariadas, como as funções ortogonais empíricas complexas (CEOF) (VON STORCH, 1993). A CEOF (WALLACE; DICKINSON, 1972; BARNETT; PREISENDORFER, 1981) são obtidas pela aplicação da técnica convencional da EOF em uma série temporal complexa cuja parte real é a própria série temporal e a parte imaginária é a transformada de Hilbert para a série temporal (VON STORCH, 1993).

A principal diferença entre CEOF e POP é a construção com a restrição de uma máxima variância explicada e mútua ortogonalidade. As características temporais, o período e o tempo de decaimento não são um resultado imediato das análises da CEOF, mas precisam ser derivados posteriormente através dos seus coeficientes temporais. Por sua vez, no método POP estas informações estatísticas já são uma saída para as análises e os seus coeficientes temporais não são ortogonais. De acordo com Von Storch (1993) esta não ortogonalidade torna a matemática envolvida no método menos elegante, porém não causa nenhuma desvantagem física. Em muitos casos, não há razão para assumir que diferentes processos geofísicos desenvolvam-se estatisticamente independentes um do outro. A fração de variância explicada pelo POP não é a ideal, sendo calculada depois das análises do POP pelos seus coeficientes temporais.

A aplicação do POP para diagnosticar a variabilidade espaço-temporal dos sistemas climáticos é ampla, tais como nos estudos da variabilidade oceânica, El Niño-Oscilação Sul (ENOS), Oscilação Ártica, ODP, OMJ, entre outros (XU, 1992; SCHNUR et al., 1993; WEISE et al., 1994; TANG et al., 1994).

2.3.1. Estudos da Variabilidade Intrasazonal com o uso do método POP

No que concerne à variabilidade intrasazonal, Von Storch et al. (1988) foram os primeiros a aplicar o método POP. Para isto, os autores, utilizaram simulações numéricas de 10 anos com o Modelo de Circulação Geral (MCG) do Centro Europeu (ECMWF). A variável utilizada refere-se ao campo de χ em 200 hPa

ao longo do equador, entre 5°N – 5°S. Antes do POP, aplicou-se a técnica da EOF na série temporal desta variável. A expansão da EOF foi truncada depois de 10 termos, a qual explicou 95% da variância total. Segundo os autores, este processo serve para remover os ruídos de pequena escala e para reduzir as dimensões do sistema. Nos resultados, encontrou-se um par dominante do POP. A escala espacial corresponde a um padrão de onda zonal 1, concordando com os outros estudos. O padrão propaga-se para leste, com um período médio de 24 dias e tempo de decaimento de 10 dias. Através das séries temporais dos coeficientes do POP construíram-se padrões de correlação e compostos associados utilizando outras variáveis tais como χ em 200 e 850 hPa, função de corrente em 200 hPa, PNM e precipitação ao longo do cinturão tropical, entre 30°S a 30°N. Os padrões de correlação e compostos exibiram praticamente as mesmas informações. Observou-se a influência da OIS na região tropical como um todo. A velocidade de propagação encontrada corresponde a aproximadamente 20 m.s⁻¹ na maior parte do globo, mas desloca-se mais lentamente nas áreas com intensa atividade convectiva (Indonésia, Pacífico Oeste e AS). Em baixos níveis os padrões lembram a resposta teórica de Gill para uma fonte de aquecimento no equador, com a presença de cavados à leste e dois ciclones em ambos hemisférios à oeste do aquecimento.

Os resultados deste estudo derivados das análises do POP foram consistentes com vários estudos sobre a OMJ (MADDEN; JULIAN, 1972; LAU; CHAN, 1985; LAU; LAU, 1986; KNUSTON; WEICKMANN, 1987) assim como os outros estudos posteriores. De acordo com von Storch et al. (1988) uma vantagem do POP é que, com este método, não é preciso especificar *a priori* a estrutura do padrão e a forma da propagação. As análises produzem padrões oscilatórios dominantes com frequências associadas, tempo de decaimento e propriedades de propagação como uma “entidade única”.

Von Storch e Xu (1990) usaram o POP para derivar um índice para a OMJ. Os autores não aplicaram nenhum filtro nos dados de χ em 200 hPa ao longo do

equador. Apenas filtraram com EOF a série espacial em funções das suas componentes principais, com remoção do ciclo anual. Encontrou-se um par dominante do POP, no qual o período de oscilação corresponde a escala intrasazonal de 44 dias e um tempo de decaimento de 13 dias. Características representativas da OMJ estão de acordo com os estudos que o antecederam (MADDEN; JULIAN, 1972; KNUSTON; WEICKMANN, 1987; VON STORCH et al., 1988). O índice da OMJ corresponde aos coeficientes temporais do POP pelo fato dos mesmos correlacionarem-se bem com outras variáveis, tais como a ROL e também por possibilitar inferir importantes características utilizando os coeficientes como um indicador do estado desta oscilação.

Sheng (1995) aplicou o método POP e realizou um estudo observacional e de simulações numéricas no Modelo de Circulação Geral (MCG) do Centro de Estudos Climáticos do Canadá. O sinal da OMJ pôde ser detectado nas integrações do modelo como o primeiro modo do POP para a variável χ em 200 hPa ao longo do equador. Avaliaram-se padrões de correlação associados com o campo de vento e altura geopotencial em altos e baixos níveis (200 e 850 hPa). Os padrões horizontais identificados pelas análises do POP lembram a resposta baroclínica do escoamento tropical para uma fonte de calor deslocando-se com a velocidade da OMJ. Em altos níveis, observou-se a propagação da energia da onda de Rossby para oeste enquanto que energia da onda de Kelvin propaga-se para leste da fonte de calor. Em baixos níveis encontrou-se um padrão essencialmente inverso, mas com uma configuração espacial mais zonal do que na alta troposfera.

Gualdi et al. (1997) avaliaram a variabilidade intrasazonal simulada por diferentes versões do Modelo de Circulação Geral (MCG) do ECHAM. Estas simulações são comparados com as análises do Centro Europeu de Previsão de Tempo a Médio Prazo (ECWMF). Para ambas situações, utilizou-se o método POP para o campo de χ em 200 hPa na escala temporal de 15 a 90 dias ao longo do equador, entre 5°N–5°S. Com os coeficientes do POP derivaram-se padrões de correlação associados e compostos para χ em 200

hPa, ROL, vento zonal na alta troposfera e divergência. Os resultados com o ECMWF concordam com os encontrados em von Storch e Xu (1990).

Anamalai e Slingo (2001) analisaram o ciclo das fases ativa e de pausa do Sistema de Monção na Ásia associada com duas escalas temporais, de 10-20 dias (chamado de modo 15) e de 30 a 60 dias (modo 40). Para isto, utilizaram o método POP nos compostos de anomalia de ROL dos dados de reanálises do ECMWF de 1979-1995 e, avaliaram a origem, propagação e atividade destes dois modos de variabilidade. No modo 40, a variância explicada foi de 22%, o período de oscilação de 40 dias e o tempo de decaimento 57 dias. No outro modo, encontrou-se um período de 17 dias e decaimento de 20 dias, com uma variância de 25%. Realizaram-se também análises de regressão do POP (com ROL filtrada) com o vento em 850 e 250 hPa e avaliaram-se os padrões de circulação associados. O modo 40 apresentou um dipolo norte-sul de convecção sobre a região da Índia e também outro dipolo entre o Pacífico Oeste configurando um padrão de quadrupolo na convecção sobre a monção da Ásia. O modo 15 por sua vez, apresentou características de variabilidade regional e orientada no sentido leste-oeste.

Yang (2009) avaliaram a variabilidade da oscilação na escala temporal entre 20 a 30 dias sobre o vale do Rio Yang-tze na China. Para investigar as características espaciais e temporais desta escala temporal, aplicou-se o método POP no campo de anomalias de altura geopotencial em 850 hPa, considerando os meses de maio a agosto de 1979-2005. Os dois modos do POP encontrados explicam 7,72% e 7,66% da variância total. Além disso, o período de oscilação associado corresponde a 25,9 e 29,7 dias com tempo de decaimento de 217,4 e 96,0 dias, respectivamente. Os campos espaciais da componente real e imaginária do primeiro modo do POP revelaram um padrão de teleconexão de trem de ondas nas latitudes médias do Hemisfério Sul com uma propagação para leste. Os padrões espaciais das componentes do POP para o segundo modo refere-se a uma estrutura de trem de ondas propagando-se desde o leste da Ásia para sul, no Pacífico Oeste tropical.

2.4. Aplicação da técnica da ondaleta no estudo da variabilidade atmosférica na AS.

A Transformada de Ondaleta (TO) tem sido usada em numerosos estudos de sistemas meteorológicos tais como na análise de escoamentos turbulentos (FARGE, 1992), frentes frias atmosféricas (GAMAGE; BLUMEN, 1993), convecção tropical (WENG; LAU, 1994), comportamento da Oscilação Sul (WANG; WANG, 1996), variabilidade do fenômeno ENOS (GU; PHILANDER, 1995; TORRENCE; COMPO, 1998), sistema monção – ENOS (TORRENCE; WEBSTER, 1999), oscilações intrasazonais (BREAKER et al., 2001; OBREGÓN, 2001; VITORINO et al., 2006; SOUZA; AMBRIZZI, 2006), entre outros. Esta técnica estatística possui vantagens com relação a outras metodologias de decomposição de sinal, como por exemplo, a Transformada de Fourier (TF). A TF fornece somente a informação das frequências existentes no sinal, porém não é possível obter a informação simultânea do período e a frequência do sinal analisado. Gabor (1946), na tentativa de resolver esta desvantagem formulou a conhecida Transformada Janelada de Fourier (TJF), na qual a série temporal é dividida em intervalos iguais e a TF é aplicada em cada um destes intervalos. No entanto, algumas desvantagens ainda continuavam sendo observadas, tais como o tamanho da janela que permanecia fixa e não possibilitava modificar o seu tamanho após o início da aplicação da TJF na série analisada. Com isto, para análises de janelas estreitas (largas), a resolução da frequência (resolução temporal) era fraca. De modo a resolver estas desvantagens, na década de 1980, o geofísico Jean Morlet e Alex Grossman, construíram bases matemáticas para a formulação da teoria da função ondaleta. Esta função possui janelas flexíveis alargando-se enquanto se analisa as baixas frequências e se estreitam para as frequências mais altas. A TO se tornou uma eficiente ferramenta para o estudo de variações locais de energia dentro de uma série temporal, pela decomposição da mesma em tempo-frequência-espço. De uma forma simplista, a TO converte um sinal em uma série de ondas pequenas, permitindo a análise da

forma das ondas delimitada tanto pela frequência como duração, sendo assim uma aproximação mais realística de sinais reais.

No que se refere ao estudo da climatologia e variabilidade atmosférica na AS, Obregon (2001), por exemplo, aplicou a TO, entre outras técnicas estatísticas, para avaliar a variabilidade da precipitação em escalas intrasazonais sobre o Brasil, considerando o período de 1979 – 1990. Os resultados apresentaram dois modos da oscilação intrasazonal no período de 20 e de 40 dias, com características distintas. O autor sugere que os mecanismos físicos relacionados com a OIS de 20 dias, deve-se à um trem de ondas do Pacífico Sul, associados com ondas baroclínicas. As regiões com influência desta oscilação foram o sul, sudeste e parte central do Brasil, concordantes com Liebmann et al., (1999); Paegle et al., (2000). A OIS de 40 dias esteve mais relacionada com oscilações de escala global e interação com maior intensidade na atmosfera tropical. As regiões com a presença desta oscilação foram leste da Amazônia, sul, sudeste e nordeste do Brasil. Ainda associado à variabilidade pluviométrica no Brasil, Souza (2003) avaliou o sinal intrasazonal, sobre o leste da Amazônia e no nordeste do Brasil, durante o outono austral de 1982 a 2001. O autor aplicou a TO nos índices pluviométricos e evidenciou a presença de picos significativos de OIS nestas duas regiões, nas escalas temporais de 20, 37 e 55 dias.

Vitorino (2003) usou a TO nos campos de ROL, PNM e de vorticidade relativa em 250 hPa durante 1979 a 1996. A autora definiu diferentes bandas de frequências e avaliou a variabilidade intrasazonal em várias sub-regiões na AS e oceanos adjacentes. Observaram-se características distintas nas escalas intrasazonais para cada sub-região estudada. De maneira geral, a Indonésia destacou-se por apresentar oscilações de ROL e de PNM em fase no período de verão e no outono do HS. No sul da Amazônia, por exemplo, mostrou-se a presença das bandas de 2-10, 10-20, 20-30 e 30-90 dias, com máximos valores de energia de ROL e de PNM nas bandas de 10-20 e 20-30 dias. Nos espectros de ROL, as sub-regiões do sudeste e nordeste apresentaram

máximos de energia nas bandas de 30-90, 20-30, 10-20 e 2-10 dias, principalmente na primavera e no verão. A região do Pacífico Leste esteve associada com as oscilações de vortacidade nas bandas de 45 e 25 dias. Durante o inverno no sul do Brasil, encontrou-se oscilação de PNM na banda de 30-90, 2-10 e 10-20 dias.

As frequências de oscilações atmosféricas para as regiões sul, sudeste e centro-oeste do Brasil, durante o inverno austral, foram detectadas por Schneider (2004). O autor aplicou a TF e TO nos dados de ROL, PNM, altura geopotencial em 500 hPa e Temperatura média do ar (TMA) à superfície. No sul do Brasil, encontraram-se oscilações de alta frequência (2 a 7 dias). Já no Centro oeste, as maiores amplitudes de ROL foram na banda de 30 a 60 dias. Por meio da TO investigou-se o espectro e a interação das escalas ao longo de uma série de eventos frios (1975, 1979 e 1994). No estudo observou-se a transferência da energia de baixa para alta frequência durante a ocorrência dos eventos frios. Constatou-se que na região sudeste do Brasil há uma interação entre as escalas semi-anual, intrasazonal e de alta frequência.

A aplicação da função ondaleta complexa de Morlet para análise da sazonalidade do sinal submensal e intrasazonal sobre a AS através de campos espaciais de ROL e vortacidade relativa troposférica foram analisados por Vitorino et al. (2006). Os resultados mostraram oscilações de 7 a 15 dias nas latitudes tropicais e extratropicais na primavera e inverno austral, indicando a importância dos distúrbios transientes. Para campos espaciais de vortacidade relativa, as intensidades de energias na porção tropical foram maiores na primavera e verão, enquanto as intensidades de energia subtropical e extratropical foram maiores no outono e inverno. A dinâmica de oscilações de 25 dias a 45 dias indica uma possível correlação com as Ondas de Rossby sobre o Oceano Pacífico Tropical Leste principalmente durante o verão. Já durante o inverno, mostrou-se que as oscilações de vortacidade de 7 dias a 15 dias são mais frequentes em latitudes mais altas e são acentuadas ao longo dos *storms tracks*. Dentro do período analisado (1979-1996) foi possível

verificar que as amplitudes de convecção nas regiões de máxima intensidade mudaram ano a ano e de estação a estação, mostrando um comportamento não periódico das oscilações submensais e intrasazonais e correlacionado fortemente com anos de ENOS.

Além disso, a TO foi aplicada por Souza e Ambrizzi (2006) para identificar os principais modos de variabilidade temporal contida nas séries de precipitação regional em áreas representativas do Brasil tropical (norte e sul do Nordeste do Brasil e regiões da Amazônia) durante os meses de janeiro a maio de 1982 – 2001. As análises da ondaleta de Morlet mostraram picos centrados na escala de 30 – 70 dias particularmente no norte do nordeste e leste e sudeste da Amazônia. Aplicou-se a técnica da EOF nas anomalias de precipitação para obter os modos dominantes regionais sobre o Brasil tropical para 14 estações chuvosas. Compostos com *lag* revelaram que a passagem da OMJ sobre a AS contribui, efetivamente, para uma considerável fração da precipitação total, em particular, sobre o NEB e sudeste da Amazônia. Uma expansão da precipitação para norte através da região tropical do Brasil é evidente durante a passagem da OMJ sobre a AS. Regionalmente, uma intensificação da precipitação no sudeste e norte do Brasil deve-se ao estabelecimento de uma banda de convecção profunda quase estacionária marcada por simultânea manifestação da ZCAS e a ZCIT. Tais mecanismos regionais estão dinamicamente embebidos dentro da propagação para leste relacionado ao envelope convectivo da OMJ ao longo da AS e Oceano Atlântico tropical. Estas características ocorrem em associação com uma significativa evolução intrasazonal do vento em baixos níveis e padrões de TSM no Oceano Atlântico, incluindo uma coerente conexão com a circulação atmosférica, atividade convectiva sobre a AS e precipitação sobre os trópicos do Brasil.

Recentemente, Reboita et al. (2006) aplicaram a TO para determinar as escalas temporais mais significativas na variabilidade climática do município de Rio Grande, no sul do Brasil. Os dados utilizados foram coletados numa estação meteorológica convencional durante o período de 1990-2001. Os

períodos associados com intensa energia da ondaleta foram selecionados e relacionados à atuação de fenômenos atmosféricos, tais como a passagem de massas de ar, sistemas frontais, bloqueios atmosféricos, atuação da OMJ e do fenômeno ENOS. Através da análise de variância de ondaleta pôde-se concluir que o ciclo anual é o responsável pela maior modulação das séries temporais no extremo sul do Brasil, juntamente com a variabilidade causada pelas massas de ar e sistemas frontais.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

Neste capítulo são descritos os dados utilizados e as ferramentas estatísticas aplicadas para diagnosticar as características dos modos de variabilidade das oscilações atmosféricas que atuam na ASI.

3.1. Dados

Para uma análise regional (180°W - 0°W; 30°N - 40°S) da variabilidade intrasazonal na escala de 30 a 70 dias foram utilizados dados diários de Radiação de Onda Longa (ROL) medidos por satélite de órbita polar e obtidos do *National Oceanic and Atmospheric Administration* – NOAA. Estes dados estão interpolados e dispostos em uma grade de 2,5° x 2,5° lat/long disponíveis em http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.interp_OLR.html. Detalhes desse conjunto de dados foram documentados por Liebmann e Smith (1996). Considerou-se o período de outubro a março (ONDJFM) de 1979-2008.

Utilizaram-se também dados de precipitação diária com resolução de 1°x1° de lat/long obtidos do *Climate Prediction Center* (CPC)/NOAA, interpolados através do esquema modificado de Cressmann (1959) (GLAHN et al., 1985; CHARBA et al., 1992). Os dados do CPC têm um controle de qualidade dos dados de precipitação e um sistema de análises (HIGGINS et al., 2000). As principais fontes utilizadas pelo CPC/NOAA são 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) juntamente com o Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) e Instituto tecnológico do Paraná (SIMEPAR). Maiores detalhes desta fonte de dados pode ser vista em Shi et al. (2000) e Silva et al. (2007). Considerou-se o período disponível dos dados durante 1979-2006.

De modo a identificar subjetivamente os sistemas atmosféricos atuantes na AS e vizinhanças durante a análise da variabilidade intrasazonal na região, analisou-se imagens de satélite geoestacionários, no canal infravermelho, disponíveis em www.ncdc.noaa.gov/gibbs.

Para uma avaliação global das oscilações atmosféricas (entre as latitudes de 40°N-60°S), foram utilizados dados diários da componente meridional (u) e zonal (v) do vento em 250 e 850 hPa das reanálises do NCEP/NCAR (KALNAY et al., 1996), e em pontos de grade de 2,5° x 2,5° lat/long. O período de estudo é de 1979-2008. Com as componentes u e v do vento calculou-se o potencial de velocidade (χ) em altos níveis, conforme mostrado mais adiante. Além disso, estas variáveis foram aplicadas para análises de regressões na alta e baixa troposfera.

3.2. Metodologia

3.2.1. Análise por Ondaletas

Na etapa inicial do estudo, aplicou-se a TO à série temporal de dados diários de ROL. A TO é uma ferramenta estatística que permite detectar, analisar e caracterizar as escalas temporais de oscilações não estacionárias o que se torna vantajosa com relação a TF, a qual limita-se somente à análise de sinais estacionários. A TO tornou-se uma ferramenta muito utilizada para a análise de variações locais de energia dentro de uma série temporal, decompondo-a em tempo-frequência-espaco. O termo ondaleta refere-se a um conjunto de pequenas ondas formadas por dilatação e translação de uma única função, $\psi(t)$ e variável real t . Para que uma função seja denominada de ondaleta é necessário satisfazer as seguintes propriedades (DAUBECHIES, 1992):

- 1) Suporte Compacto: $\psi(t) \rightarrow 0$ rapidamente quando $t \rightarrow 0$. Esta propriedade assegura que a função ondaleta tenha um decaimento rápido de amplitude (e *–folding time*), o que garante boa localização espacial.

2) Admissibilidade: a função ondaleta deve possuir média nula, ou seja, $\int_{-\infty}^{+\infty} \psi(t) dt = 0$. Esta propriedade garante o caráter ondulatorio.

3) Energia finita – esta propriedade implica que $\int_{-\infty}^{+\infty} |\psi(t)|^2 dt < \infty$, o que a torna importante na reconstrução do sinal, devido a conservação de energia.

A função ondaleta pode ser expressa por:

$$\psi_{ab} = \frac{1}{\sqrt{a}} \psi\left(\frac{t-b}{a}\right) \quad (3.1)$$

em que $\psi(t)$ refere-se a ondaleta mãe e as funções derivadas são chamadas de ondaletas filhas. O termo “a” (>0) refere-se a escala temporal da perturbação e durante a contração (dilatação), “a” aumenta (diminui). O termo “b” corresponde aos diferentes instantes ao longo do tempo. As ondaletas filhas são geradas do seguinte modo:

Translação $\psi_b(t) = \psi_0(t-b) \quad (3.2)$

Escalonamento $\psi_a(t) = \frac{1}{\sqrt{a}} \psi\left(\frac{t}{a}\right) \quad j \neq 0 \quad (3.3)$

A decomposição do sinal original da série temporal em diferentes componentes localizadas no tempo e frequência é realizada pela aplicação sucessiva da TO em diversos valores de b e a (BARBOSA; BLITZKOW, 2008). A transformada de ondaletas contínua (TOC) de uma série temporal, $f(t)$, com períodos de tempo constantes dt , é definida como a convolução de $f(t)$ com o complexo conjugado da ondaleta mãe, escalonada, normalizada e expressa por:

$$W_{(a,b)}(t) = \frac{1}{\sqrt{a}} \int f(t) \psi_0^* \left(\frac{t-b}{a} \right) dt, \quad a \neq 0 \in \mathfrak{R}, b \in \mathfrak{R}. \quad (3.4)$$

O coeficiente $1/\sqrt{a}$ corresponde a um fator de normalização para cada uma das ondaletas filhas, de forma a manter a mesma energia da ondaleta principal. Pelo fato da função de ondaleta $\psi(t)$ ser em geral complexa, o mesmo ocorre para a TO, $W_{(a,b)}(t)$. Um valor complexo de ondaleta fornece importantes informações como o módulo, o qual dá a densidade de energia; a fase que detecta singularidades e medidas instantâneas de frequência. A Transformada de ondaleta, $W_{(a,b)}(t)$, pode ser dividida em parte real $R\{W_{(a,b)}(t)\}$ e imaginária $I\{W_{(a,b)}(t)\}$. Tem-se, também:

$$\text{Amplitude : } |W_{(a,b)}(t)| \quad (3.5)$$

$$\text{Fase: } \tan^{-1} [I\{W_{(a,b)}(t)\} / R\{W_{(a,b)}(t)\}] \quad (3.6)$$

$$\text{Espectro de potência da ondaleta: } |W_{(a,b)}(t)|^2 \quad (3.7)$$

O espectro de potência é uma medida da variância da série temporal em cada tempo b e em cada escala a e seus picos apresentam a concentração da potência (variância) no domínio tempo-período. O espectro global da ondaleta, mais conhecido como *Global Wavelet Spectrum (GWS)* pode ser obtido a partir da variância do valor absoluto ao quadrado do coeficiente de ondaleta, da série temporal em cada escala de tempo (TORRENCE; WEBSTER, 1999). Através do GWS se obtém um realce das escalas resolvidas pela ondaleta, em que a variabilidade é relativamente alta.

Na literatura existem muitas funções utilizadas para gerar ondaletas (DAUBECHIES, 1992; FOUFOULA-GEORGIU; KUMAR, 1994). A escolha da ondaleta mãe a ser utilizada deve ser feita de maneira que a mesma possua

características similares ao sinal que se deseja estudar, tal como assimetria e variação brusca ou suave no tempo (WENG; LAU, 1994). Neste trabalho a função ondaleta utilizada é a de Morlet. Esta ondaleta é complexa e adequada para capturar variações nas periodicidades dos sinais geofísicos. Ela possibilita a análise de um sinal $f(t)$ em cada instante t sobre um intervalo de escala “a”. A função básica de Morlet é dada pela seguinte expressão:

$$\psi(t) = \pi^{-1/4} e^{i\omega_0 t} e^{-t^2/2} \quad (3.8)$$

representando uma onda plana modulada por uma Gaussiana. O termo t refere-se a cada valor da série temporal e ω_0 representa a frequência adimensional, geralmente considerado o valor de $\omega_0 = 6$ (TORRENCE; COMPO, 1998). A TO da Função Base de Morlet é capaz de decompor e descrever a função $f(t)$ no domínio da frequência, de forma a possibilitar a análise desta função em diferentes escalas de frequência e tempo:

$$W_{a,b}\left(\frac{t-b}{a}\right) = \frac{\pi^{-1/4}}{\sqrt{a}} \int_{t=-\infty}^{+\infty} f(t) e^{i\omega_0\left(\frac{t-b}{a}\right)} e^{-1/2\left(\frac{t-b}{a}\right)^2} dt \quad (3.9)$$

O espectro da ondaleta de uma série temporal representa uma função de duas variáveis (frequência e tempo). Dessa forma, utilizaram-se mapas de contornos para a sua representação gráfica. Esse tipo de visualização do espectro mostra as mudanças temporais da amplitude dos coeficientes das ondaletas e suas frequências características. A análise da amplitude das ondaletas foi feita em escala logarítmica.

3.2.1.1. **Análise da variabilidade atmosférica com o uso da técnica de ondaleta**

Avaliaram-se séries temporais de dados diários de ROL por meio da técnica de ondaleta utilizando um software em IDL (*Interactive Data Language*). Utilizaram-se as séries temporais de ROL em cada ponto de grade da área de estudo para a obtenção do escalograma ou espectro global de ondaletas (GWS). O GWS pode ser obtido de várias formas tais como escalograma de frequências em termos de potência ou magnitude. Posteriormente, calcularam-se em cada ponto de grade as médias da escala temporal entre 30 e 70 dias, as quais serviram de base para a espacialização temporal dessa banda de frequência.

Para caracterizar o comportamento médio das escalas de interesse, os dados foram filtrados tal que as séries temporais reconstruídas são constituídas da soma das partes reais da transformada da ondaleta sobre todas as escalas (ver equação 29 de TORRENCE; COMPO, 1998).

$$x_n = \frac{\delta_j \delta^{1/2}}{C_\delta \psi_0(0)} \sum_{j=0}^J \frac{\Re\{W_n(s_j)\}}{s_j^{1/2}} \quad (3.10)$$

onde δ é a função delta (FARGE, 1992), $\psi_0(0)$ é o fator de remoção da escala de energia, $s_j^{1/2}$ converte a transformada da ondaleta por meio da função $\psi_0(\eta)$ enquanto que o fator C_δ origina-se da reconstrução de uma função delta.

Após este procedimento, utilizou-se o aplicativo GRADs (*Grid Analysis and Display System*) para a análise dos campos espaciais do GWS de ROL na escala de 30 a 70 dias. As análises do sinal de energia de ROL foram realizadas considerando o período chuvoso (estação ativa) na AS. Este período corresponde aos meses de outubro a março (ONDJFM), por englobar grande parte do início e fase madura da estação chuvosa nas regiões da Amazônia,

porção central e sudeste do Brasil (KOUSKY, 1988; HOREL et al., 1989; MARENGO et al., 2001; GAN et al., 2004; VERA et al., 2006).

Inicialmente, com o GWS, avaliou-se o comportamento médio espacial das anomalias de ROL filtradas, durante a estação ativa e comparou-se com a climatologia desta variável. Realizou-se também uma análise mensal através do GWS e da amplitude da ondaleta durante a estação ativa. Deste modo foi possível verificar a evolução mensal da OIS na AS e vizinhanças. Para avaliar a variabilidade média dos campos espaciais do GWS e da amplitude da ondaleta sem distinguir anos de El Niño e de La Niña, realizaram-se testes de hipóteses do campo das diferenças dos compostos. Compostos dos campos espaciais diários do GWS foram gerados para anos de El Niño (1982/83, 1986/87, 1987/88, 1991/92, 1994/95, 1997/98, 2002/03, 2004/05, 2006/07), La Niña (1984/85, 1988/89, 1995/96, 1998/99, 1999/00, 2000/01, 2007/08) e anos neutros. Analisando-se os resultados do teste t Student, a 90% de significância, não se observou diferenças significativas na região da AS entre os compostos de anos normais e anos de episódios do ENOS. Diferenças significativas ocorreram no Oceano Pacífico próximo a área da ZCPS. Assim, as atuações de episódios de El Niño e La Niña não revelam impactos na porção sudeste da AS quando se considera a escala intrasazonal (Ver Apêndice A). Deste modo, optou-se por manter a análise do comportamento médio da OIS sem distinguir os anos de ocorrência do fenômeno ENOS.

Após avaliar os campos espaciais da amplitude da ondaleta na estação chuvosa (ONDJFM), selecionou-se uma área em que se identificou máxima variância. Como será visto nos resultados, esta área corresponde a uma porção sudeste do Brasil, delimitada por $17,5^{\circ} \text{ S} - 22,5^{\circ} \text{ S}$; $47,5^{\circ} \text{ W} - 42,5^{\circ} \text{ W}$. Para esta região, realizou-se uma avaliação detalhada de séries temporais das anomalias filtradas de ROL juntamente com anomalias diárias da mesma variável e precipitação diária observada. O cálculo das anomalias diárias de ROL foi realizado calculando-se primeiramente a média diária durante o

período de estudo (ONDJFM de 1979-2008) e assim obtendo-se as anomalias subtraindo-se os valores observados dos respectivos valores médios diários.

Por meio das anomalias das séries filtradas de ROL juntamente com as outras variáveis, identificaram-se os eventos mais significativos da OIS na região sudeste do Brasil. Dentre as 29 estações ativas, foram avaliados 40% dos casos, considerados como mais significativos resultando em 12 estações em que ocorreu pelo menos um evento da OIS com amplitudes inferiores a 70 W/m^2 . Além disso, avaliou-se a variabilidade média do GWS do campo de ROL para estas 12 estações ativas. Para realizar uma climatologia dos sistemas de tempo atuantes durante a fase favorável da OIS, considerou-se um limiar nas séries temporais com pelo menos um evento da OIS com amplitude inferior a 60 W/m^2 , o que resultou em 19 estações ativas (65% dos casos). Através de imagens de satélite geoestacionário e por análise meteorológica identificaram-se os sistemas de tempo atuantes durante a fase favorável à convecção da OIS.

3.2.2. Análise de Componentes Principais (CP)

Neste estudo a técnica das CP foi aplicada nos dados de χ em 250 hPa ao longo do globo, precedendo a análise com o método POP. Maiores detalhes são descritos na secção 3.2.2.1.

De modo geral a aplicação da técnica da CP servirá como um filtro retendo a maior parte da variância do sinal e eliminando ruídos (VON STORCH et al., 1988; 1995). De acordo com diversos trabalhos que aplicaram esta técnica, a mesma permite reduzir um grande conjunto de variáveis para um menor conjunto e mais significativo o qual facilita sua interpretação. A análise da CP é utilizada para a obtenção dos principais padrões espaciais de variabilidade.

As CP são obtidas de forma que as mesmas não sejam correlacionadas (ortogonais). Além disso, elas são derivadas em ordem decrescente da explicação da variância total. De maneira sucinta, a formulação matemática da

EOF consiste em determinar uma transformação linear T a partir de um conjunto D de duas variáveis, de modo que T tenha a máxima variância de todas as transformações lineares, ou seja:

$$\text{var}(DT) = \max \quad (3.11)$$

Seja D um conjunto de dados de duas variáveis (m=2) e T as transformações, o conjunto de dados transformados é

$$Z = D\vec{T} \quad (3.12)$$

$$\text{var}(Z) = \frac{\Sigma(Z)^2}{n-1} = \frac{Z'Z}{n-1} = \frac{(DT)'(DT)}{n-1} = \frac{T'D'DT}{n-1} \quad (3.13)$$

Através da expressão $C = \frac{D'D}{n-1}$ pode-se obter a matriz de covariância C dos dados originais D, de modo que a Eq. 3.11 seja reescrita como:

$$\text{var}(Z) = T'CT = \max \quad (3.14)$$

Os termos Z^t , D^t e T^t são as matrizes transpostas de Z, D e T, respectivamente. Multiplicando T^t por T obtém-se a matriz identidade I resultando na condição de ortogonalidade dos elementos da matriz T:

$$e_i \cdot e_j = e_i^t \cdot e_j^t = \begin{cases} 1 & \text{para } i = j \\ 0 & \text{para } i \neq j \end{cases} \quad (3.15)$$

Considerando a função:

$$F(T) = T^t C T - \lambda(T^t T - 1) \quad (3.16)$$

pode-se fazer a maximização do termo $T^t C T$ em (3.14), sendo λ o multiplicador Lagrangeano. Derivando parcialmente a função $F(T)$, obtem-se a maximização $F(T) = \text{var}(Z)$.

$$\begin{aligned} \frac{\partial F}{\partial T} &= 2CT - 2\lambda T \\ 2CT - 2\lambda T &= 0 \\ CT - \lambda T &= CIT - \lambda IT \\ (C - \lambda I)T &= 0 \end{aligned} \quad (3.17)$$

A maximização da variância se resume em um problema de autovetor/autovalor. Para obter a equação característica, determinar os valores de λ e posteriormente os elementos de T , calcula-se o determinante:

$$|C - \lambda I|T = 0 \quad (3.18)$$

Os autovetores da matriz T são representados pelas colunas e_1, e_2, \dots, e_m . Os mesmos são os coeficientes de cada uma das componentes principais os quais representam os padrões espaciais (*loadings*) com a variância (correlação) maximizada para todo domínio temporal dos dados originais. Os autovalores λ s seguem a ordem decrescente $\lambda_1 \geq \lambda_2 \geq \dots \geq \lambda_m$. Maiores detalhes desta técnica pode ser vista em Jolliff (1986), Jackson (1991), entre outros.

3.2.2.1. **Análise da variabilidade atmosférica através da técnica das CP**

Através das componentes u e v em 250 hPa calculou-se χ utilizando o software GRADs. Essa componente divergente do vento é definida como:

$$V_\chi = \nabla \chi \quad (3.19)$$

Onde χ é o potencial de velocidade.

Pode ser mostrado que a divergência da componente divergente é expressa por:

$$\nabla_{\chi} \cdot \mathbf{V}_{\chi} = \nabla^2 \chi \quad (3.20)$$

Aplicou-se a técnica das CP para obter os modos dominantes de variabilidade para o campo global de χ em 250 hPa entre 40°N - 60°S. Tal análise foi realizada individualmente, de 10 em 10 anos, por um período de 30 anos sem filtragem do sinal, considerando os valores diários de χ . A aplicação da técnica das CP precedeu a aplicação do POP, a qual a qual é uma ferramenta estatística utilizada para identificar os modos oscilatórios dominantes. Antes de aplicar o POP deve-se realizar uma expansão da CPs de modo a suprimir ruídos de pequena escala e reduzir as dimensões do sistema. A expansão foi truncada depois de 10 termos os quais explicam 76%, 73,6% e 76,6% da variância total no período de 1979/88, 1989/98 e 1999/2008, respectivamente.

3.2.3. Padrão de Oscilação Principal (POP) - Formulação matemática

Nas análises do POP um autovetor fisicamente significativo de uma matriz, constitui um POP complexo, cujas componentes real e imaginária descrevem o padrão de um modo de oscilação particular. O período de oscilação deste modo de oscilação pode ser determinado através do correspondente autovalor. Os coeficientes das séries temporais formam um índice bivariado monitorando a oscilação durante todo o período considerado (SHENG, 1995).

Os POPs de um determinado conjunto de dados podem ser obtidos considerando um sistema simples com duas variáveis x_1 e x_2 obedecendo a equação dinâmica linear (HASSELMANN, 1988):

$$\frac{dx_1}{dt} = L_1(x_1, x_2), \quad \frac{dx_2}{dt} = L_2(x_1, x_2) \quad (3.21)$$

onde L_1 e L_2 são funções lineares. A forma discretizada da Eq. (3.21) pode ser expressa por:

$$\begin{aligned}x_1(t+1) &= a_{11}x_1(t) + a_{12}x_2(t) \\x_2(t+1) &= a_{21}x_1(t) + a_{22}x_2(t)\end{aligned}\tag{3.22}$$

onde a_{ij} são parâmetros.

No caso de um sistema de equação dinâmica linear de primeira ordem, de variável m , a Eq. (3.22) pode ser escrita como:

$$\frac{dx}{dt} - Ax = 0\tag{3.23}$$

Desta forma, a evolução de x ocorre por meio da matriz A . Se x tem dimensão $m \times 1$ então A tem dimensão $m \times m$. Geralmente, A é uma matriz real, mas não simétrica (e assim $A \neq A^T$).

a) Estimativa dos autovalores e autovetores complexos

A matriz A da Eq.3.23 satisfaz um problema de autovalores e autovetores. Dessa forma, uma matriz coluna x não nula de ordem $n \times 1$ é um autovetor de uma matriz A se existir um número real ou complexo λ tal que:

$$AX = \lambda X\tag{3.24a}$$

ou

$$Ap_i = \lambda_j p_j\tag{3.24b}$$

onde p são os autovetores de A e os quais não dependem do tempo. Por outro lado, os autovetores são ortogonais se os autovalores $\{\lambda_j\}$ são distintos. Existem m autovalores e se todos forem distintos, existe uma ortogonalidade.

Para cada λ_j existe um único autovetor P_j o qual é ortogonal a outro autovetor p_j sempre que $i \neq j$.

Isolando x (3.24a), obtêm a seguinte equação característica:

$$(A-\lambda I)X = 0 \quad (3.25)$$

o qual é um sistema linear homogêneo em x . Este sistema linear terá soluções diferentes de zero se e somente se $\det(A-\lambda I)=0$. Os valores de λ que satisfazem esta equação são denominados autovalores da matriz A . Uma vez determinado os autovalores, podem-se obter os autovetores associados. Para exemplificar, considere uma matriz hipotética A com os coeficientes:

$$A = \begin{pmatrix} 0 & \beta \\ -\beta & 0 \end{pmatrix} \quad \text{e} \quad \beta \neq 0$$

Por meio da equação característica (3.25), tem-se:

$$A - \lambda I = \begin{pmatrix} 0 & \beta \\ -\beta & 0 \end{pmatrix} - \lambda \begin{pmatrix} 1 & 0 \\ 0 & 1 \end{pmatrix}$$

$$A - \lambda I = \begin{pmatrix} -\lambda & \beta \\ -\beta & -\lambda \end{pmatrix}$$

Solucionando o polinômio característico, obtém-se:

$$\det(A - \lambda I) = (-\lambda)(-\lambda) - (\beta)(-\beta)$$

$$\lambda^2 + \beta^2 = 0$$

$$\lambda^2 = -\beta^2$$

$$\lambda = \pm \sqrt{-\beta^2}$$

$$\lambda = \pm i\beta$$

As raízes resultantes são autovalores complexos. Para encontrar os autovetores associados, substituem-se os autovalores na Eq.(3.25). Assim, para o autovalor $\lambda=i\beta$, tem-se:

$$\begin{pmatrix} -i\beta & \beta \\ -\beta & -i\beta \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x \\ y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 \\ 0 \end{pmatrix}$$

$$-i\beta x + \beta y = 0$$

$$-\beta x - i\beta y = 0$$

$$\beta y = i\beta x$$

Se $x=1$ tem-se $y = i$ e o autovetor complexo para $\lambda=i\beta$ é $(x,y) \rightarrow (1,i)$.

Sabendo que a solução geral do sistema linear é:

$$X(t) = e^{\lambda t} X \quad (3.26)$$

tem-se:

$$X(t) = e^{i\beta t} \begin{pmatrix} 1 \\ i \end{pmatrix} \quad (3.27)$$

a qual é uma solução complexa para o sistema linear homogêneo $X'=AX$.

Em geral, para uma solução complexa utiliza-se a fórmula de Euler:

$$e^{i\beta t} = \cos\beta t + i \operatorname{sen}\beta t, \quad (3.28)$$

e reescreve-se a solução (3.27) como:

$$X(t) = \begin{pmatrix} \cos \beta t + i \operatorname{sen} \beta t \\ i(\cos \beta t + i \operatorname{sen} \beta t) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos \beta t + i \operatorname{sen} \beta t \\ -\operatorname{sen} \beta t + i \cos \beta t \end{pmatrix}$$

Separando $X(t)$ nas componentes real e imaginária tem-se:

$$X(t) = X_{\operatorname{Re}}(t) + iX_{\operatorname{Im}}(t) \quad (3.29)$$

onde

$$X_{\text{Re}}(t) = \begin{pmatrix} \cos \beta t \\ -\text{sen } \beta t \end{pmatrix}, \quad X_{\text{Im}}(t) = \begin{pmatrix} \text{sen } \beta t \\ \cos \beta t \end{pmatrix} \quad (3.30)$$

b) Diagonalização da matriz A

Quando a matriz A não for diagonal o sistema é dito acoplado, isto é, existe uma dependência explícita de alguma variável com relação à outra. No caso em que A não é diagonal pode-se diagonalizar a matriz por meio de seus autovalores e autovetores, Na Eq.(3.23) o sistema é acoplado e os autovalores de A são distintos. Deste modo, considerando a definição de autovalores (3.24b) e sendo P uma matriz nxn cujas colunas são os n autovetores de A, tem-se:

$$P = [p_1, p_2, \dots, p_m]$$

Pode-se definir $AP=P\Lambda$, onde Λ é a matriz diagonal, tal que:

$$\Lambda = \begin{bmatrix} \lambda_1 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & \lambda_2 & 0 & \dots \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & \dots & 0 & \lambda_m \end{bmatrix}$$

Como os autovetores são linearmente independentes uma vez que os autovalores são distintos, a matriz diagonal pode ser representada por $P^{-1}AP = \Lambda$, sendo $P^{-1}P = I$ (matriz identidade).

c) Estimativa dos coeficientes dos POPs

Aplicando o inverso da matriz P (P^{-1}) na Equação (3.23), tem-se:

$$P^{-1}x(t+1) = P^{-1}Ax(t) \quad (3.31)$$

e substituindo $A = \Lambda = AP P^{-1}$:

$$P^{-1}x(t+1) = P^{-1}APP^{-1}x(t) \quad (3.32)$$

Denominando $z = P^{-1}x$ (3.33)

e, em uma nova representação, a Eq. (3.31) torna-se:

$$z(t+1) = \Lambda z(t) \quad (3.34)$$

Aplicando P na Equação (3.33):

$$Pz = PP^{-1}x$$

e sendo $PP^{-1} = I$, a transformada inversa pode ser expressa por:

$$x(t) = Pz(t), \quad (3.35)$$

Como discutido anteriormente, a ortogonalidade dos autovetores é importante, pois qualquer estado do sistema pode ser representado como um somatório dos autovetores. Deste modo, a evolução de um estado pode ser expressa de maneira unívoca utilizando as funções base ortogonais. Assim, a Eq.3.35 pode ser definida por:

$$x(t) = \sum_{j=1}^m p_j z_j(t) \quad (3.36)$$

em que a evolução do sistema descrito pela variável x está contida nos coeficientes de expansão $z_j(t)$. Nesta equação, p_j é o autovetor complexo e denominado como POP e z_j é o coeficiente do POP.

O produto interno utilizando a matriz A é definida por:

$$\left\langle A \vec{f}, \vec{g} \right\rangle = \left\langle \vec{f}, A^+ \vec{g} \right\rangle \quad (3.37)$$

onde A^+ é o adjunto de A . Os vetores f e g estão no mesmo espaço de x , desta forma:

$$\vec{f} = \sum_j f_j \vec{p}_j \quad (3.38)$$

$$\vec{g} = \sum_j g_j \vec{p}_j \quad (3.39)$$

A matriz adjunta possui autovetores e autovalores os quais são definidos como:

$$\vec{p}_a A^+ = \bar{\lambda} \vec{p}_a \quad (3.40)$$

Sendo todos os $\{\lambda\}$ distintos, pode-se utilizar p_a para expandir f e g , na forma:

$$\vec{f}^T = \sum_k \bar{f}_k \vec{p}_a^k \quad (3.41)$$

$$\vec{g}^T = \sum_k \bar{g}_k \vec{p}_a^k \quad (3.42)$$

Com a condição que:

$$\left\langle \vec{p}_a^k, \vec{p}_a^j \right\rangle = \delta_{kj} = \begin{cases} 1, & k = j \\ 0, & k \neq j \end{cases} \quad (3.43)$$

Assim, se:

$$\vec{x} = \sum_j p^j z_j(t) \Rightarrow (\vec{p}_a)_{ixn} (\vec{x})_{nx1} = \sum_j (\vec{p}_a)_{ixn} (p^j z_j(t))_{nx1}$$

ou

$$\vec{p}_a^k \vec{x} = \sum_j p_a^k z_j(t) \vec{p}_a^j = \sum_j z_j(t) p_a^k \vec{p}_a^j = z_k \quad (3.44)$$

Desta forma, $z_j(t)$ é a projeção de x no autovetor p_j . Esta projeção ocorre por

meio do adjunto $\left. \begin{matrix} \rightarrow k \\ p_a \end{matrix} \right|_{k=i}$

Voltando a Eq.3.23,

$$x(t+1) = Ax(t) = A \left(\sum_j p_j z_j(t) \right) = \sum_j (Az_j(t) p_j)$$

$$x(t+1) = \sum_j \lambda_j z_j(t) p_j \tag{a}$$

mas como $x(t+1)$ está no espaço de x então:

$$x(t+1) = \sum_j z_j(t+1) p_j \tag{b}$$

utilizando (a) e (b) , tem-se que:

$$z_j(t+1) p_j = \lambda_j z_j(t) p_j \tag{3.45}$$

Para $t=0$, tem-se:

$$(3.45a) \quad t=0 \quad z_j(t=1) p_j = \lambda_j z_j(t=0) p_j$$

$$(3.45b) \quad t=1 \quad z_j(t=2) p_j = \lambda_j z_j(t=1) p_j$$

$$(3.45n) \quad t=n \quad \dots \quad z_j(t=n+1) p_j = \lambda_j z_j(t=n) p_j$$

Assim, conhecendo-se $z_j(t=0)=z_0=1$ pode-se obter $z_j(m)$ utilizando o produto de 3.45a, 3.45b,..., 3.45n

$$z_j(m) p_j = \lambda_j^m z_j(t=0) p_j = \lambda_j^m p_j \tag{3.46}$$

Se a matriz A for real os autovetores ocorrem em pares de conjugados complexos. A evolução de um processo no espaço real será representada por P(t):

$$P(t)=z(t)p+[z(t)p]^* \quad (3.47)$$

Pela propriedade dos números complexos:

$$P(t)=z(t)p+[z(t)]^*.p^*$$

sendo $p=p^r+ip^i$ e considerando $2z(t) = z^r(t)-iz^i(t)$ (VON STORCH et al., 1995)

$$\begin{aligned} P(t) &= \frac{1}{2}(z^r - iz^i)(p^r + ip^i) + \frac{1}{2}(z^r + iz^i)(p^r - ip^i) \\ P(t) &= \frac{1}{2}[(z^r p^r + z^i p^i) + i(z^r p^i - z^i p^r)] + \frac{1}{2}[(z^r p^r + z^i p^i) + i(z^i p^r - z^r p^i)] \\ P(t) &= \frac{1}{2}(z^r p^r + z^i p^i) + \frac{1}{2}(z^r p^r + z^i p^i) \\ P(t) &= z^r p^r + z^i p^i \\ P(t) &= z^r(t)p^r + z^i(t)p^i \end{aligned} \quad (3.48)$$

Mas da Eq. 3.46

$$\begin{aligned} z_j(t)p_j &= \lambda_j^t p_j \\ e \quad \lambda &= \rho e^{-i\eta} = \rho(\cos \eta - i \sin \eta) \end{aligned} \quad (3.49)$$

$$\begin{aligned} \lambda^t &= \rho^t(\cos \eta t - i \sin \eta t) \\ \lambda^t &= \lambda^r + i \lambda^i \end{aligned} \quad (3.50)$$

onde $\lambda^r = \rho^t \cos \eta t$ e $\lambda^i = -\rho^t \sin \eta t$

Da Eq. 3.46 tem-se:

$$\begin{aligned} z^r(t)p^r &= \lambda^r p^r \\ z^i(t)p^i &= \lambda^i p^i \end{aligned}$$

Logo:

$$P(t) = \lambda^r p^r + \lambda^i p^i \quad (3.51)$$

$$P(t) = \rho^t (\cos \eta t) p^r - \rho^t (\text{sen} \eta t) p^i \quad (3.52)$$

$$P(t=0) = \rho^0 (\cos(0) p^r - \text{sen}(0) p^i) = p^r$$

$$P(t = \frac{\pi}{2\eta}) = \rho^{\pi/2\eta} \left(\cos(\frac{\pi}{2}) p^r - \text{sen}(\frac{\pi}{2}) p^i \right) = \rho^{\pi/2\eta} (-p^i)$$

$$P(t = \frac{\pi}{\eta}) = \rho^{\pi/\eta} (\cos(\pi) p^r - \text{sen}(\pi) p^i) = \rho^{\pi/\eta} (-p^r)$$

$$P(t = \frac{3\pi}{2\eta}) = \rho^{3\pi/2\eta} \left(\cos(\frac{3\pi}{2}) p^r - \text{sen}(\frac{3\pi}{2}) p^i \right) = \rho^{3\pi/2\eta} (p^i)$$

Para $\rho=1$, tem-se um padrão com trajetória em espiral no espaço em função de p^r e p^i , na ordem consecutiva (VON STORCH et al., 1995):

$$\dots \rightarrow p^r \rightarrow -p^i \rightarrow -p^r \rightarrow p^i \rightarrow p^r \rightarrow \dots \quad (3.53)$$

Neste contexto, $T=2\pi/\eta$ é o período oscilatório, isto é, o tempo necessário para completar o ciclo em (3.53). Por outro lado, o período de decaimento (*e-folding time*), $\tau = -1/\ln(|\lambda|)$ corresponde ao período necessário para reduzir uma amplitude inicial $|z(0)| = 1$ a $z(\tau) = 1/e$.

De acordo com Von Storch et al. (1995) os modos do POP podem ser representados pelos padrões p^r e p^i ou através da amplitude local da onda $A^2(r)=[p^r(r)^2+p^i(r)^2]$. A fase relativa pode ser dada por:

$$\psi(r) = \tan^{-1} [p^i(r) / p^r(r)] \quad (3.54)$$

d) Estimativa da matriz A

Até agora, todas as informações utilizadas correspondem a existência de uma equação linear (Eq.3.23) com alguma matriz A. Como dito anteriormente, a

origem da Eq.3.23 são equações diferenciais linearizadas e discretizadas. Nas análises do POP tem-se a relação:

$$x(t+1) = Ax(t) + \varepsilon \quad (3.55)$$

com ε sendo o ruído.

Considerando $E\{[x(t+1) = Ax(t) + \varepsilon]x^T(t)}\}$ e o fato que $E[\varepsilon]=0$ pode-se estimar A da seguinte forma:

$$A = E [x(t+1) x^T(t)]\{E[x(t)x^T(t)]\}^{-1} \quad (3.56)$$

Os autovetores da Eq.3.56 são os modos normais ou POPs. A evolução temporal, considerando o ruído é dada por:

$$z(t+1) = \lambda z(t) + \text{ruído} \quad (3.57)$$

A estacionariedade da Eq.(3.57) requer $\rho < 1$. Em situações práticas, a matriz A pode ser estimada ajustando a Eq. (3.55) aos dados. Assumindo que ε não está correlacionado com $x(t)$, tem-se:

$$A = X_1 \cdot X_0^{-1} \quad (3.58)$$

Onde X_1 e X_0 são as matrizes de covariância de $x(t)$ com lag 0 e lag-1, respectivamente.

$$X_1 = \sum_t x(t+1)x^T(t) \quad (3.59a)$$

$$X_0 = \sum_t x(t)x^T(t) \quad (3.59b)$$

Tipicamente, para reduzir o número de graus de liberdade os dados são sujeitos a uma expansão truncada da EOF. Deste modo, as análises do POP são aplicadas ao vetor dos primeiros coeficientes da EOF. Com este

procedimento os ruídos são excluídos das análises e assim, a matriz de covariância tem a forma diagonal. De acordo com Von Storch et al. (1995) se já houver a priori uma informação que o sinal esperado está localizado em certa banda de frequência, é aconselhável filtrar os dados antes das análises do POP.

e) Invariância versus transformações de coordenadas

Se a série temporal original for transformada em outra série temporal $y(t)$ por $y(t)=\mathcal{E}.x(t)$ com uma matrix inversível \mathcal{E} (isto é, \mathcal{E}^{-1} existe). Deste modo os autovalores não se alteram e os autovetores transformam-se com $x(t)$:

$$A_x=X_1X_0^{-1}; A_y=Y_1Y_0^{-1}$$

com $Y_1 = E [y(t+1) y^T(t)] = \mathcal{E}X_1\mathcal{E}^T$ e $Y_0 = \mathcal{E}X_0\mathcal{E}^T$

Assim $A_y=\mathcal{E}A_x\mathcal{E}^T$ e se p_x é um autovetor de A_x com autovalor λ , isto é, $A_x p_x = \lambda p_x$ então $A_x \mathcal{E}^{-1} \mathcal{E} p_x = \lambda p_x$ e eventualmente, $A_x \mathcal{E}^{-1} \mathcal{E} (\mathcal{E} p_x) = \lambda (\mathcal{E} p_x)$. Isto é, se p_x é um POP da série temporal x , então $\mathcal{E} p_x = p_y$ é um POP de y com o mesmo autovalor λ .

A EOF não é invariante com relação às transformações lineares \mathcal{E} . Assim, em geral as matrizes X_0 e $\mathcal{E}X_0\mathcal{E}^T$ terão diferentes autovalores e autovetores. Contudo, se a análise do POP inicia-se com uma projeção dos dados em uma expansão de EOF truncada, os resultados do POP mudarão se os dados são transformados em outro sistema de coordenadas (VON STORCH, 1994).

f) Coeficientes POP

Para obter os coeficientes $z(t)$ duas aproximações são possíveis. A primeira é derivar os padrões adjuntos $p_a=p_a^r + ip_a^i$ e utilizar a Eq.(3.44). Os padrões adjuntos podem ser estimados como os autovetores da matriz estimada A^T . Isto não é sempre um procedimento estável, pois os autovetores p_a precisam

satisfazer a restrição $[p_a^i]^T p_j = \delta_{ij}$. Deste modo, o adjunto do POP de interesse tem que ser ortogonal a todos os outros POPs e, em particular, aqueles POPs que estão apenas refletindo o ruído. Sendo assim é mais apropriado, estimar os padrões p_a pelo ajuste dos mínimos quadrados. Para p real:

$$\|x - [x^T p_a] p\| \quad (3.60)$$

ou se $p = p^r + ip^i$ é complexo:

$$\|x - [x^T p_a^r] p^r - [x^T p_a^i] p^i\| \quad (3.61)$$

O mínimo de (3.60) é obtido em:

$$p_a = \frac{1}{[p^T p]} p \quad (3.62)$$

e o mínimo de (3.61):

$$\begin{pmatrix} p_a^r \\ p_a^i \end{pmatrix} = k \begin{pmatrix} \frac{1}{p^{rT} p^r} p^r - \frac{1}{p^{rT} p^i} p^i \\ \frac{1}{p^{iT} p^i} p^i - \frac{1}{p^{rT} p^i} p^r \end{pmatrix} \quad (3.63)$$

com

$$k = ([p^{rT} p^r] \cdot [p^{iT} p^i] - [p^{rT} p^i]^2)^{-1} \quad (3.64)$$

Outra alternativa é de não derivar os padrões adjuntos e sim derivar os coeficientes z pelo ajuste dos mínimos quadrados dos dados x pela minimização:

$$\|x - z \cdot p - [z \cdot p]^* \| = \|x - z^r \cdot p^r - z^i \cdot p^i\| \quad (3.65)$$

se p for complexo.

Para p real, tem-se:

$$\|x - z \cdot p\| \quad (3.66)$$

A solução de (3.65) é:

$$\begin{pmatrix} p^{rT} & p^r & p^{rT} & p^i \\ p^{rT} & p^i & p^{iT} & p^i \end{pmatrix} \begin{pmatrix} z^r \\ z^i \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} x^T & p^r \\ x^T & p^i \end{pmatrix} \quad (3.67)$$

A solução de (3.66) é a regressão de x sobre p :

$$z(t) = \frac{x(t)^T \cdot p}{p^T p} \quad (3.68)$$

As soluções de (3.65), (3.66) podem ser reescritas como $z = x^T q$ com um padrão complexo ou real “ q ”.

Assim, $q = p_a^r + ip_a^i$ ou $q = p_a$. Com isto, as minimizações de (3.60), (3.61) e de (3.65) e (3.68) produzem o mesmo coeficiente z do POP (VON STORCH et al., 1995).

3.2.3.1. Análises do POP - Regressão linear

Realizou-se regressão (com *lag 0*) da componente real e imaginária do POP da variável χ em 250 hPa com o campo horizontal do vento em altos e baixos níveis (250 e 850 hPa) para o mesmo período de estudo (1979-2008). Este procedimento serviu para investigar a estrutura vertical da OMJ. Assim como

as outras análises com o POP, os resultados com a regressão do vento foram avaliados para cada década separadamente.

Para gerar os campos, utilizou-se a função do cálculo de regressão linear do software GRADs, denominada de *tregr*: *tregr (expr1, expr2, tdim1, tdim2)*. Abaixo, a descrição desta função baseou-se em www.iges.org/grads/gadoc/gradfunctregr.html.

A função *tregr* calcula a regressão por mínimos quadrados entre duas variáveis dependentes do tempo, onde:

expr1 : refere-se a uma expressão válida do GRADs, a qual varia no tempo.

expr2 : expressão do GRADs, a qual varia no tempo e também pode variar em x e y.

tdim1: expressão de dimensão de tempo inicial.

tdim2 : expressão de dimensão de tempo final.

O resultado é uma grade que coincide com as dimensões X e Y da *expr2* onde cada ponto de grade é a regressão temporal da *expr2* (variável dependente) sobre *expr1* (variável independente). A função *tregr* dá um valor esperado do desvio da *expr2* dado um desvio de 1 unidade na *expr1*.

Os resultados da regressão de mínimos quadrados Y sobre X é, geralmente expressa como uma equação linear.

$$Y = a + b * X$$

Neste caso, X é a variável independente e Y a variável dependente; a é o coeficiente linear, referente ao valor de y quando x=0, e é b refere-se ao coeficiente angular dado pela tangente da reta.

O cálculo é simplificado se as médias temporais são removidas. Definindo-se x e y como os desvios das médias temporais de X e Y , tem-se:

$$x = X - X_{\text{med}}$$

$$y = Y - Y_{\text{med}}$$

a equação da regressão torna-se:

$$y = \text{coeficiente} * x$$

onde

$$\text{coeficiente} = (\text{soma de } x*y \text{ no tempo}) / (\text{soma de } x*x \text{ no tempo})$$

Este coeficiente é a saída da função *tregr* no GRADs.

3.2.3.2. **Análise da variabilidade atmosférica utilizando o POP**

Após aplicar a técnica das CP nos dados de χ em 250 hPa, no qual reteve-se aproximadamente 70% da variância total, utilizou-se o método POP. A análise com o POP foi realizada para cada década separadamente (1979/88, 1989/98, 1999/2008) visando investigar uma possível variabilidade decenal. A versão inicial do software POP em Fortran foi desenvolvida pelo Dr. Kwang Y. Kim, do *Climate System Research Program, College Station, Texas*. Neste estudo foram realizadas mudanças no código para possibilitar as análises de interesse. O estudo considerou os três primeiros modos que apresentaram as variâncias mais significativas. Avaliou-se o período de oscilação associado, o tempo de decaimento assim como a fração de variância explicada para cada modo dominante do POP. Analisaram-se as componentes real e imaginária do POP para entender as características temporais e espaciais de propagação e origem da OIS para cada padrão de onda encontrado. Através dos campos de regressão das componentes do POP para o campo horizontal do vento, em

altos e baixos níveis, diagnosticaram-se as características da estrutura vertical do padrão de onda associado com a OIS.

Identificaram-se os máximos valores das amplitudes das séries anuais, calculando o percentil de 95% para cada ano e modo através das séries temporais diárias da amplitude do POP. De posse destes máximos, calcularam-se as médias anuais o que permitiu verificar quais anos apresentaram os maiores valores em relação à série completa. Através das médias anuais, classificaram-se os eventos como fracos valores inferiores a 1,8, moderados, contidos no intervalo de 1,8 a 2,0 e fortes os valores superiores a 2,0. Por fim, são mostrados exemplos da ocorrência dos padrões de onda encontrados neste estudo, através das imagens disponibilizadas em <http://www.esrl.noaa.gov/>.

4 RESULTADOS DA ANÁLISE DA VARIABILIDADE ATMOSFÉRICA UTILIZANDO O POP

As características gerais dos três primeiros modos do POP para o potencial de velocidade (χ) em 250 hPa são apresentadas na Tabela 4.1 onde há informações estatísticas do período de oscilação de cada modo, separado por décadas, o tempo de decaimento (*e-folding time*) e a fração da variância total. Observa-se que as variâncias dos modos variaram entre 9,4% a 12%. Além disso, o primeiro modo dos três períodos de análises (1979/88, 1989/98 e 1999/2008) e o segundo modo de 1999/2008 apresentam tempo de decaimento maior que 1/4 dos seus respectivos períodos de oscilação. Esta característica indica que os sinais são robustos (SHENG, 1995). O segundo modo do POP durante 1979/88 e 1989/98 e o terceiro modo para a década de 1999/2008 apresentaram *e-folding time* ligeiramente menor que 1/4 do período de oscilação associado. Como explicado na metodologia, a única filtragem realizada nos dados foi através da aplicação da técnica das componentes principais onde se reteve os 10 primeiros modos. Isto significa que os padrões observados refletem muito bem a variabilidade real destas oscilações nos trópicos. Estas estatísticas assim como os campos espaciais das componentes real e imaginária do POP serão analisadas para cada modo individualmente, a seguir.

Tabela 4.1 - Características decenais do POP para o potencial de velocidade (χ) em 250 hPa.

Modo	Anos	Período (dias)	Tempo de decaimento (dias)	Variância explicada
1	1979/1988	58	17	9,4%
	1989/1998	63	16	11%
	1999/2008	19	5	10%
2	1979/1988	23	5	9,8%
	1989/1998	32	7	10%
	1999/2008	53	16	12%
3	1979/1988	38	7	10%
	1989/1998	29	5	10%
	1999/2008	29	6	11%

4.1. Modos dominantes da variabilidade do POP para χ em 250 hPa

4.1.1. Padrão de onda zonal 1: década 1979/88

O primeiro modo dominante do POP referente à década de 1979/88 explica 9,4% da variância total. O período de oscilação desse modo é caracterizado pela escala temporal intrasazonal de 58 dias e com um tempo de decaimento de 17 dias. O tempo de decaimento fornece uma medida estatística de quanto tempo um sinal é observado antes de o ruído tornar-se mais e mais importante. Neste sentido, o tempo de decaimento define a significância estatística do POP (ANAMALAI; SLINGO, 2001).

A estrutura espacial das componentes real e imaginária do primeiro modo do POP é apresentada na Figura 4.1a) e b), respectivamente. A componente real descreve um padrão de onda zonal 1, com centros de sinais opostos em duas grandes áreas. O centro com sinal positivo de χ compreende essencialmente as regiões da Indonésia, na Australásia (área que engloba a Austrália, Nova Zelândia, a Nova Guiné e algumas ilhas menores da parte oriental da Indonésia), além de grande parte do Oceano Índico e o Pacífico Oeste. O centro de sinal oposto engloba a AS, América Central, os Oceanos Pacífico Leste e Atlântico estendendo-se até a costa noroeste da África. O padrão espacial de onda zonal 1 é característico da OMJ que ocorre tipicamente na escala intrasazonal (WEICKMANN,1983; LORENC, 1984; LAU; CHAN,1985; KNUSTON; WEICKMANN, 1987; HENDON; SALBY, 1994; WHEELER; KILADIS, 1999; KAYANO; KOUSKY, 1999; NOGUÉS-PAEGLE et al., 2000; CASTRO; CAVALCANTI, 2006, entre outros). O campo espacial da componente imaginária (Figura 4.1b) também apresenta forte sinal, com os centros de sinais opostos deslocados em relação a componente real indicando a propagação do sinal, pois esta característica evidencia que tal modo do POP pode ser considerado como um padrão oscilatório. As regiões com valores negativos de χ em 250 hPa são caracterizadas por um padrão de divergência de ar nos altos níveis da troposfera, associados com a ocorrência de atividade convectiva. Valores positivos caracterizam-se por um padrão de convergência de ar nos altos níveis associados com movimentos verticais descendentes, isto é, subsidência, inibindo a formação de nuvens.

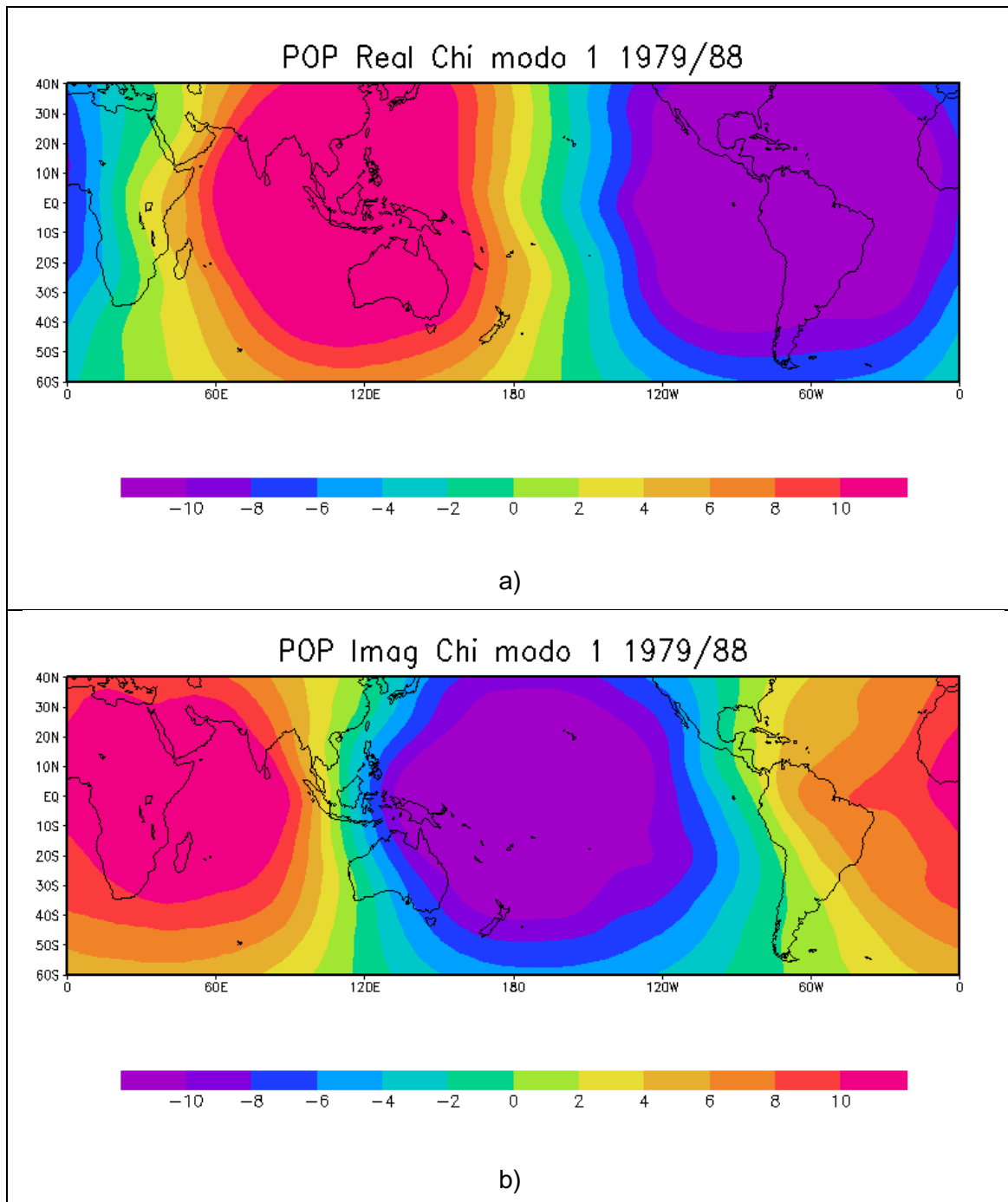


Figura 4.1: Campo espacial do primeiro modo de POP para χ em 250 hPa durante o período de 1979 – 1988: a) componente real, b) componente imaginária. (Unidades: $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$).

Vários estudos propuseram mecanismos baseados na onda equatorial de Kelvin para o deslocamento para leste da OIS. Neste sentido, considera-se importante verificar se a estrutura similar a de uma onda de Kelvin pode ser encontrada no presente estudo. Para isto, avaliou-se a estrutura vertical da OIS. Os coeficientes temporais do POP (para a variável χ em 250 hPa) na escala intrasazonal de 58 dias foram regredidos (sem defasagem, isto é, lag = 0) para a componente horizontal do vento em 250 hPa e 850 hPa. Com a regressão das componentes real e imaginária das séries temporais obteve-se o POP para o campo de vento na alta e baixa troposfera. A Figura 4.2 mostra o campo espacial do POP regredido para o campo de vento em 250 hPa durante a década de 1979/88. Na alta troposfera, os padrões atmosféricos apresentam-se simétricos em torno do equador. Para a regressão da componente real do POP com o vento (Figura 4.2a) identifica-se a presença de um par de anticiclones nos dois flancos do equador na região do Oceano Pacífico Central. Analisando juntamente com a Figura 4.1, nota-se que este par de anticiclones está localizado à oeste da área convectiva (sinal negativo de χ em 250hPa). A presença da circulação anticiclônica nos dois flancos do equador é uma característica da onda de Rossby (RAUPP; SILVA DIAS, 2004). Além disso, a manifestação da onda de Kelvin, caracterizada por uma corrente de vento zonal de oeste próximo ao equador pode ser, de modo geral, visualizada nos campos de regressão, à leste dos giros anticiclônicos na região tropical (Figura 4.2 a). Nas áreas com a presença de supressão de convecção (sinal negativo de χ em 250 hPa) apresentado na Figura 4.1 há a presença de um par de ciclones em altos níveis, um localizado no Oceano Índico (HS) e outro sobre a região da Ásia (HN) (Figura 4.2). Um padrão espacial similar foi obtido na regressão da componente imaginária do POP com o vento (Figura 4.2b), com apenas um ligeiro deslocamento para leste dos pares de anticiclones e ciclones.

O comportamento dos campos de regressão com o POP com a componente zonal do vento (em altos níveis) está de acordo com estudos anteriores que

avaliaram a estrutura vertical da OMJ em termos de ondas de Rossby e Kelvin (KNUSTON; WEICKMANN, 1987; RUI; WANG, 1990, HENDON; SALBY, 1994, JIN; HOSKINS, 1995; etc). Rui e Wang (1990), por exemplo, mostraram uma representação idealizada da estrutura tridimensional da OMJ, apresentada na Figura 4.3, a qual corresponde à fase da OIS em que há convecção na área da Indonésia/Oceano Índico. Neste caso, tem-se a leste da região de convecção, anomalias de vento de oeste em altos níveis da atmosfera, associados com giros anticiclônicos ao longo e à oeste desta área. Da mesma maneira, giros ciclônicos existem à oeste das áreas de supressão de convecção em ambos hemisférios. Em baixos níveis, os ventos anômalos de leste (oeste) são mais evidentes à leste (oeste) da área de convecção e os giros ciclônicos e anticiclônicos são mais fracos (RUI; WANG, 1990; SHENG, 1995). No presente estudo os resultados da estrutura vertical da OIS apresentaram um comportamento similar ao proposto por Rui e Wang (1990). Embora o primeiro modo do POP para 1979/88 tenha apresentado sinal negativo de χ (indicando convecção) na região do Continente Americano e Oceanos adjacentes observou-se a presença dos anticiclones a oeste assim como ventos de oeste à leste desta área. Além disso, os giros ciclônicos em altos níveis foram observados a oeste da área de supressão de convecção localizada na Indonésia/Austrália e em uma parte da Ásia.

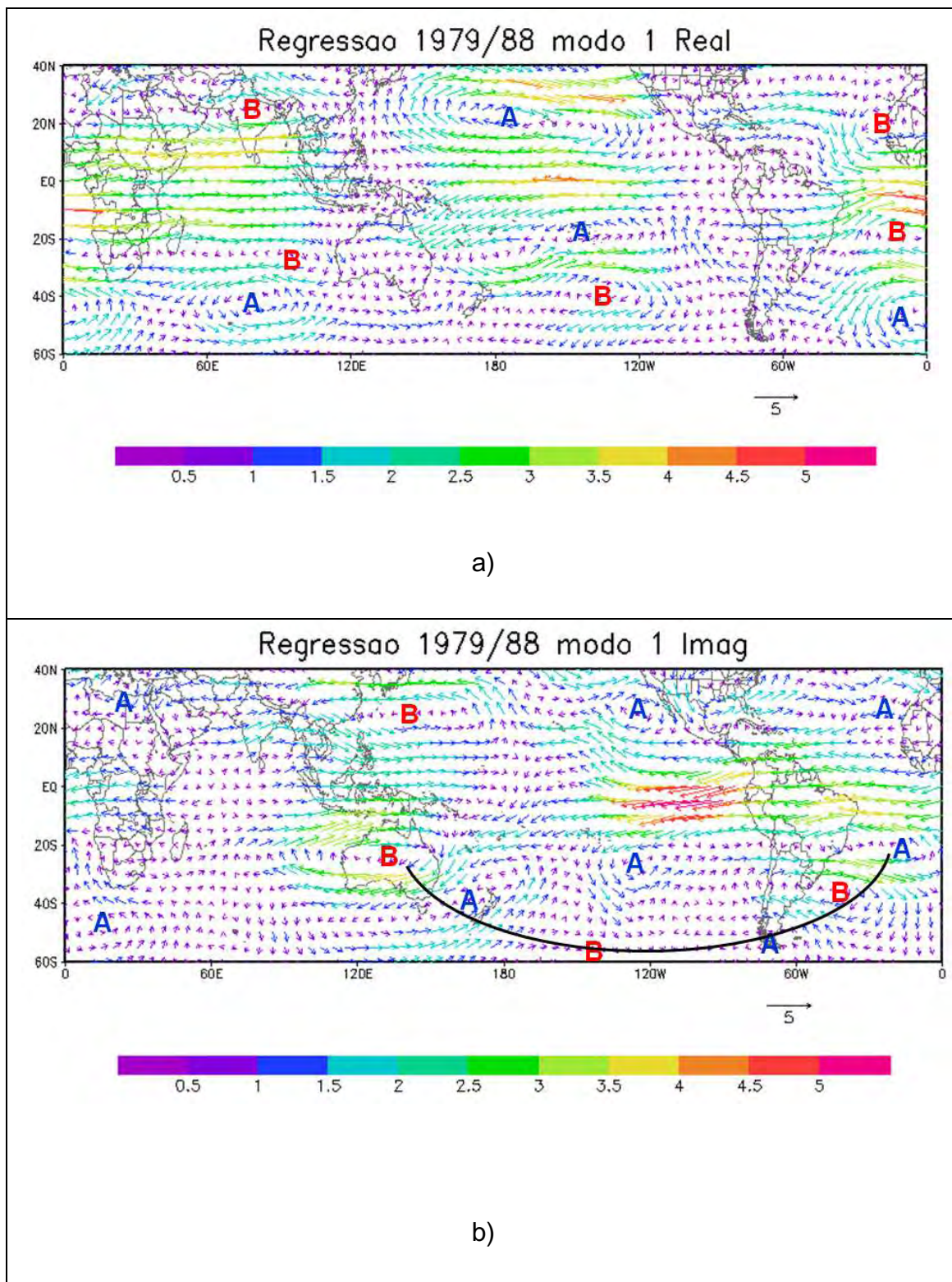


Figura 4.2: Mapas de regressão, com lag 0, do primeiro modo do POP (para χ em 250 hPa) com o campo horizontal do vento (V) em 250 hPa durante a década de 1979/88: a) p_r e V , b) p_i e V .

De acordo com vários estudos, estas características da circulação tropical podem ser interpretadas como resposta de uma onda equatorial de Rossby e Kelvin ao aquecimento tropical (MATSUNO, 1966; GILL, 1980; FERRANTI et al., 1990; KILADIS; WEICKMANN, 1992; HSU, 1996; LIN et al., 2004; MATTHEWS et al., 2004a, etc). Assim, a resposta para leste do aquecimento diabático equatorial corresponde à circulação de uma onda de Kelvin e a propagação para oeste à uma onda de Rossby com a presença de pares de ciclones e anticiclones fora do equador (GILL, 1980; LAU et al., 1989; MATTHEWS, 2000, KIM et al., 2006). As ondas atmosféricas são os mecanismos pelos quais uma forçante localizada envia informações para o restante da atmosfera. Nos trópicos, a forçante é representada pelo aquecimento diabático devido principalmente à liberação de calor latente. Estas fontes de calor associadas com a liberação de calor latente representam a principal fonte de energia nos trópicos além de um importante mecanismo para a circulação geral da atmosfera (RAUPP; SILVA DIAS, 2004).

É importante também destacar que os resultados da regressão do POP com o campo de vento na AS, principalmente na regressão com a componente imaginária (Figura 4.2b), mostram a presença de um trem de ondas na região extratropical, desde a Austrália estendendo-se em forma de arco até a costa sudeste do Brasil, concordando com o padrão extratropical do tipo PSA na escala intrasazonal, encontrado em diversos trabalhos. A OMJ é uma importante característica da atmosfera tropical na escala intrasazonal, porém a mesma não permanece confinada nos trópicos (GHILL; MO, 1991; LAU; PHILLIPS, 1986; HSU, 1990; KAYANO; KOUSKY, 1999; CASTRO; CAVALCANTI, 2006, entre outros). O deslocamento para leste da OMJ ao longo do cinturão tropical é conhecido como modo tropical zonal, o qual se caracteriza por um padrão de gangorra de convecção entre a Indonésia e a porção tropical da AS (WEICKMANN et al., 1985; CASTRO; CAVALCANTI, 2006, entre outros).

Entretanto, diversos trabalhos encontraram um segundo mecanismo de propagação da OMJ no HS através da região extratropical. Este segundo mecanismo está associado com o padrão PSA, conhecido como modo tropical/extratropical, influenciando principalmente a posição e intensidade da ZCAS (MO; HIGGINS, 1998; NOGUÉS-PAEGLE; MO, 1997; NOGUÉS-PAEGLE et al., 2000; MO; PAEGLE, 2001; CARVALHO et al., 2004, CASTRO; CAVALCANTI, 2006).

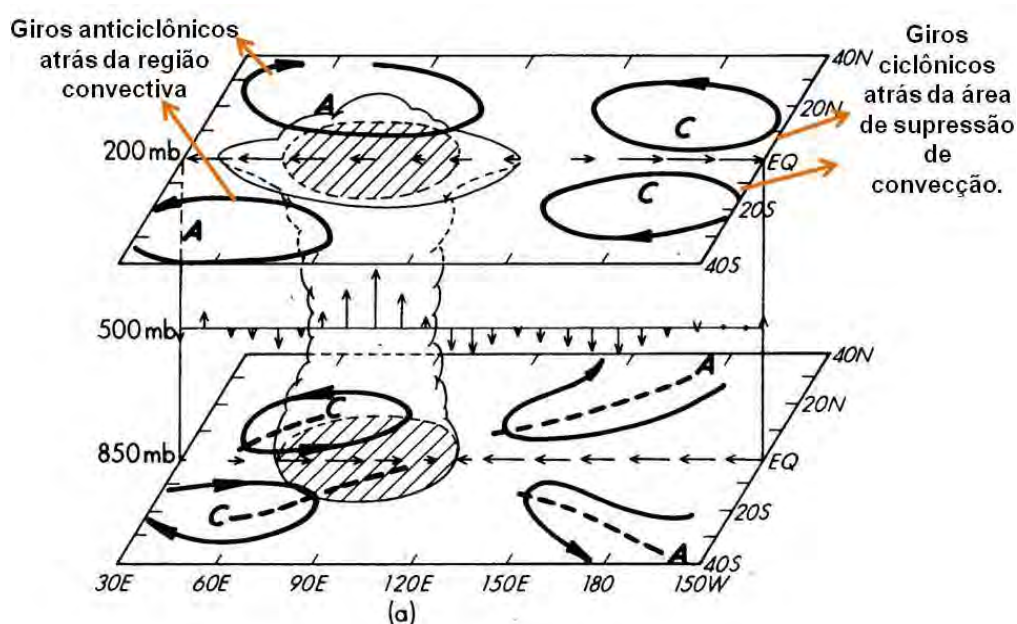


Figura 4.3: Descrição esquemática das características da estrutura da oscilação intrasazonal. As regiões hachuradas correspondem a áreas de anomalias negativas de ROL (menores que $-7,5W.m^{-2}$). As letras A e C representam centros de circulações anticiclônicas e ciclônicas, respectivamente.

Fonte: Adaptado de Rui e Wang (1990).

Em baixos níveis, a regressão do primeiro modo do POP, durante a década de 1979/88 para o campo horizontal do vento, é apresentada na Figura 4.4. Nota-se que na maior parte da região tropical o vento é paralelo ao equador (Figuras 4.4a,b). O estudo de Sheng (1995) também encontrou padrões espaciais em baixos níveis similares ao deste estudo, com ventos orientados zonalmente e

menos intensos. Ainda na região tropical, observa-se o sentido da componente horizontal do vento oposto ao de altos níveis (apresentado na Figura 4.2). Contudo, a presença dos pares de giros com sinal inverso ao de altos níveis não foram evidentes. Na regressão da componente real do POP com o vento observa-se apenas a presença de um anticiclone no HN, posicionado na latitude de 30°N e longitude de 80°E. Estudos tais como Knuston e Weickman (1987), Rui e Wang (1990), Hendon e Salby (1994), Sheng (1995) também apresentaram resultados que mostraram giros em baixos níveis mais fracos do que em altos níveis.

Na região extratropical da AS, observou-se a presença do trem de ondas na forma de arco (Figuras 4.4a,b), característico do padrão PSA. A trajetória deste padrão de teleconexão apresentaram diferenças nos campos da componente real e imaginária do POP. No campo da componente real (Figura 4.4 a) o trem de ondas se estende-se desde o Pacífico Sul até o sul da AS, onde curva-se para nordeste, alcançando a região sul/sudeste do Brasil. No caso da componente imaginária (Figura 4.4 b) o trem de ondas estende-se desde o Oceano Índico para leste, em direção ao AS onde curva-se ligeiramente mais a leste, no Oceano Atlântico Sul.

Os resultados encontrados neste estudo relacionados à estrutura vertical do vento na região tropical e extratropical concordam com o trabalho de Knuston e Weickmann (1987). Os autores compararam o vento em 250 e 850 hPa e indicaram que nos trópicos (20°N-20°S) as anomalias de vento estão fora de fase entre estes dois níveis enquanto nos extratropicos tendem a estar aproximadamente em fase (equivalente a uma estrutura barotrópica). Outro estudo concordante, com os do presente trabalho, refere-se à Hendon e Salby (1994) o qual avaliou campo de vento em baixos níveis e, apesar de ter sido identificado giros ciclônicos e anticiclônicos (tanto em 850 hPa como em 1000 hPa) os mesmos apresentaram amplitudes menores do que em níveis mais altos assim como um comportamento mais zonal.

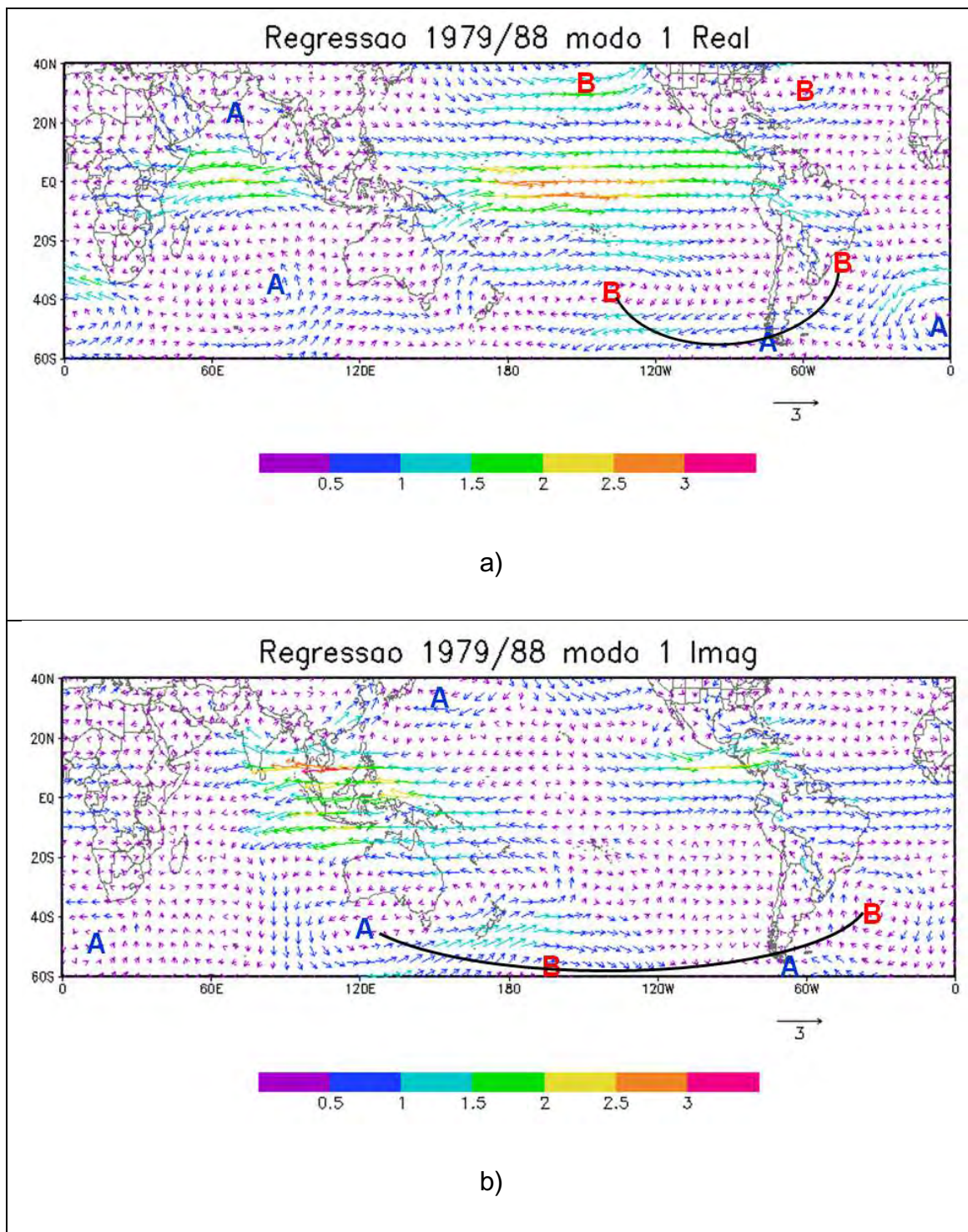


Figura 4.4: Mapas de regressão, com lag 0, do primeiro modo do POP (para χ em 250 hPa) com o campo horizontal do vento (V) em 850 hPa, durante a década de 1979/88: a) p_r e V , b) p_i e V .

Para avaliar com mais detalhes a propagação da OIS utilizou-se campos espaciais das componentes real e imaginária em função da longitude (Figura 4.5). Como os coeficientes complexos das séries temporais do POP satisfazem a equação do oscilador harmônico amortecido (VON STORCH et al., 1995; PARK; LATIF, 2010), a evolução da parte real e imaginária do POP no espaço pode ser interpretada como uma sequência cíclica dos padrões espaciais (Ver secção 3.2.3) ocorrendo na seguinte ordem: $-p_{real} \rightarrow p_{imag} \rightarrow p_{real} \rightarrow -p_{imag} \rightarrow -p_{real} \rightarrow \dots$

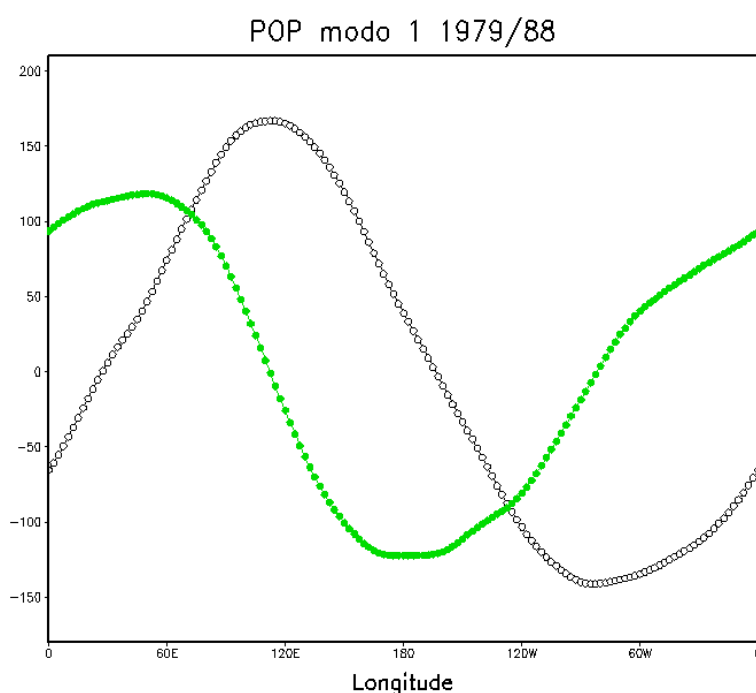


Figura 4.5: a) Componentes real (linha escura) e imaginária (linha verde) para o primeiro modo do POP em função da longitude para χ em 250 hPa durante 1979/88, integrado entre as latitudes de 40°N – 60°S.

Na Figura 4.5, nota-se que há, progressivamente, um deslocamento para leste do sinal da OIS. O máximo de χ (positivo), o qual está localizado sobre a Indonésia e Australásia propaga-se durante 1/6 do período, em torno de 10 dias, de 120°E em p_r até 180°, na linha de data, em $-p_i$. Posteriormente, o sinal

desloca-se até 90°W em $-p_r$, na região do Oceano Pacífico Leste, durante 1/4 do período, isto é, aproximadamente 14 dias. Após passar pelo Pacífico Leste o padrão atmosférico desloca-se por uma área maior, em torno de 150° de longitude, levando cerca de 22 dias até 50°E em p_i na costa leste da África, próximo ao Oceano Índico. O ciclo do POP finaliza-se com o deslocamento da OIS durante 12 dias até a longitude de 120°E.

Os modos dos padrões do POP também podem ser representados em termos de amplitude, $[A(r)=(p_{re}^2+p_{imag}^2)^{1/2}]$. Assim, é possível realizar uma análise espacial das regiões em que a OIS apresenta-se mais intensa. A Figura 4.6 mostra o padrão espacial da amplitude do POP para o primeiro modo durante a década de 1979/88. Nota-se que a máxima amplitude do POP, da ordem de $200 \times 10^6 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ocorre nas longitudes de, aproximadamente, 70°E a 130°E. Esta região abrange a Indonésia, norte da Austrália e uma porção leste do Índico e Pacífico Oeste. Tipicamente estas regiões são caracterizadas por intensa atividade convectiva e temperatura da superfície do mar (TSM) elevadas. Alguns estudos (p.e, ZHANG, 2005) sugerem que a convecção associada com a OIS é mais intensa próximo ao Índico e Pacífico Oeste devido principalmente a instabilidade convectiva sustentada por águas oceânicas mais quentes, conhecidas como piscina quente. No Oceano Pacífico Central e Leste, a presença de águas mais frias, causam um enfraquecimento da OIS. Após passar por estas regiões, a OIS volta a intensificar-se sobre a AS, Atlântico Tropical e África (KNUSTON; WEICKMAN, 1987; KAYANO; KOUSKY, 1999). Esta característica pode ser observada na Figura 4.6, a qual mostra que a região equatorial da ASI (exceto o Nordeste), assim como a América Central e Oceano Pacífico Leste possuem amplitudes da ordem de $160 \times 10^6 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ indicando que, embora com menor intensidade, esta área também está sob a influência da OIS, como discutido anteriormente.

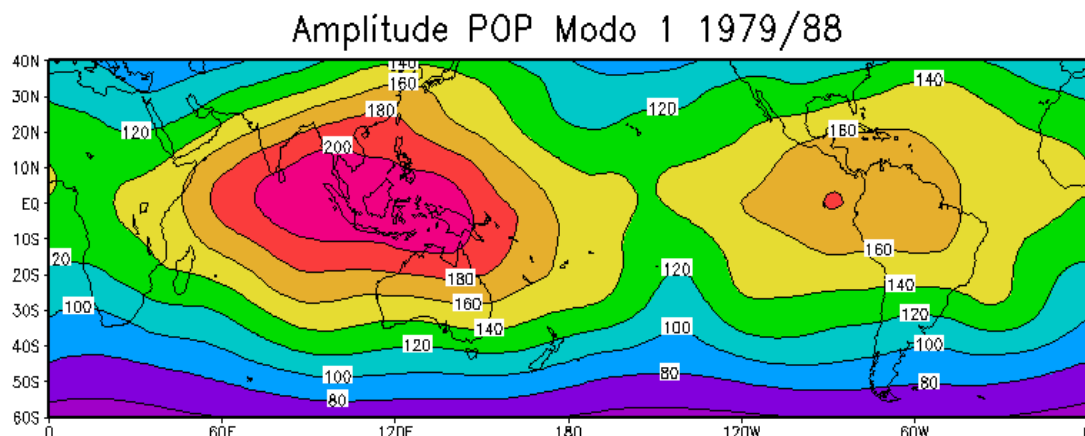


Figura 4.6: Amplitude de χ em 250 hPa para o primeiro modo do POP durante 1979/1988.

4.1.2. Padrão de onda zonal 1: década 1989/98

O primeiro modo dominante do POP para χ em 250 hPa na década de 1989/98 explica 11% da variância total, valor esse ligeiramente superior ao observado na década de 1979/1988. Nesse caso, o período de oscilação, na escala intrasazonal é de 63 dias e o tempo de decaimento é de 16 dias. Os campos espaciais da componente real e imaginária são mostrados nas Figuras 4.6a) e b), respectivamente. Da mesma maneira que o primeiro modo do POP em 1979/88, a componente real é caracterizada por um padrão de onda zonal 1. O centro de sinal negativo indica convecção em baixos níveis e está presente na região que abrange o Continente Marítimo, a Australásia, Oceanos Índico e Pacífico Oeste. O centro de sinal positivo (supressão de convecção em baixos níveis) ocorre na AS, América Central, Pacífico Leste, Oceano Atlântico até a costa oeste da África. O campo espacial da componente imaginária apresenta centros deslocados com relação a componente real e sinal mais intenso nas áreas do Oceano Índico, grande parte da África e o sul da Ásia, onde o sinal de χ é negativo. Em contraste, na região do Oceano Pacífico Oeste até a sua porção central, há a predominância de pouca atividade convectiva associada com a OIS, caracterizado pelo sinal positivo de χ .

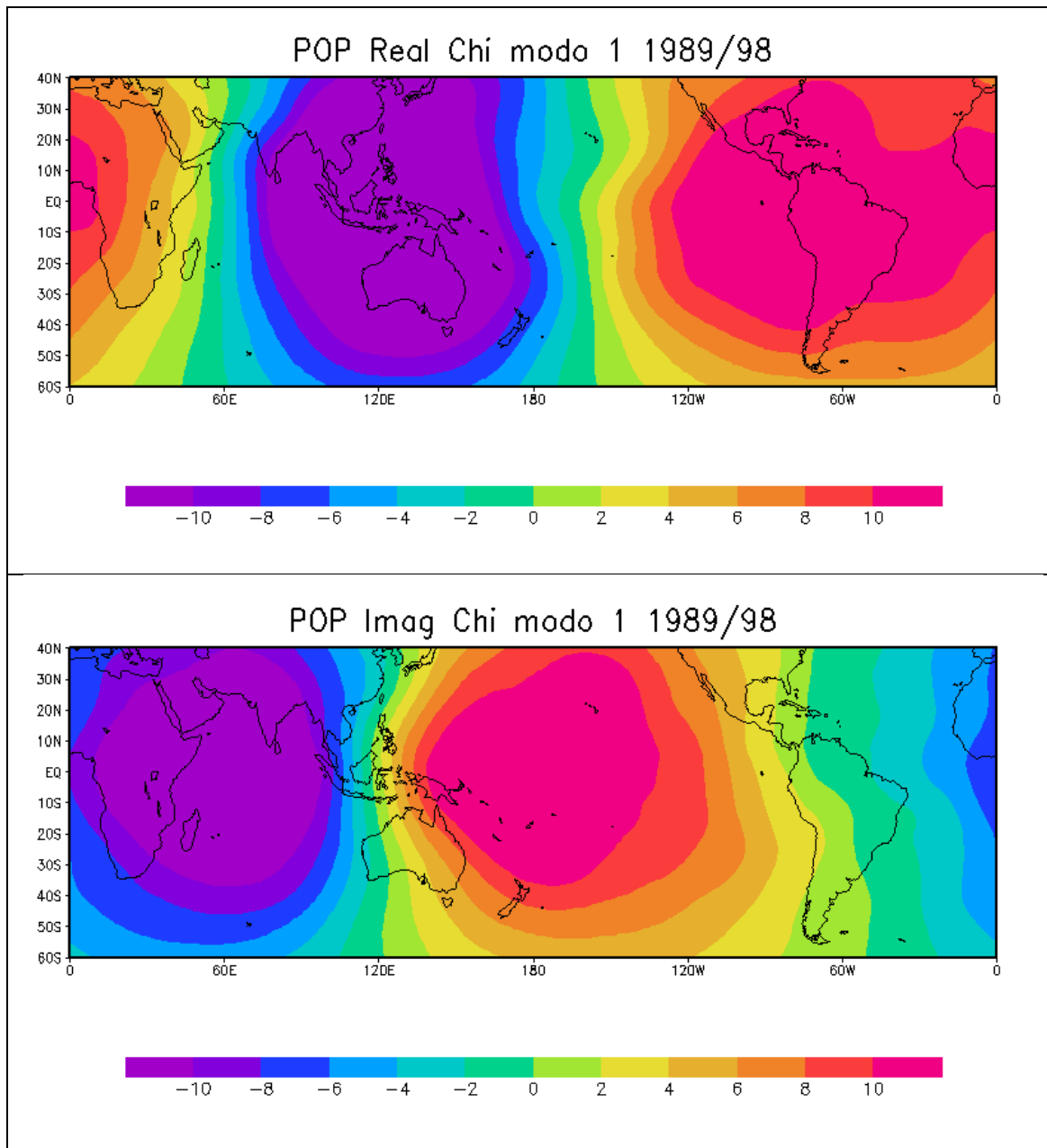


Figura 4.7: Campo espacial do primeiro modo de POP para χ em 250 hPa durante o período de 1989 – 1998: a) componente real, b) componente imaginária (Unidades: $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$).

Assim como na década anterior, procurou-se avaliar a estrutura vertical da OIS através da regressão, sem defasagem (lag 0), das componentes real e imaginária do POP com o campo de vento durante o período de 1989/98. A Figura 4.8a) apresenta a componente real do POP regredida para a

componente horizontal do vento em altos níveis. Na região tropical, identifica-se o par de ciclones, posicionados simetricamente no Oceano Pacífico Central tropical assim como o par de anticiclone entre o Oceano Índico (20°S) e o sul da Ásia (em aproximadamente 30°N). Ao comparar a posição destes giros com o sinal da OIS na Figura 4.7, nota-se que o comportamento está de acordo com o esperado, ou seja, a presença dos giros anticiclônicos (ciclônicos) à oeste da área de intensa atividade convectiva (supressão de convecção) associada com a OIS e característico de uma onda de Rossby. O vento de oeste próximo ao equador e a leste da região convectiva, de modo geral, pode ser observada na Figura 4.8. Nos extratropicais do HS, verifica-se que o padrão tipo PSA, com o trem de ondas deslocando-se para leste desde o Oceano Índico, apresentou uma trajetória diferente ao aproximar-se da AS. Antes de alcançar o extremo sul da AS, o padrão de trem de ondas curvou-se para nordeste, alcançando o sudoeste da AS.

A regressão com a componente imaginária do POP (Figura 4.8b) mostra o deslocamento para leste dos giros, como um todo, caracterizando a propagação da OIS ao longo do cinturão tropical. Contudo, observa-se que o emparelhamento dos pares de giros ciclônicos e anticiclônicos não são tão evidentes como o obtido na regressão com a componente real. Em latitudes mais altas, assim como o campo de regressão da componente real do POP, o padrão tipo PSA também apresentou uma rota diferente. Neste caso, ao passar pelo extremo sul da AS o padrão de teleconexão curvou-se para nordeste, mas permaneceu com os centros de alta e baixa pressão localizados no Oceano Atlântico Sul ao longo da costa litorânea da AS.

As Figuras 4.9 a,b) apresentam a regressão das componentes real e imaginária do POP, respectivamente, com o vento em baixos níveis. Em contraste com o padrão de altos níveis, na região tropical o sentido do vento é inverso, além de um comportamento mais zonal ao longo do equador. Na Figura 4.9a), identifica-se um ciclone no HN em aproximadamente 20°N próximo a posição do anticiclone em altos níveis mas com um ligeiro deslocamento para leste. Por

sua vez, no HS, nota-se um anticiclone em aproximadamente 30°S no Oceano Pacífico Central, posicionado mais ao sul do que o ciclone em altos níveis (20°S). Nos extratropicos, identifica-se a configuração do trem de ondas deslocando-se do Oceano Índico em direção à AS. Ao passar pelo extremo sul da AS, o trem de ondas curva-se para nordeste, localizando-se no Oceano Atlântico Sul (Figura 4.9a,b). De modo geral, assim como na década anterior, os giros da região extratropical do HS estão em fase com os de altos níveis, indicando uma estrutura barotrópica.

A estrutura espacial das componentes real e imaginária em função da longitude, integrado latitudinalmente e seguindo o comportamento cíclico da Equação 3.53 é apresentada na Figura 4.10. Observa-se o máximo de χ (negativo), localizado sobre a Indonésia e Australásia e propagando-se durante 1/6 do período, em torno de 10 dias, de 120°E em $-p_r$ até 180° em p_i , na linha de data. Posteriormente, o sinal desloca-se durante 1/4 do período (16 dias) até 90°W em p_r , na região do Oceano Pacífico Leste. Após esta região, há um deslocamento de 150° de longitude, durante 26 dias, onde o sinal passa pela AS, Oceano Atlântico até a longitude de 60°E em $-p_i$ no Oceano Índico Oeste. Na etapa final, o ciclo do POP completa-se com a OIS propagando-se durante 1/6 do período (10 dias) até 120°E.

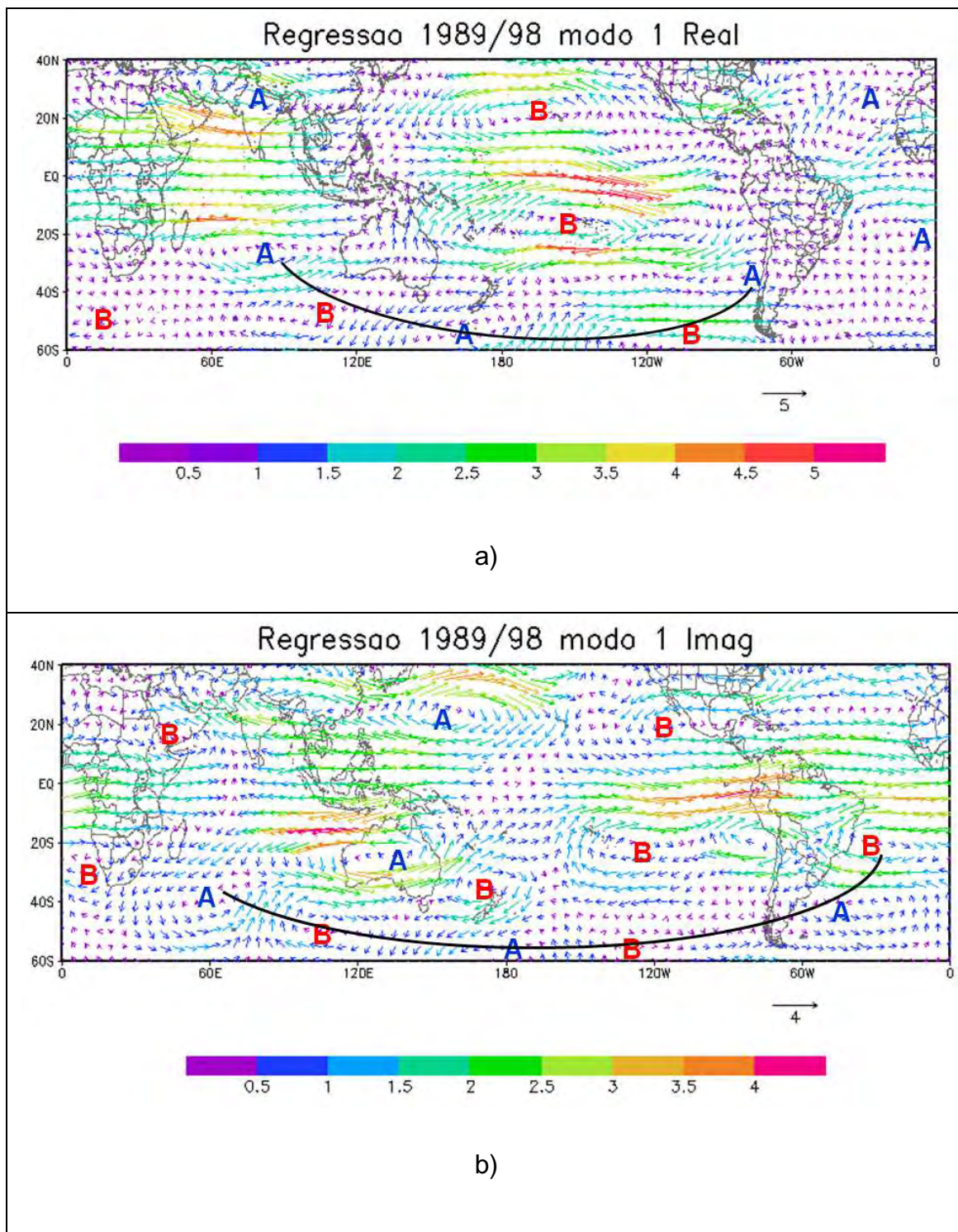


Figura 4.8: Mapas de regressão, com lag 0, do primeiro modo do POP (para χ em 250 hPa) com o campo horizontal do vento (V) em 250 hPa, durante a década de 1989/88: a) p_r e V , b) p_i e V .

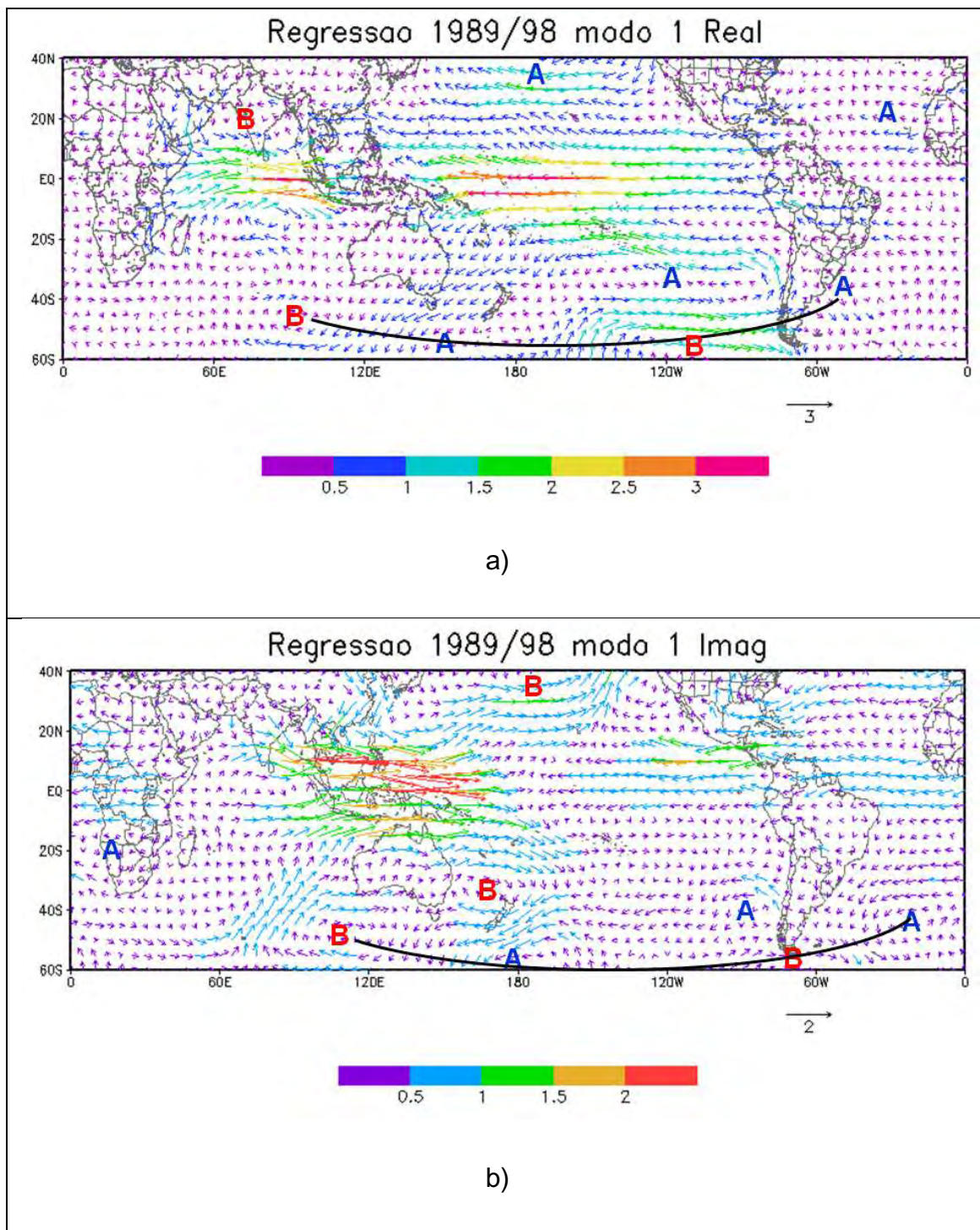


Figura 4.9: Mapas de regressão, com lag 0, do primeiro modo do POP (para χ em 250 hPa) com o campo horizontal do vento (V) em 850 hPa, durante a década de 1989/88: a) p_r e V , b) p_i e V .

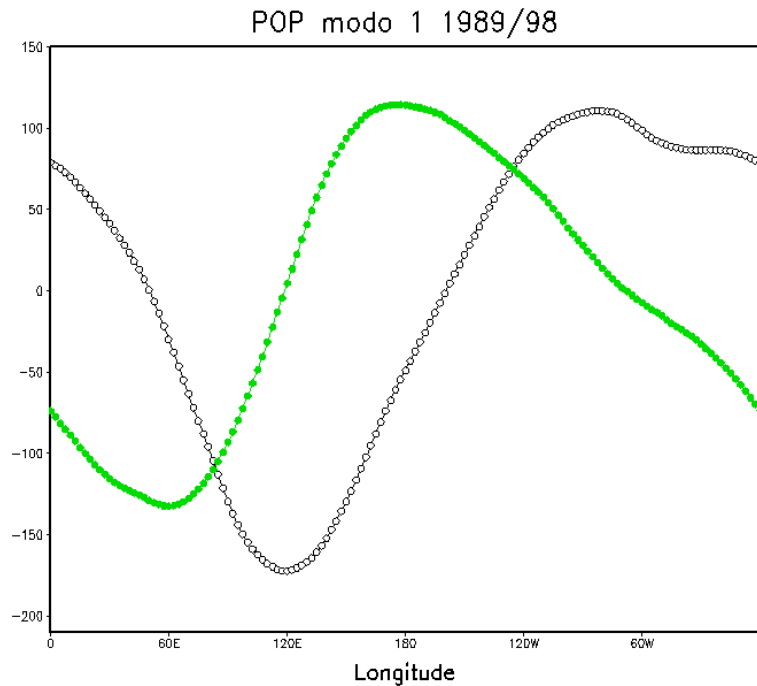


Figura 4.10: a) Componentes real (linha escura) e imaginária (linha verde) para o primeiro modo do POP em função da longitude para χ em 250 hPa durante 1989/98, integrado entre as latitudes de 40°N – 60°S.

Para analisar as regiões em que a OIS esteve mais intensa na década de 1989/98, a Figura 4.11 apresenta o campo espacial da amplitude do POP. Durante esta década, as amplitudes são maiores que as observadas na década anterior sobre o continente marítimo e os valores são da ordem de $220 \times 10^6 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Por outro lado, no Pacífico Leste e na vizinhança da costa noroeste da AS o sinal intrasazonal diminuiu e as amplitudes ficaram em torno $120 \times 10^6 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Esse resultado sugere que a OIS esteve mais ativa no hemisfério leste nessa década. Na maior parte da AS, as amplitudes do POP apresentam-se relativamente fracas, da ordem de $100 \times 10^6 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

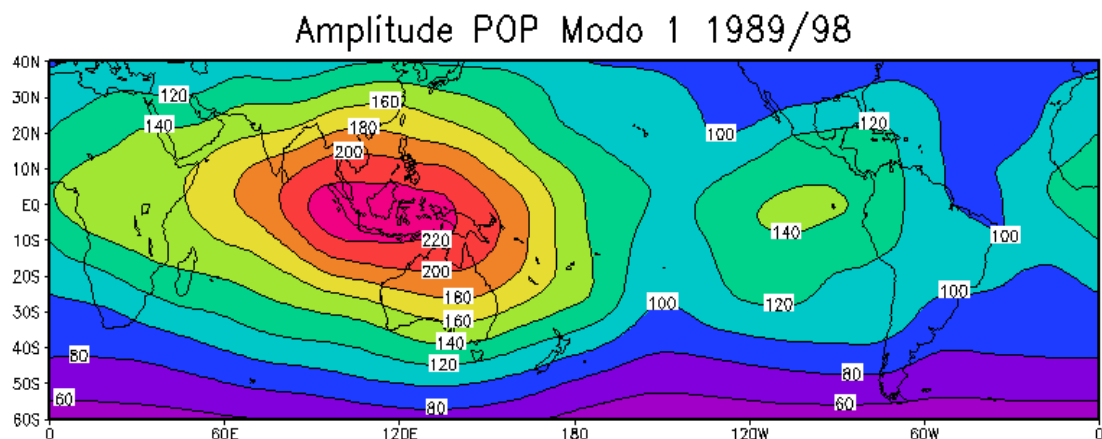


Figura 4.11: a) Amplitude de χ em 250 hPa para o primeiro modo do POP durante 1989/1998.

4.1.3. Padrão de onda zonal 1: década 1999/2008

Ao contrário do comportamento observado anteriormente, nessa década o padrão zonal de onda 1 ocorreu no segundo modo do POP. A variância explicada é de 12%, o período de oscilação na escala temporal intrasazonal é de 53 dias com um tempo de decaimento de 16 dias. O campo espacial da componente real desse modo (Figura 4.12a) exibe um centro de sinal intenso positivo (negativo) na região do Continente Marítimo, Australásia, Índico e Pacífico Oeste (América do Sul, Oceano Atlântico, oeste da África). Similarmente ao primeiro modo de 1979/88 (Figura 4.1) e de 1989/98 (Figura 4.7) este padrão espacial é característico da OIS. O campo espacial da componente imaginária (Figura 4.12b) apresenta forte sinal ao longo do Oceano Pacífico e Índico indicando um comportamento oscilatório.

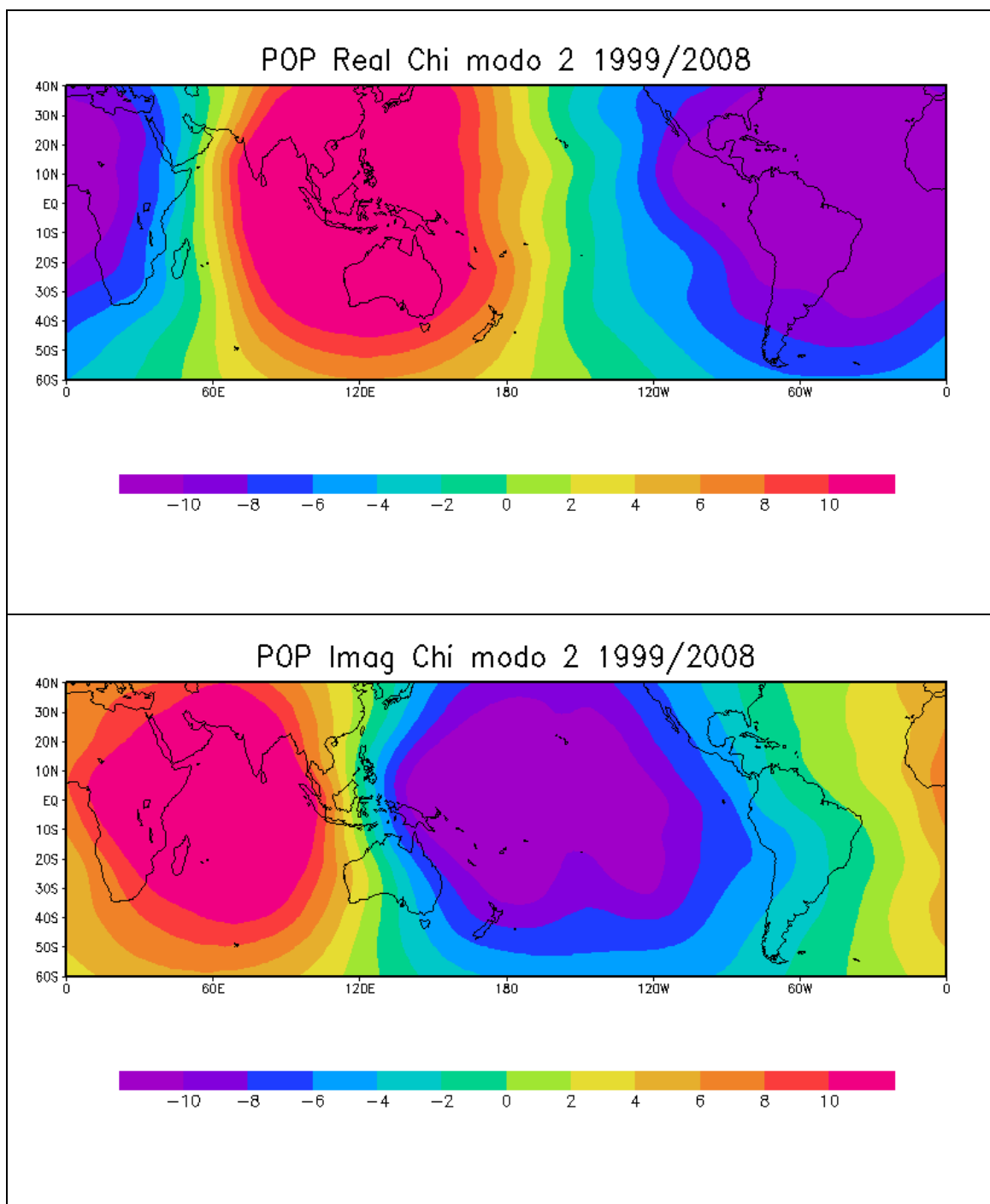


Figura 4.12: Campo espacial do segundo modo de POP para χ em 250 hPa durante o período de 1999 - 2008: a) componente real, b) componente imaginária. (Unidades: $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$).

Assim como nas décadas anteriores, avaliou-se a estrutura da OIS através da regressão das componentes do POP com o campo de vento em altos e baixos

níveis durante o período de 1999/2008. Nota-se no campo de regressão com a componente real do POP (Figura 4.13a) a presença do par de ciclones na região tropical, em aproximadamente 25° de latitude, posicionados entre o Oceano Índico (HS) e o sul da Ásia (HN). Ambos os giros estão localizados à oeste da grande área com sinal positivo de χ em altos níveis, correspondendo a fase de supressão de convecção associada com a OIS (ver Figura 4.12a). Em contraste, o par de anticiclones na região tropical está localizado no Oceano Pacífico Central, à oeste da área com acentuada atividade convectiva (χ negativo em altos níveis) (ver Figura 4.12b). Nos extratropicais nota-se a presença do padrão PSA, deslocando-se meridionalmente e alcançando o sudeste do Brasil.

No caso da regressão com a componente imaginária do POP (Figura 4.13b), os giros ciclônicos e anticiclônicos estão presentes na região tropical e deslocados, como um todo, para leste, como esperado. Por sua vez, os pares de giros apresentam-se ligeiramente desemparelhados nos dois flancos do equador. Esta mesma característica foi observada para a regressão da componente imaginária do POP durante a década de 1989/98 (Figura 4.8b). Na região extratropical, há a presença do padrão de teleconexão do tipo PSA. Contudo, ao passar pelo extremo sul da AS, o trem de ondas desloca-se para o Atlântico, na costa litorânea do Brasil. (Figuras 4.13a,b).

Em baixos níveis, a regressão da componente real do POP (Figura 4.14a) apresenta ventos com sentido inverso ao de altos níveis na região equatorial e em grande parte da porção tropical. A orientação do vento é mais zonal na maior parte do HN, principalmente na região tropical e ao longo do equador em ambos hemisférios. Assim como nas outras décadas, para a região extratropical, identificou-se um o comportamento barotrópico do campo de vento.

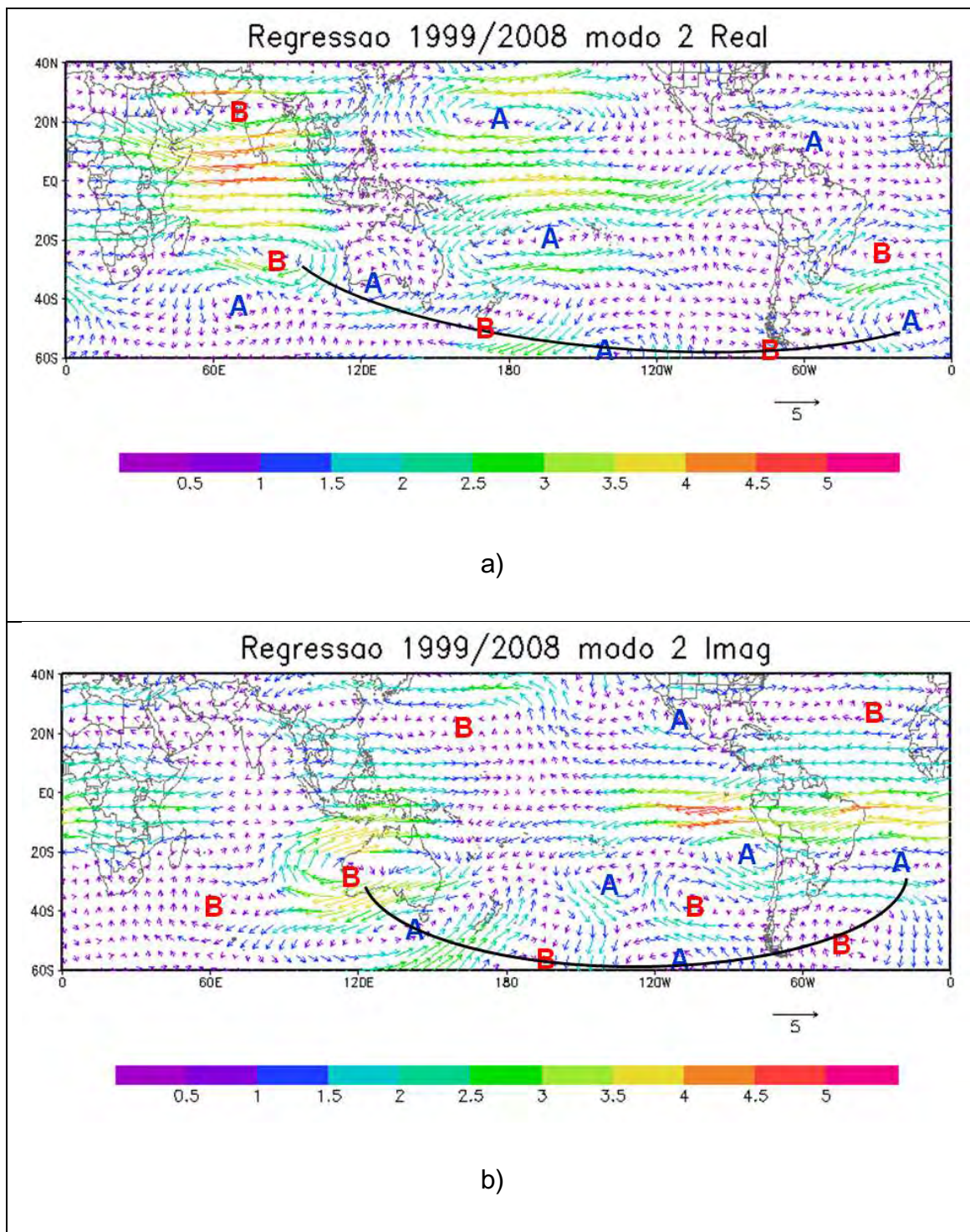


Figura 4.13: Mapas de regressão, com lag 0, do segundo modo do POP para χ em 250 hPa com o campo horizontal do vento (V) em 250 hPa, durante a década de 1999/2008: a) p_r e V , b) p_i e V .

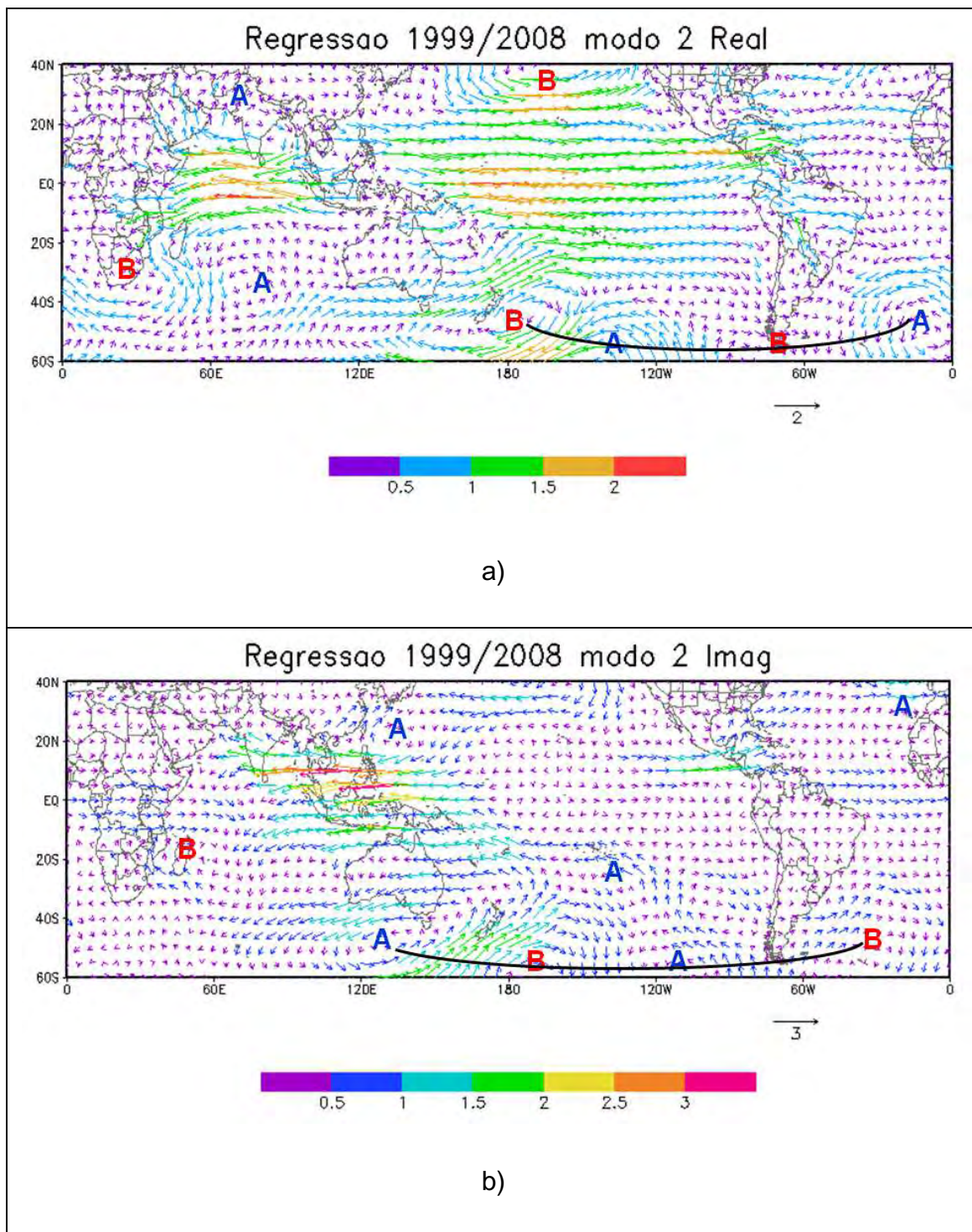


Figura 4.14: Mapas de regressão, com lag 0, do segundo modo do POP para χ em 250 hPa com o campo horizontal do vento (V) em 850 hPa, durante a década de 1999/2008: a) p_r e V , b) p_i e V .

Em termos da propagação do sinal intrasazonal ao longo do globo nota-se que assim como nos modos anteriores o máximo de χ (neste caso, o máximo é positivo) está presente na área da Indonésia e Australásia (Figura 4.15). A partir desta região, na longitude de 120°E em p_r , o sinal intrasazonal propaga-se durante 7 dias, até 170° em $-p_i$ no Oceano Pacífico Oeste. Posteriormente, ocorre um deslocamento de 150° de longitude, em um tempo de 22 dias, até 30°W em $-p_r$, na região do Oceano Atlântico. Após esta região o sinal intrasazonal segue para leste, durante 16 dias, até 70° em p_i no Oceano Índico. Por fim, o sinal intrasazonal leva 7 dias para completar o ciclo em 120°E .

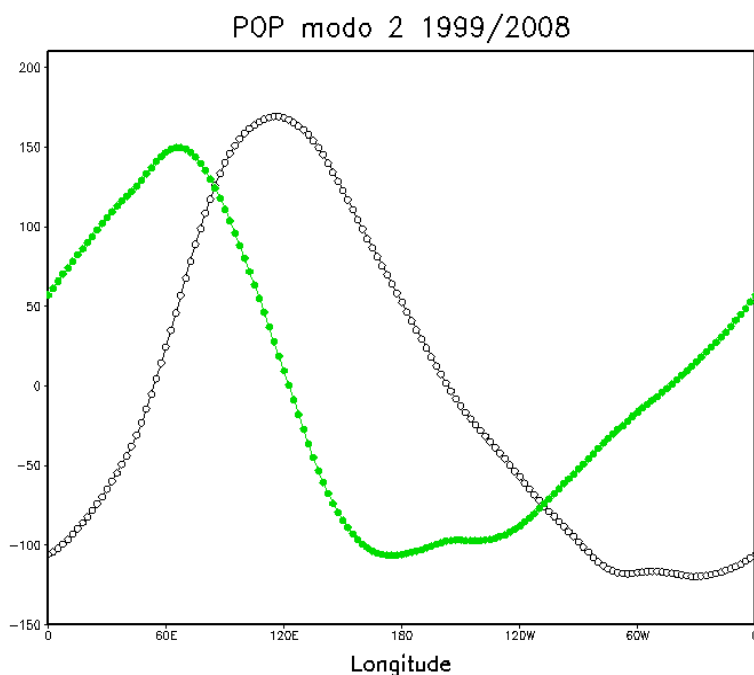


Figura 4.15: Componentes real (linha escura) e imaginária (linha verde) para o segundo modo do POP em função da longitude para χ em 250 hPa durante 1999/2008, integrado entre as latitudes de 40°N e 60°S .

A estrutura espacial da amplitude do POP para o segundo modo de 1999/2008 (Figura 4.16), similarmente ao observado nas décadas anteriores exibe máximos valores de amplitudes na região do Oceano Índico e Indonésia. O centro de máximo para esta década é da ordem de $240 \times 10^6 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ e ocorre

entre 80°E e 100°E região que compreende uma porção oeste da Indonésia e Oceano Índico Equatorial. Observa-se que esta região está envolvida em uma área maior que apresentam valores de $220 \times 10^6 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Nota-se também que nessa década, em média, o centro de máxima amplitude desloca-se ligeiramente para oeste, sobre o Índico Leste. No setor da América do Sul tropical, as amplitudes do sinal intrasazonal são mais fracas (da ordem de $140 \times 10^6 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$).

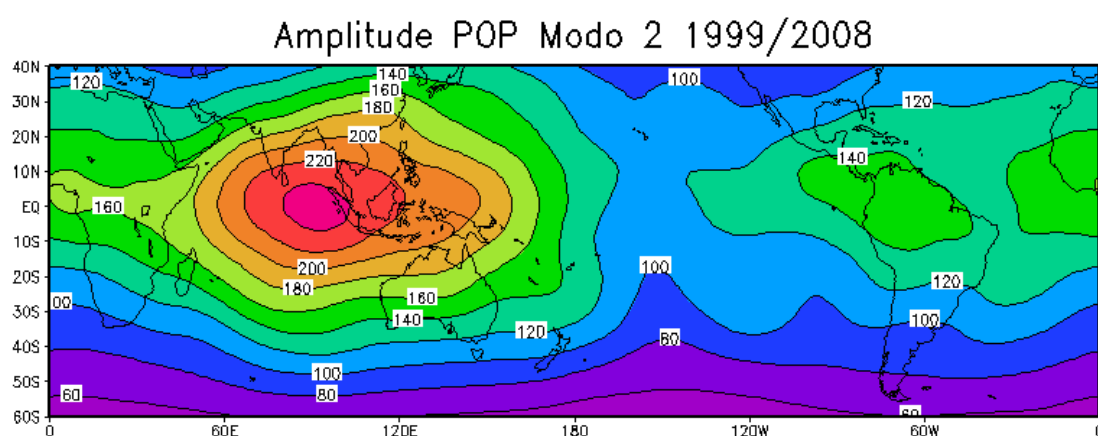


Figura 4.16: Amplitude de χ em 250 hPa para o segundo modo do POP durante o período de 1999/2008.

4.1.4. Padrão de onda zonal 2: década 1979/1988

O terceiro modo do POP para a década de 1979/88 apresenta um padrão de onda zonal número 2 ao longo da região tropical do globo. Este modo explica 10% da variância total. O período de oscilação associado também refere-se à escala intrasazonal, porém com frequência mais alta, de 38 dias e um tempo de decaimento de 7 dias. O campo espacial da componente real do POP (Figura 4.17a) exhibe sinais marcantes em duas regiões, uma delas engloba grande parte da área tropical da AS e Oceano Atlântico até a costa oeste da África. Nesta área o sinal de χ é negativo indicando a presença de convergência em baixos níveis. A outra região (sinal positivo de χ) compreende

o setor leste equatorial da África, estendendo-se para o Oceano Índico Equatorial Oeste, alcançando também uma parte do sul da Ásia. As outras duas áreas apresentam sinais mais fracos de χ e referem-se à região da Indonésia/Austrália (χ negativo) e o Oceano Pacífico Central (χ positivo). No campo espacial da componente imaginária do POP (Figura 4.10b) o predomínio de sinal positivo de χ mais intenso ocorre na África tropical. Por sua vez, χ negativo está presente no Pacífico Leste, na costa da AS e América Central. Os outros dois centros com intensidades mais baixas localizam-se entre o sul da Ásia/Indonésia (χ negativo) e Pacífico Oeste equatorial (χ positivo).

Em termos de deslocamento, o sinal intrasazonal, na escala temporal de 38 dias, ocorre em curtos intervalos de dias (Figura 4.18). O máximo de χ (negativo) situa-se na longitude de 40°W em $-p_r$, a qual corresponde ao extremo leste da AS, principalmente a região nordeste do Brasil. O sinal demora 5 dias para propagar-se até o segundo máximo (positivo) em 10°E , p_i , na África. Posteriormente há uma propagação de 4 dias até a longitude de 50°E em p_r . Esta região corresponde ao setor equatorial da costa leste da África e do Oceano Índico. O sinal intrasazonal continua a deslocar-se rapidamente, de 3 a 5 dias. Contudo, após a longitude de 50°E , há um decaimento do sinal ao longo da faixa tropical do globo, entre as regiões do Oceano Índico, Indonésia e Oceano Pacífico até a longitude de 110°W , em $-p_i$ no Pacífico Oeste. A partir desta região o sinal desloca-se até 40°W onde se finaliza o ciclo do POP. O padrão de onda zonal 2 é um dos modos de variabilidade intrasazonal nos trópicos, sendo menos frequente que o padrão de onda 1. Aparentemente, este padrão é modulado por períodos de atividade convectiva mais ativos na Amazônia/ África conforme sugerido pela amplitude do sinal discutido na Figura 4.19.

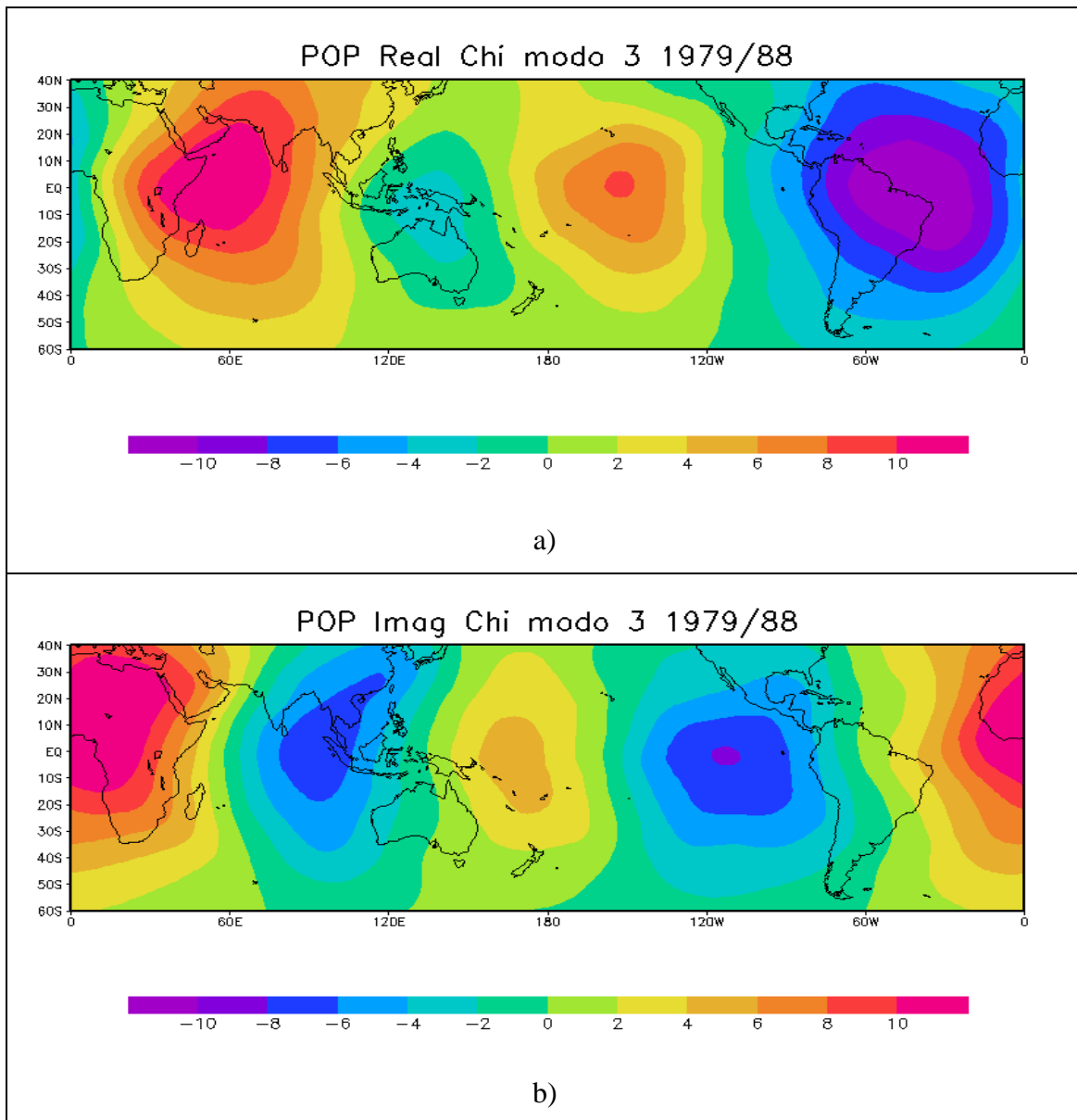


Figura 4.17: Campo espacial do terceiro modo de POP para χ em 250 hPa durante o período de 1979/1988: a) componente real, b) componente imaginária. (Unidades: $\text{m}^2.\text{s}^{-1}$)

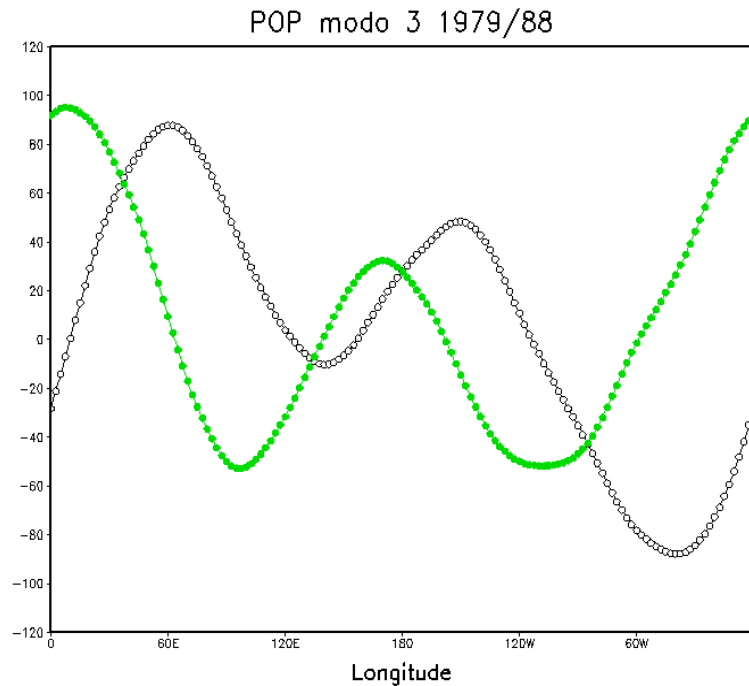


Figura 4.18: Componentes real (linha escura) e imaginária (linha verde) para o terceiro modo do POP em função da longitude para χ em 250 hPa durante 1979/1988, integrado entre as latitudes de 40°N a 60°S.

O padrão de onda 2 encontrado durante a década de 1979/88 apresenta máximas amplitudes do POP confinadas na região equatorial, entre o nordeste da AS estendendo-se também para as áreas do Oceano Atlântico, África Central até o Oceano Índico Leste (Figura 4.19). Os máximos são da ordem de $130 \times 10^6 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Embora a amplitude do sinal intrasazonal na escala temporal de 38 dias tenha sido menor, quando comparado com o padrão intrasazonal de 50-60 dias (onda zonal 1), o mesmo está presente em grande parte da faixa tropical do globo. Além disso, para esta década, os mínimos valores de amplitude do POP são encontrados no norte e sul do Oceano Pacífico Oeste e Austrália, regiões as quais fazem parte da área de máximas amplitudes para o padrão de onda zonal 1, analisado anteriormente.

Amplitude POP Modo 3 1979/88

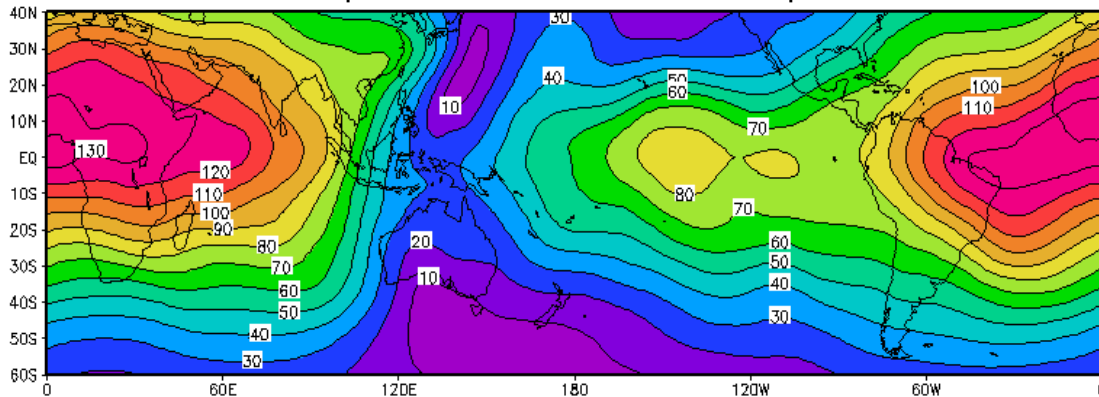


Figura 4.19: Amplitude de χ em 250 hPa para o terceiro modo do POP durante 1979/1988.

4.1.5. Padrão de onda zonal 2: década 1989/1998

Durante a década de 1989/98 o segundo modo do POP é o que apresenta a configuração de padrão de onda zonal 2, explicando 10% da variância total. O período de oscilação associado possui uma frequência ligeiramente mais alta que na década anterior, no caso de 32 dias. O tempo de decaimento associado é de 7 dias. Similarmente à década anterior, embora o padrão de onda seja de número 2, apenas dois centros de sinais opostos apresentam-se mais fortes. Neste caso, no campo espacial da componente real (Figura 4.20a) nota-se forte sinal na região tropical da AS/Oceano Atlântico, estendendo-se até Atlântico tropical norte (neste caso o sinal de χ é positivo) e na costa leste equatorial da África até o Oceano Índico, alcançando também o sul da Ásia (nesta região o sinal de χ é negativo). Observa-se a presença do sinal negativo de χ , mais fraco no Oceano Pacífico Central Equatorial. O outro centro de sinal positivo apresenta sinal bem mais fraco e localizado a norte de 15°S abrangendo a Indonésia e estendendo-se para o Pacífico Norte.

Assim como na década anterior, no campo espacial da componente imaginária do POP os centros com sinais mais fortes localizam-se sobre a maior parte do

continente Africano (neste caso, sinal negativo de χ) (Figura 4.20b). Além disso, a presença do sinal positivo χ , ligeiramente mais fraco, no Pacífico Leste, ao longo da costa da AS e América Central. Os outros dois centros exibem fracos sinais de χ , situados entre o Oceano Índico equatorial e o sul da Ásia (centro positivo) e na costa leste da Austrália, abrangendo o Pacífico Oeste e vizinhanças (centro negativo).

Avaliou-se também, o deslocamento da OIS na escala de 32 dias durante o período de 1989/98 (Figura 4.21). Comparando-se com a década anterior observa-se que o máximo de χ (neste caso, positivo) ocorre na longitude de 50°W em p_r , região que corresponde à AS tropical (principalmente o nordeste e sudeste do Brasil), alcançando também o Oceano Atlântico Norte. A partir desta região, o sinal desloca-se durante 5 dias para 0° em $-p_i$ na costa oeste da África, levando o mesmo tempo para propagar-se até a costa leste desta região, na longitude de 50°E em $-p_r$. Nota-se um enfraquecimento do sinal nas regiões a leste desta longitude, entre a Indonésia e Pacífico Central, intensificando-se novamente no Pacífico Oeste (100°W em p_i) e levando 5 dias para alcançar o leste da AS em 50°W , completando o ciclo do POP.

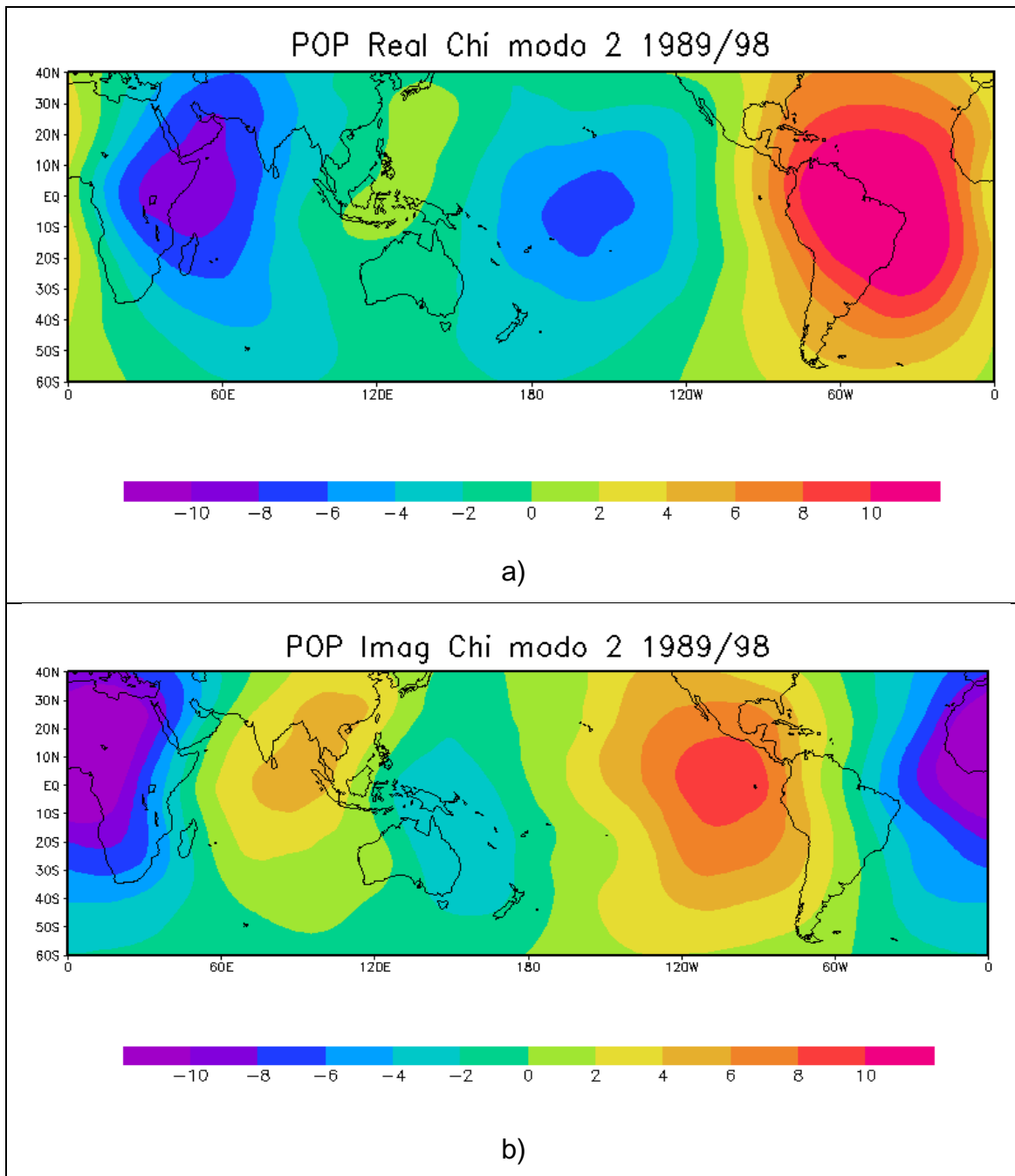


Figura 4.20: Campo espacial do segundo modo de POP para χ em 250 hPa durante o período de 1989 – 1998: a) componente real, b) componente imaginária. (Unidades: $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$).

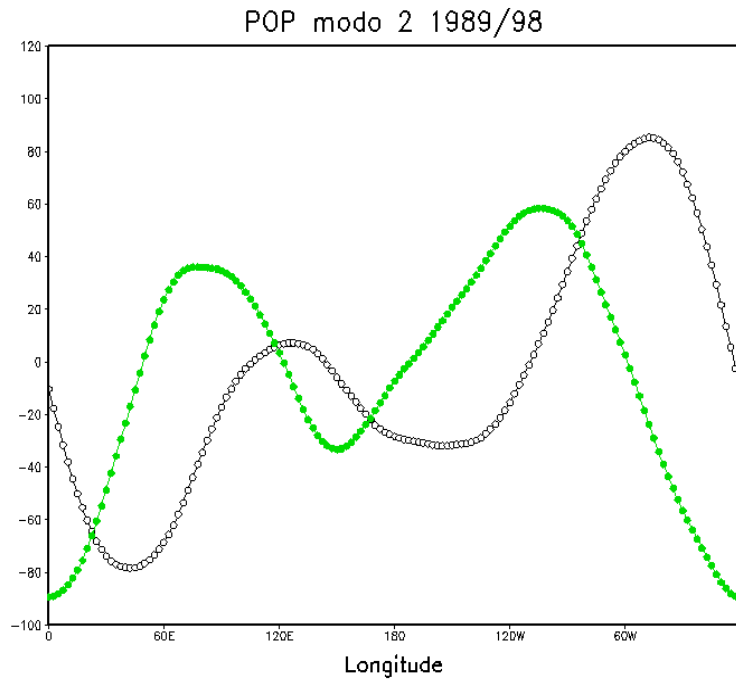


Figura 4.21: Componentes real (linha escura) e imaginária (linha verde) para o segundo modo do POP em função da longitude para χ em 250 hPa durante 1989/1998, integrado entre as latitudes de 40°N a 60°S.

A amplitude do POP para o segundo modo durante 1989/98 pode ser verificada na Figura 4.22. O padrão espacial é similar à década anterior, com predomínio de maiores amplitudes, da ordem de $130 \times 10^6 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, na região que se estende do nordeste do Brasil até a África. As amplitudes mais baixas ou inexistentes estão confinadas meridionalmente, ao longo da longitude de 120°E, compreendendo o oeste da Austrália, parte da Indonésia e Pacífico Oeste.

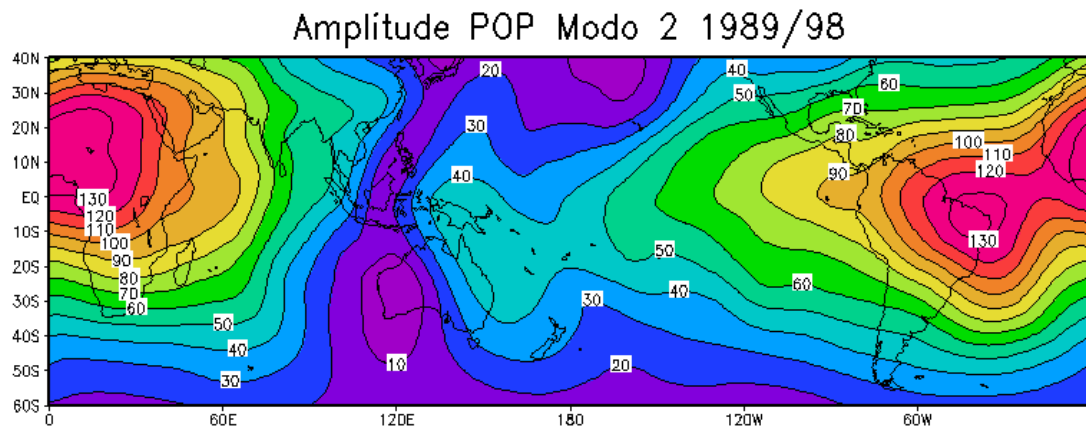


Figura 4.22: Amplitude de χ em 250 hPa para o segundo modo do POP durante 1989/1998.

4.1.6. Padrão de onda zonal 2: década 1999/2008

Durante a década de 1999/2008, o padrão de onda zonal 2 encontra-se no terceiro modo do POP. O período da oscilação é de 29 dias e o tempo de decaimento de 6 dias. Com relação à fração da variância total, a mesma é ligeiramente maior que as outras décadas, no caso 11%. A Figura 4.23a) refere-se à componente real do POP. Nota-se que o padrão está similar à configuração encontrada nas décadas anteriores e o sinal de acordo ao encontrado na década de 1979/88 (Figura 4.17). Uma diferença refere-se ao sinal positivo de χ nos Oceanos Pacífico e Índico. Observa-se que o mesmo apresenta-se mais forte no Pacífico, comparado com as décadas anteriores. Por sua vez, a área do Oceano Índico com forte sinal de χ é reduzida, concentrando-se mais na porção equatorial oeste deste oceano.

O campo espacial da componente imaginária do POP (Figura 4.23b) também mostra configuração similar à década de 1979/88. A área de sinal negativo de χ no Oceano Pacífico Leste, alcança a região do oeste da AS tropical e a América Central. O continente africano apresenta forte sinal positivo de χ . As

regiões do Oceano Índico e adjacências, assim como a costa leste da Austrália até o Oceano Pacífico apresentam sinais de fraca intensidade.

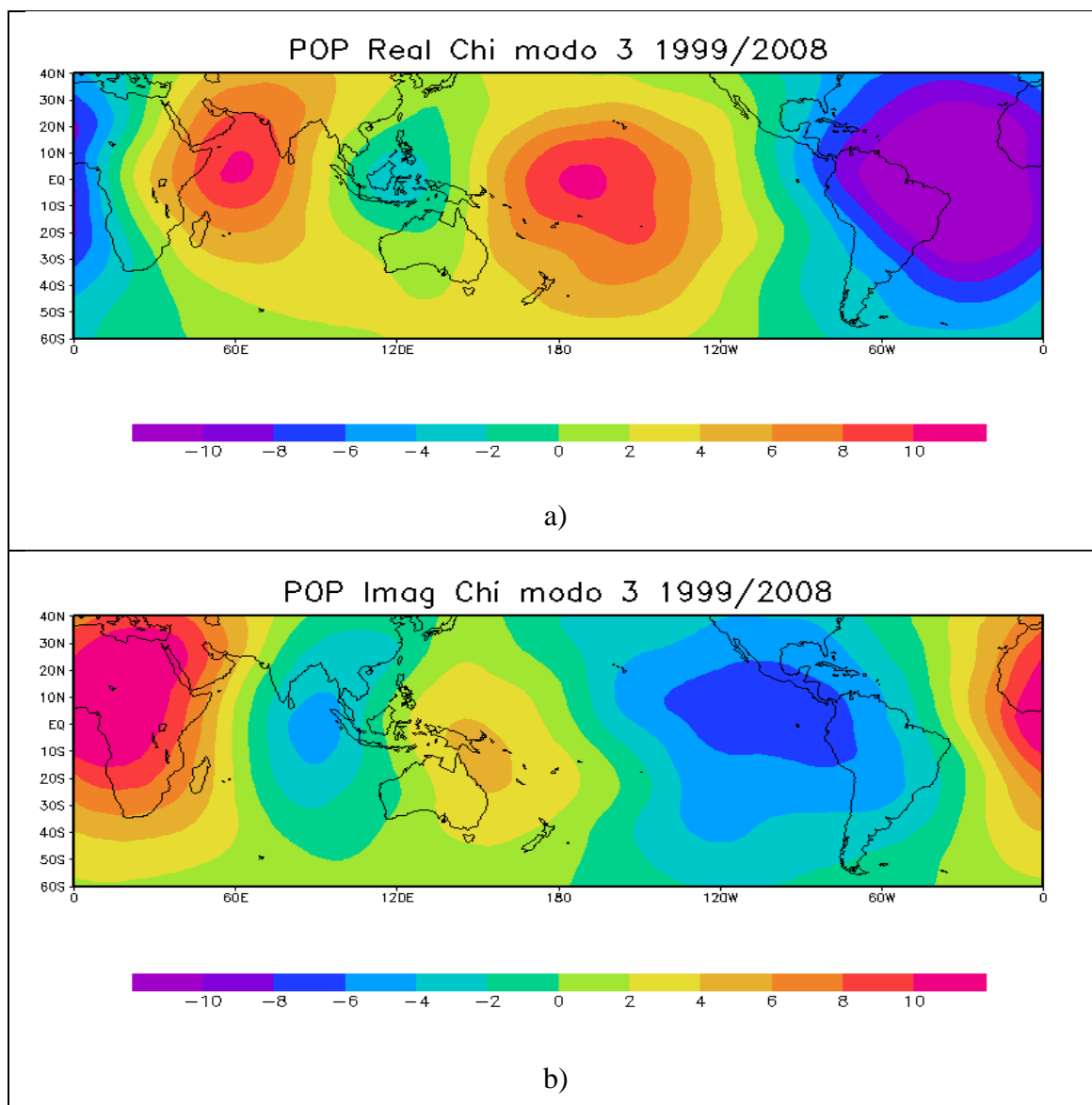


Figura 4.23: Campo espacial do terceiro modo de POP para χ em 250 hPa durante o período de 1999/2008: a) componente real, b) componente imaginária. (Unidades: $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$)

Em termos de deslocamento, observa-se na Figura 4.24 o máximo de χ (negativo) no Oceano Atlântico, na longitude de 30°W em $-p_r$. O sinal propaga-se durante 3 dias até a longitude de 10°E em p_i , na África Central, estendendo-

se até 60°E em p_r no Oceano Índico em um tempo de 4 dias. Após esta região o sinal se enfraquece até a longitude de 170°W em p_r no Pacífico Central onde desloca-se durante 5 dias até 110°W em $-p_i$ no Pacífico Leste. Por fim, há um deslocamento até a 30°W onde completa-se o ciclo POP.

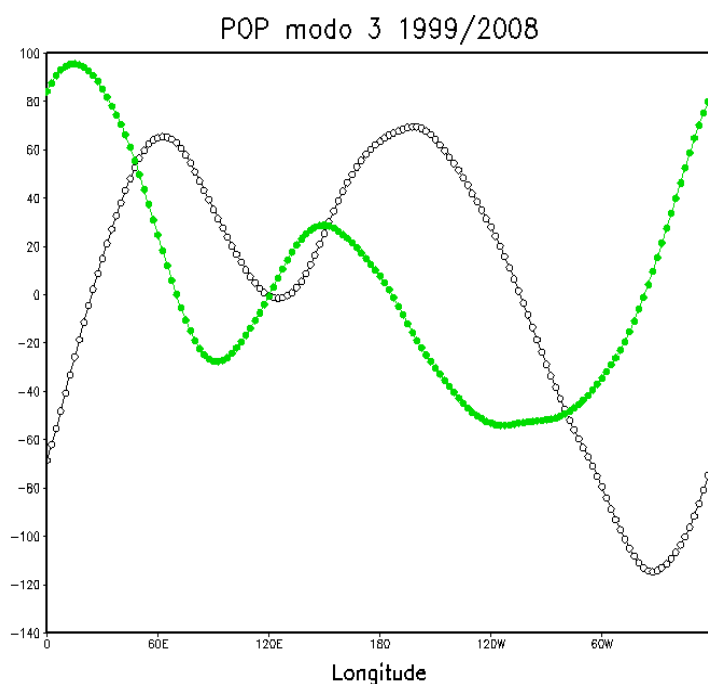


Figura 4.24: Componentes real (linha escura) e imaginária (linha verde) para o terceiro modo do POP em função da longitude para χ em 250 hPa durante 1999/2008, integrado entre as latitudes de 40°N a 60°S.

O terceiro modo do POP para 1999/2008 apresentou valores de amplitudes máximas ligeiramente maiores do que nas duas décadas anteriores, com o valor na ordem de $140 \times 10^6 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ (Figura 4.25). Por outro lado, a área deste máximo foi menor, concentrando-se no extremo nordeste do Brasil e estendendo-se equatorialmente até a costa litorânea da África. Além disso, ao contrário dos períodos analisados anteriormente, nota-se a presença de amplitudes relativamente altas no Oceano Pacífico Central equatorial, na ordem de $100 \times 10^6 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Similarmente ao comportamento encontrado nas

outras décadas, os valores mínimos de amplitudes situaram-se nas regiões da Indonésia, Austrália e oceanos adjacentes.

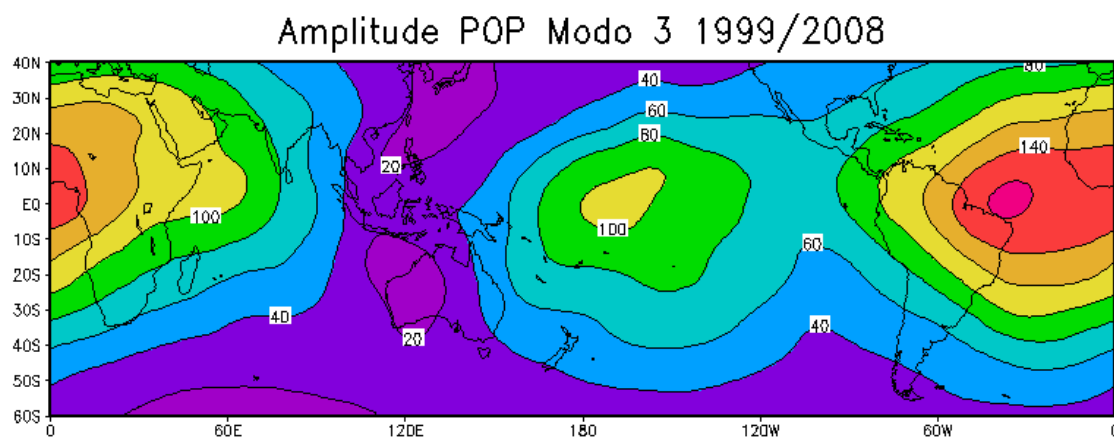


Figura 4.25: Amplitude de χ em 250 hPa para o terceiro modo do POP durante 1999/2008.

Discussões: Padrão de Onda zonal 2

Através dos resultados apresentados acima, observa-se que o sinal intrasazonal entre 29 e 38 dias apresentou-se um padrão de dipolo leste oeste entre a AS e Oceano Índico nos campos espaciais da componente real do POP e entre o Pacífico Leste/costa da AS e a África na componente imaginária do POP. A região da Indonésia onde tipicamente possui forte variabilidade intrasazonal, não apresentou sinal significativo nesta banda de frequência. Ao passar por esta região o ciclo do POP apresentou um decaimento do sinal durante as três décadas avaliadas. Do mesmo modo, as máximas amplitudes do POP confinaram-se na região tropical da AS até a África. Embora mais baixas, encontraram-se amplitudes do POP na região do Oceano Pacífico, Equatorial. Para esta região, a década de 1999/2008 apresentou as amplitudes mais altas. Os resultados encontrados para este modo sugerem que as condições atmosféricas da AS, mais especificamente o aquecimento atmosférico produzido pela típica atividade convectiva localizada sobre a

Amazônia/Brasil Central atue como uma importante fonte tropical de calor para geração de oscilações intrasazonais (GILL, 1980; SILVA DIAS, 1987; RAUPP; SILVA DIAS, 2004; 2009). Esta fonte de calor gera ondas de Kelvin as quais se propagam para leste ao longo do equador (RAUPP; SILVA DIAS, 2004).

4.1.7. Padrão de onda zonal 3: década 1979/1988

Uma configuração de padrão de onda zonal 3 destaca-se no segundo modo do POP durante a década de 1979/88. Este modo explica 9,8% da variância total. O período de oscilação associado é de 23 dias (submensal) e o tempo de decaimento de 5 dias. As componentes real e imaginária do campo espacial (Figuras 4.26a,b) exibem um trem de ondas ao longo da faixa tropical. Entretanto, apenas dois centros opostos apresentam sinais fortes. Para a componente real do POP, o sinal é mais evidente na região que abrange a costa nordeste da AS, estendendo-se para o Oceano Atlântico tropical (χ negativo) e na porção central equatorial da África (χ positivo). Nas outras áreas ao longo da região tropical, os centros são fracos, indicando características de decaimento do sinal atmosférico na escala submensal. O padrão espacial da componente imaginária do POP (Figura 4.26b) aparece, como um todo, deslocado com relação a componente real, caracterizando a propagação do sinal atmosférico. O sinal mais forte está presente no norte e noroeste da AS (χ negativo) e na costa oeste do continente Africano (χ positivo).

O ciclo de vida deste sinal é apresentado na Figura 4.27. A propagação ocorre em curtos intervalos de dias. O ciclo se inicia na região do máximo de χ (positivo) no oeste da África, na longitude de 0° em p_{imag} e desloca-se para 30°E em p_{real} em aproximadamente 2 dias na África Equatorial Central. Observa-se o decaimento do sinal ao longo do Oceano Índico Oeste, Indonésia, norte da Austrália até a porção tropical oeste do Oceano Pacífico

onde intensifica-se em 130°W em p_{imag} deslocando-se rapidamente até 110°W em p_{real} no Pacífico Leste. Em seguida, o sinal propaga-se para 70°W em $-p_{\text{imag}}$ no noroeste da AS, em um tempo de 3 dias e para 30°W em $-p_{\text{real}}$ na costa leste da AS. O ciclo do POP finaliza-se, com a propagação da oscilação em torno de 2 dias até a África.

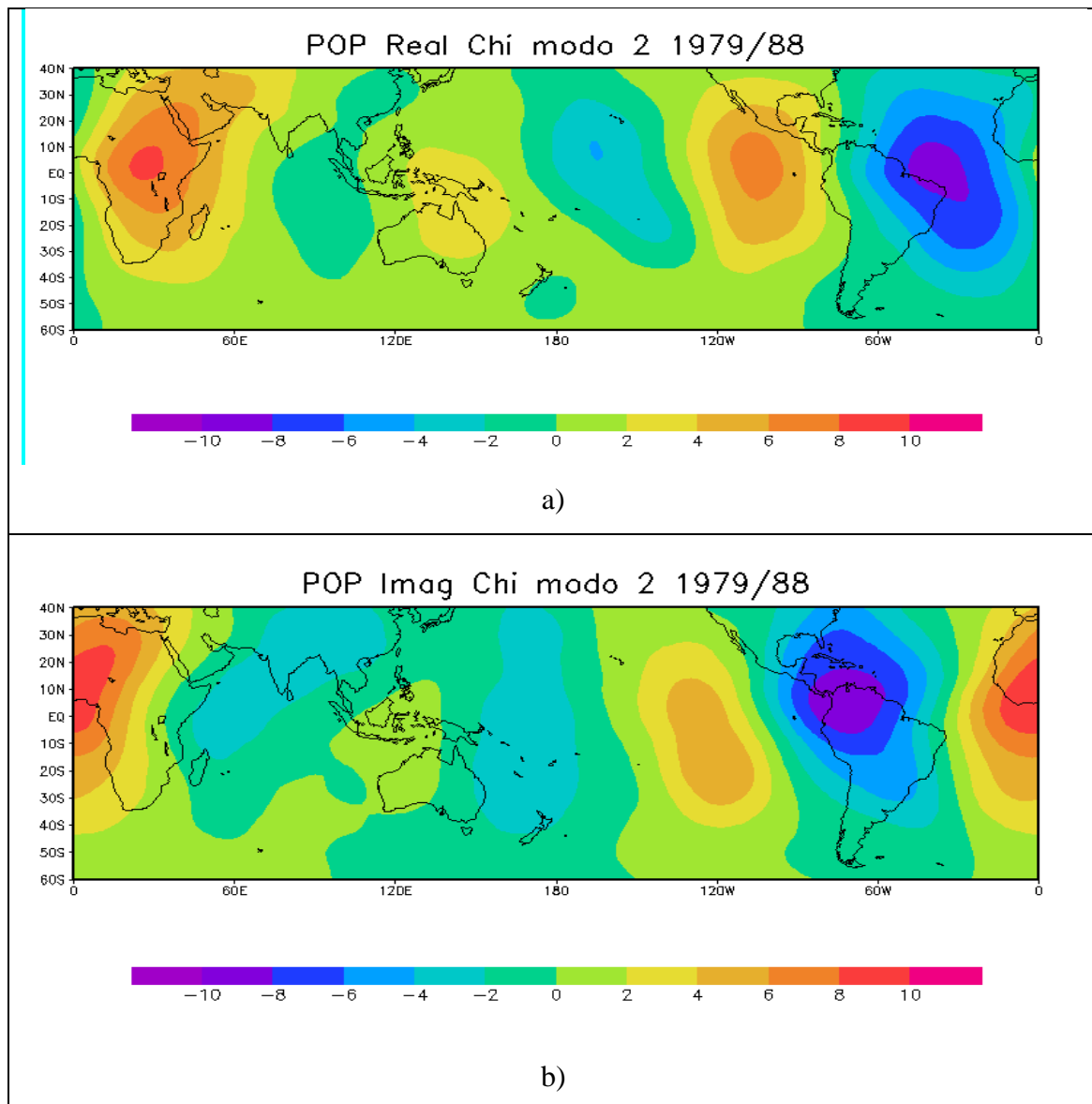


Figura 4.26: Campo espacial do segundo modo de POP para χ em 250 hPa durante o período de 1979 /1988: a) componente real, b) componente imaginária. (Unidades: $\text{m}^2.\text{s}^{-1}$)

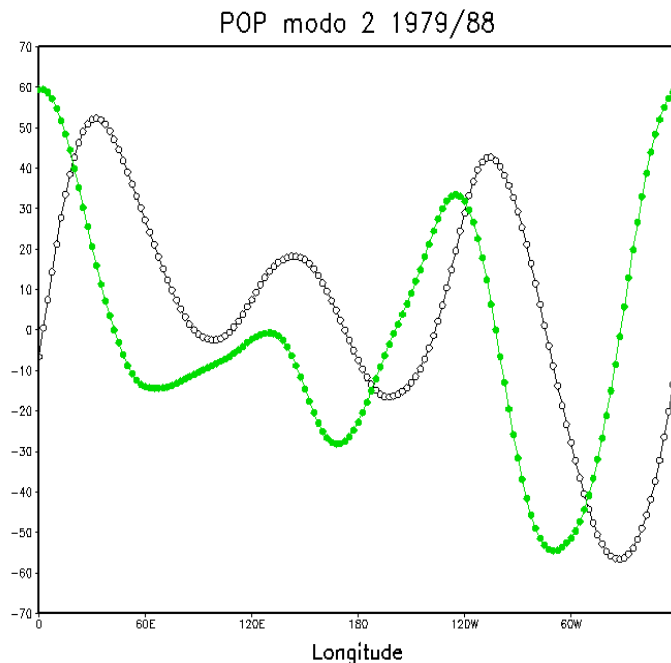


Figura 4.27: Componentes real (linha escura) e imaginária (linha verde) para o segundo modo do POP em função da longitude para χ em 250 hPa durante 1979/1988, integrado entre as latitudes de 40°N a 60°S.

O padrão espacial da amplitude do POP para este modo, apresenta uma configuração similar a onda zonal 2 para a mesma década. As maiores amplitudes do POP, na ordem de $90 \times 10^6 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ concentram-se na faixa equatorial, entre norte da AS e costa oeste da África (Figura 4.28). Amplitudes ligeiramente mais baixas, na ordem de $60 \times 10^6 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ são encontrados no Pacífico Equatorial Leste, curvando-se para sul e alcançando a latitude de 30°S. Por outro lado, na maior parte do Hemisfério Leste, principalmente no Oceano Índico, as amplitudes são fracas ou inexistentes. De acordo com este resultado, sugere-se que, similarmente ao observado no padrão de onda 2 (período de 38 dias), o padrão de onda 3 seja modulado pela atividade convectiva tanto na Amazônia como na África. Estudos tais como Figueroa (1997), Obregon (2001), Jones e Carvalho (2002), Souza (2003), Vitorino (2003) e Alves et al. (2007) identificaram uma escala de variabilidade submensal, entre 20 e 30 dias na região Amazônica.

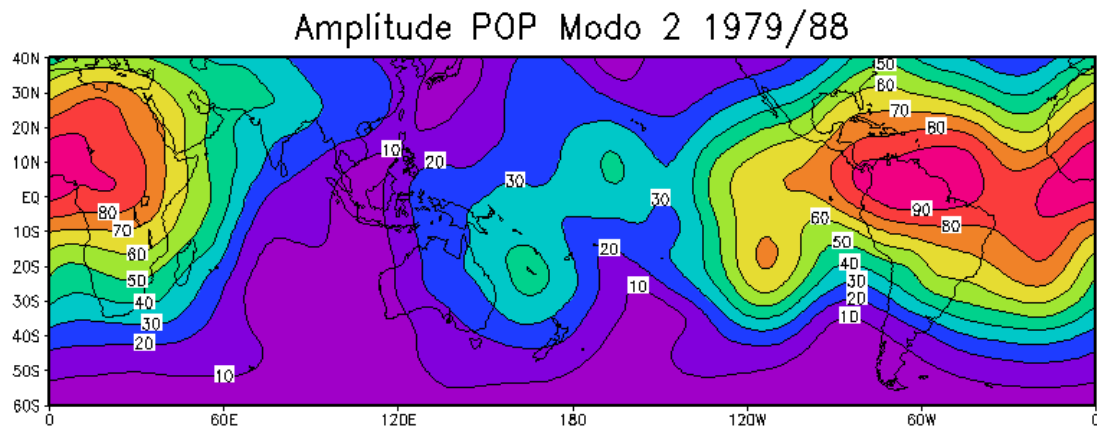


Figura 4.28: amplitude de χ em 250 hPa para o segundo modo do POP durante 1979/1988.

4.1.8. Padrão de onda zonal 3: década 1989/1998

O terceiro modo do POP durante a década de 1989/98 explica 10% da variância total. Embora o período de oscilação associado seja de 29 dias, a configuração espacial apresenta um padrão de onda 3 (Figura 4.29a,b). O tempo de decaimento é de 5 dias. Nota-se um padrão similar ao encontrado na década anterior, com sinais invertidos e centros com maior intensidade entre a AS tropical (no nordeste do Brasil) e a porção central da África, estendendo-se para nordeste. Nas outras regiões, ao longo do cinturão tropical os centros que caracterizam o padrão de onda 3 exibem fracos sinais.

O campo da componente imaginária do POP (Figura 4.29b) apresenta características de decaimento do sinal em uma grande área desde o Oceano Índico até o Pacífico Central. Os centros são evidentes entre uma área que abrange parte do Pacífico Leste Equatorial, a costa oeste da AS e América Central (χ positivo). A outra área corresponde ao Oceano Atlântico tropical, estendendo-se até a costa oeste da África (χ negativo).

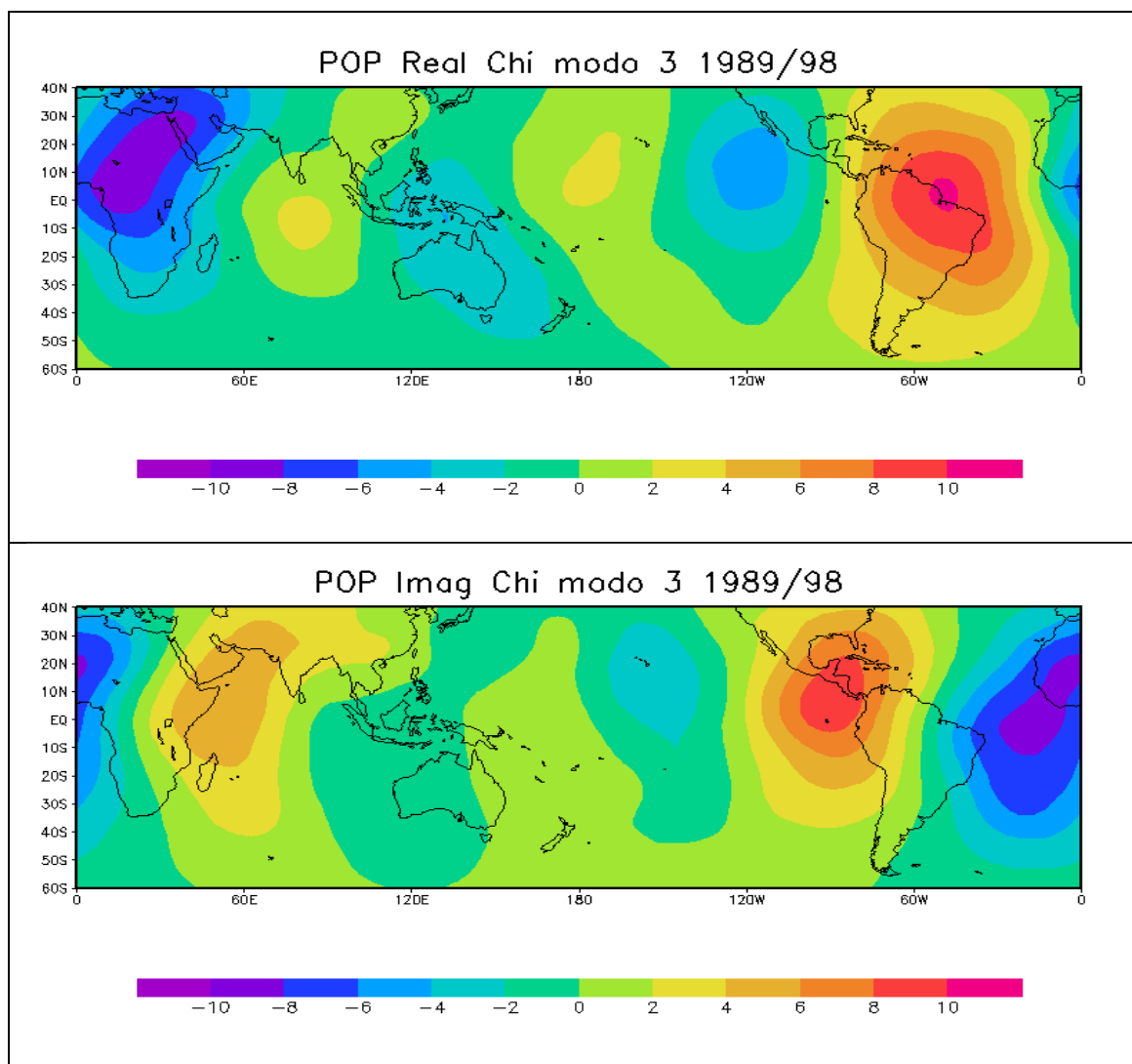


Figura 4.29: Campo espacial do terceiro modo do POP para χ em 250 hPa durante o período de 1989 - 1998: a) componente real, b) componente imaginária. (Unidades: $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$)

O ciclo do POP para este modo, na década de 1989/98 (Figura 4.30) apresenta um máximo de χ (positivo) na AS, na longitude de 70°W em p_r , propagando-se para um segundo máximo (negativo) no Oceano Atlântico, na longitude de 30°W em $-p_i$. O sinal continua a propagar-se, levando o mesmo tempo (3 dias) para alcançar a costa oeste da África (10°E) em $-p_r$. Em seguida, segue para o setor central da África (30°E) em p_i . Após o sinal passar pela África, ocorre um

decaimento do sinal, voltando a intensificar-se na região próxima a longitude de 90°W no Pacífico Leste.

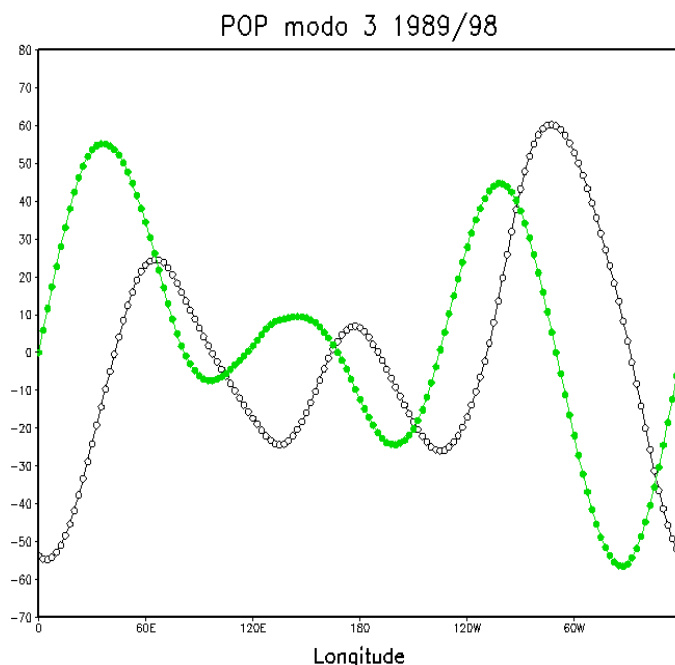


Figura 4.30: Componentes real (linha escura) e imaginária (linha verde) para o terceiro modo do POP em função da longitude para χ em 250 hPa durante 1989/1998, integrado entre as latitudes de 40°N e 60°S.

As máximas amplitudes do POP para o terceiro modo de 1989/98 são da ordem de $90 \times 10^6 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ (Figura 4.31). Estes máximos ocorrem praticamente nas mesmas regiões encontradas na década anterior. No entanto, além do extremo norte da AS, há máximos de amplitude do POP na América Central e uma parte do Oceano Pacífico Equatorial Leste. Além disso, entre esta região e o máximo encontrado na África (porção centro-oeste e uma parte do nordeste) observa-se um maior decaimento da amplitude no Oceano Atlântico Oeste (no caso, decai para $60 \times 10^6 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$). No Pacífico Leste Equatorial não se observa a extensão do sinal em direção ao sul como encontrado na década anterior. Ao longo da região tropical, as amplitudes mais baixas do POP e praticamente inexistentes ocorrem no Pacífico Oeste, com uma extensão meridional ao longo da longitude de 180°, na linha de data.

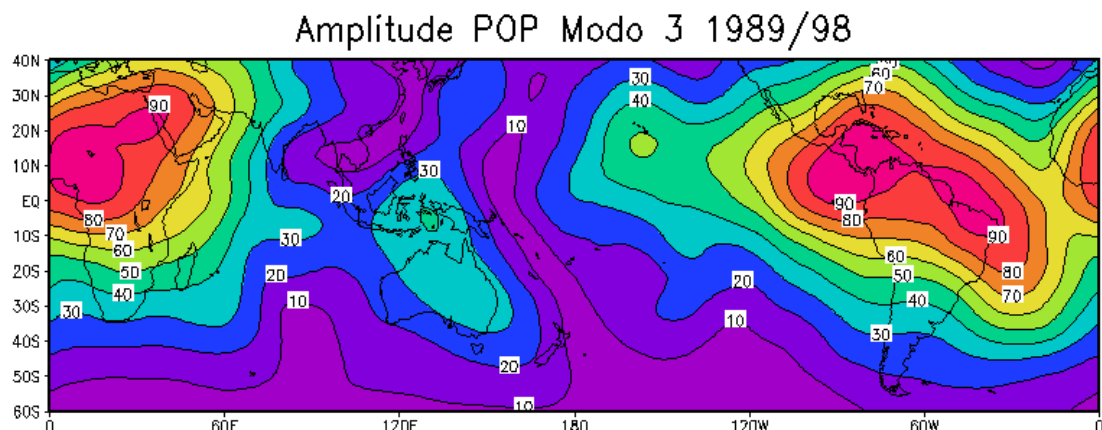


Figura 4.31: Amplitude de χ em 250 hPa para o terceiro modo do POP durante 1989/1998.

4.1.9. Padrão de onda zonal 3: década 1999/2008

Na década de 1999/2008, a configuração de onda zonal 3 encontrou-se no primeiro modo, explicando 11% da variância total. A escala temporal associada é de 19 dias e o tempo de decaimento é de 5 dias. Para esta década, há uma diferença com relação aos dois centros de sinal mais intenso. Ao contrário das décadas anteriores, o sinal apresenta-se relativamente fraco na África. No padrão espacial da componente real do POP (Figura 4.32a) os centros são mais fortes entre o Pacífico Leste Equatorial (χ positivo) e os trópicos da AS, estendendo-se também para a América Central e Oceano Atlântico Norte tropical (χ negativo). Nas outras regiões ao longo do cinturão tropical o sinal é fraco. Por sua vez, o padrão espacial da componente imaginária exibe um deslocamento da Oscilação atmosférica associada em que há presença de sinal negativo de χ no Pacífico Leste, ao longo da costa da América Central e noroeste da AS. O sinal positivo de χ localiza-se no outro extremo da AS, no leste do nordeste, abrangendo também a região oceânica.

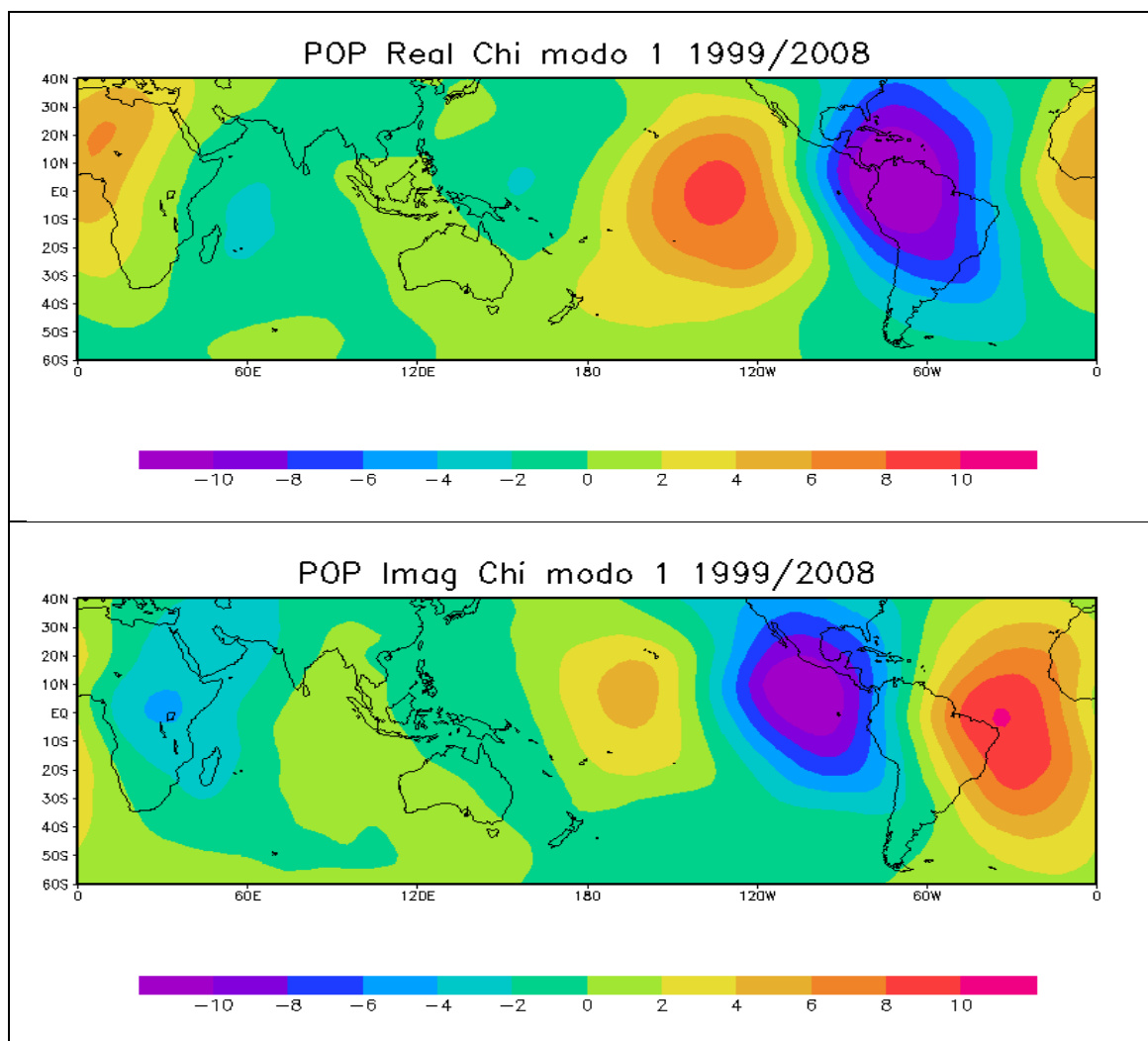


Figura 4.32: Campo espacial do primeiro modo de POP para χ em 250 hPa durante o período de 1999 – 2008: a) componente real, b) componente imaginária.

A evolução do padrão espacial deste modo é apresentada na Figura 4.33. Ao avaliar o ciclo do POP nesta década nota-se mínimos valores das componentes reais e imaginárias, entre as longitudes de 60°E a 180°. O máximo de χ (negativo) ocorre em 70°W em $-p_r$, na AS, deslocando-se para 30°W em p_i no Oceano Atlântico em um período inferior a 2 dias. O sinal leva o mesmo tempo para alcançar a longitude de 0° em p_r onde decai até voltar a intensificar-se novamente em 130°W em p_r no Oceano Pacífico Central. A partir desta região há uma propagação para leste até aproximadamente 100°W em $-p_i$ e o ciclo finaliza-se quando o sinal desloca-se até 70°W.

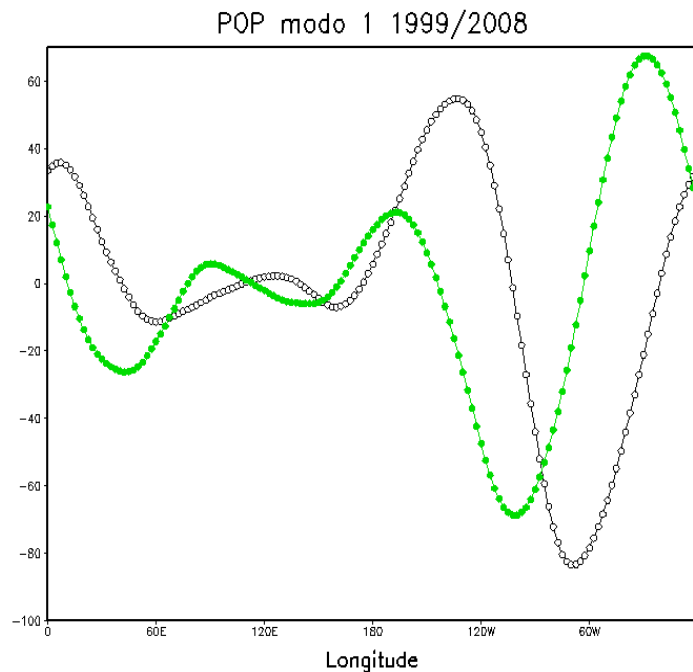


Figura 4.33: a) Componentes real (linha escura) e imaginária (linha verde) para o primeiro modo do POP em função da longitude para χ em 250 hPa durante 1999/2008, integrado entre as latitudes de 40°N – 60°S.

Ao contrário das outras décadas, para 1999/2008, a máxima amplitude do POP concentrou-se no extremo noroeste da AS, abrangendo uma parte dos Oceanos Pacífico Leste e Atlântico Equatorial (Figura 4.34). Comparado com as outras décadas, estes máximos são maiores, na ordem de $130 \times 10^6 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Esta área faz parte de uma região que engloba a porção tropical da AS, os oceanos adjacentes e América Central. Nas outras áreas ao longo do globo as amplitudes do POP são fracas.

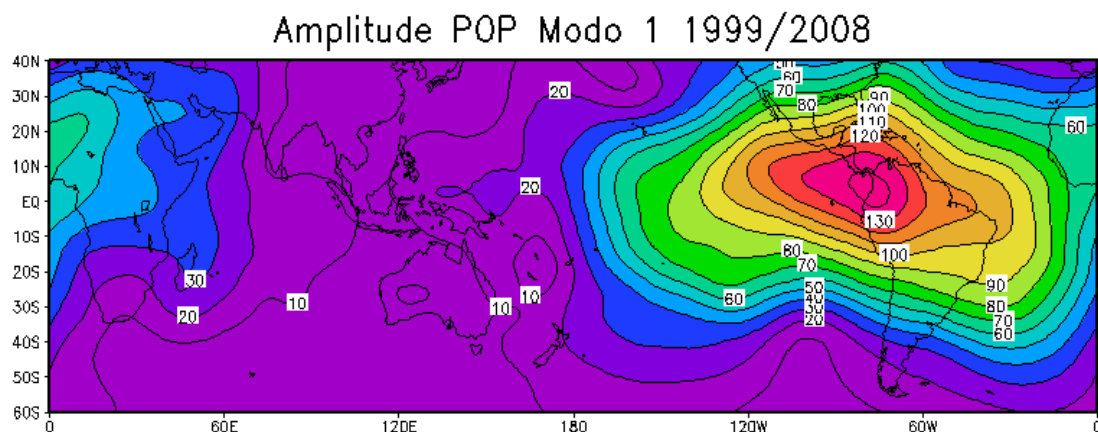


Figura 4.34: a) Amplitude de χ em 250 hPa para o primeiro modo do POP durante o período de 1999/2008.

4.2. Variabilidade interanual dos modos dominantes do POP

Neste estudo, analisaram-se também, as séries temporais da amplitude dos modos dominantes encontrados no POP. Obtiveram-se os valores máximos da amplitude das séries diárias considerando o percentil de 95%. Após a seleção dos máximos diários, calcularam-se as médias anuais destes valores, onde se classificou como eventos fracos os que apresentaram valores inferiores a 1,8, moderados os valores contidos no intervalo entre 1,8 e 2,0 e fortes os valores superiores a 2,0. Os resultados mostram que para a OIS com padrão de onda zonal 1 identificou-se 5 anos fortes, 14 moderados e 11 fracos, sendo que os anos que apresentaram maiores médias foram 1997 (Figura 4.35), 1988, 2005, 2004 e 1979. Para o padrão de onda zonal 2 identificaram-se 9 anos fortes, 18 moderados e 3 fracos, tendo as maiores amplitudes os anos de 1998 (Figura 4.36), 1988, 1997, 1992, 1979, 1980, 2005, 2006 e 2000, nesta ordem. No padrão de onda zonal 3, verificou-se 14 anos fortes, 12 moderados e 4 fracos, com as maiores médias os anos de 1982 (Figura 4.36), 1986, 1980, 2008, 1998, 1988, 1997, 2004, 2002, 1983, 1992, 1989, 1995 e 1999. As médias dos valores máximos encontrados para os padrões de onda zonal 1, 2 e 3 podem ser visualizadas nas Tabelas 4.2, 4.3 e 4.4, respectivamente.

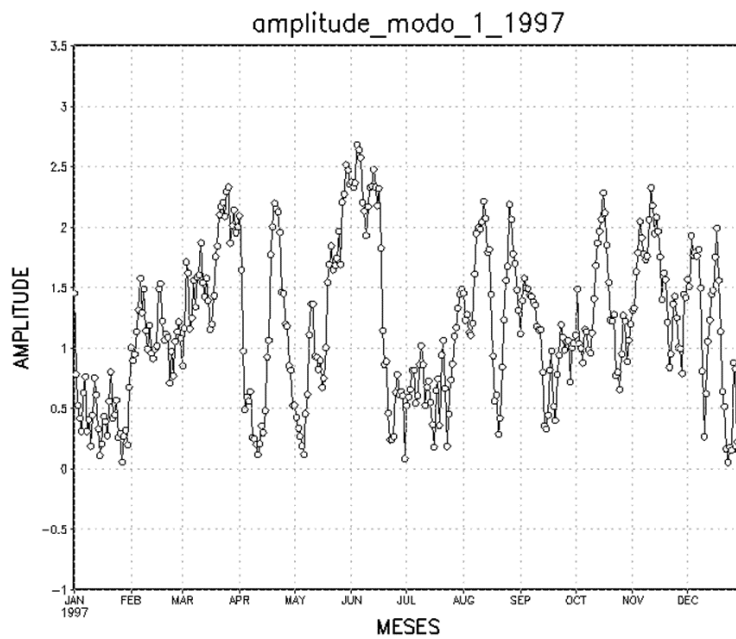


Figura 4.35: Série temporal da amplitude do POP derivados de χ em 250 hPa (padrão de onda zonal 1) durante o ano de 1997.

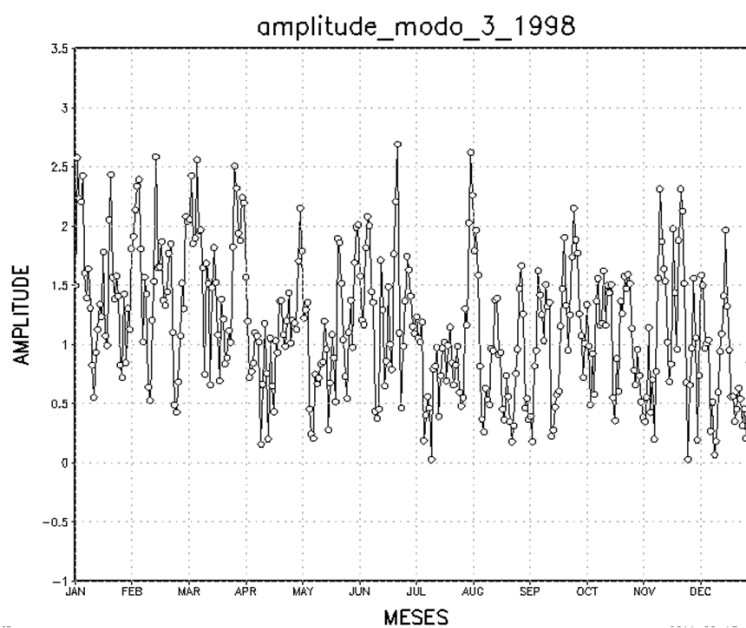


Figura 4.36: Série temporal da amplitude do POP derivado de χ em 250 hPa (padrão de onda zonal 2) durante o ano de 1998.

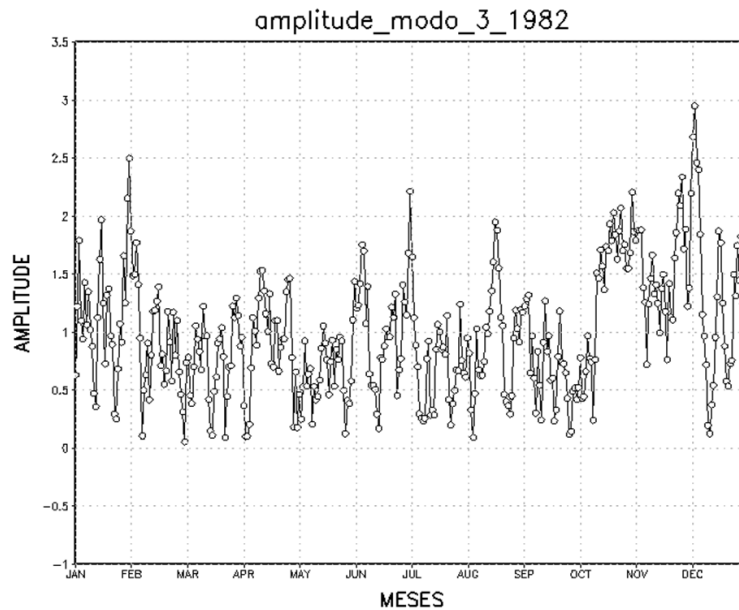


Figura 4.37: Série temporal da amplitude do POP derivados de χ em 250 hPa (padrão de onda zonal 3) durante o ano de 1982.

Realizou-se também uma associação das ocorrências das máximas amplitudes encontradas (valores superiores a 2,0) com os anos de episódios do fenômeno ENOS. No padrão de onda zonal 1, notaram-se dois 2 casos em anos de El Niño (EN), sendo um em ano de EN forte (1997) e um em ano de EN fraco (2004). Durante anos de La Niña (LN), observou-se a ocorrência de um caso em ano de La Niña (LN) forte (1988) e 2 casos em anos considerados neutros (1979 e 2005). No padrão de onda zonal 2, verificou-se 2 casos durante anos de EN, sendo um em ano de EN forte (1997) e um ano de EN fraco (2006). Para este padrão de onda, notou-se 3 casos em anos de LN, sendo um em ano de LN forte (1988) e dois em anos de LN moderada (1998, 2000). Além disso, a ocorrência de 4 casos em anos neutros (1992, 1979, 1980, 2005). No padrão de onda zonal 3, encontrou-se 5 casos ocorridos em anos de EN, sendo 2 em anos em episódios fortes (1982 e 1997), 2 em anos de EN moderado (1986 e 2002) e um em ano de EN fraco (2004). Observou-se a ocorrência de 4 casos em anos de LN, sendo um em ano de LN forte (1988), dois em anos de LN moderada (1998 e 1999) e um em ano de LN fraca (1995). Para anos neutros observou-se 5 casos (1980, 1983, 1989, 1992 e 2008).

Tabela 4.2 - Ordem decrescente da média anual das máximas amplitudes para a OIS com o padrão de onda zonal 1.

Ano	Média
1997	2,391
1988	2,350
2005	2,169
2004	2,142
1979	2,104
1996	1,937
2006	1,921
1998	1,912
1994	1,912
1981	1,898
2000	1,872
1985	1,869
1991	1,853
1993	1,835
1999	1,832
1986	1,810
2002	1,803
1990	1,802
1982	1,802
2007	1,791
1987	1,733
1995	1,697
1980	1,697
1983	1,690
2003	1,642
2008	1,633
1992	1,633
2001	1,623
1989	1,565
1984	1,448

Tabela 4.3 - Ordem decrescente da média anual das máximas amplitudes para a OIS com o padrão de onda zonal 2.

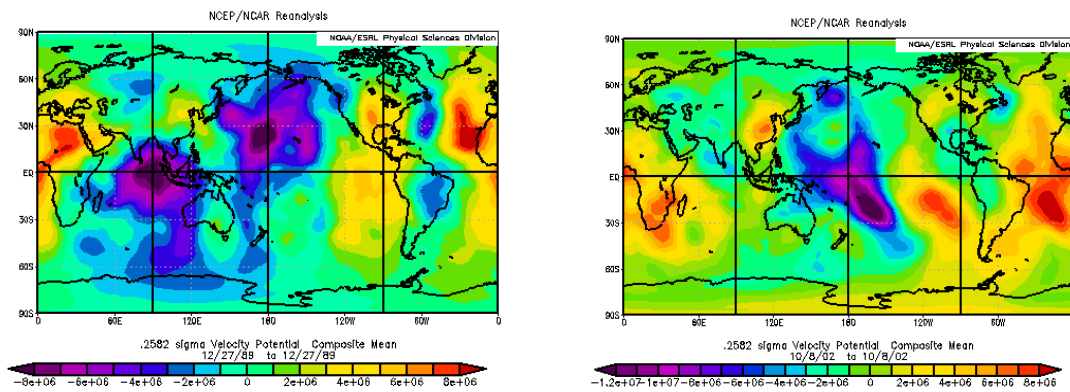
Ano	Média
1998	2,392
1988	2,252
1997	2,251
1992	2,181
1979	2,161
1980	2,118
2005	2,114
2006	2,081
2000	2,016
1995	1,998
1987	1,986
2008	1,971
2007	1,970
1985	1,946
1984	1,941
2004	1,932
2001	1,931
1983	1,911
1989	1,893
1982	1,892
1993	1,887
1981	1,829
1986	1,818
2003	1,817
2002	1,814
1991	1,803
1994	1,800
1996	1,799
1999	1,728
1990	1,632

Tabela 4.4 - Ordem decrescente da média anual das máximas amplitudes encontradas no padrão de onda zonal 3.

Ano	Média
1982	2,199
1986	2,154
1980	2,144
2008	2,143
1998	2,133
1988	2,111
1997	2,107
2004	2,095
2002	2,092
1983	2,075
1992	2,056
1989	2,038
1995	2,026
1999	2,013
2005	1,983
1996	1,974
2003	1,943
1993	1,925
1981	1,923
2007	1,919
2006	1,887
1985	1,864
1979	1,859
1991	1,828
2001	1,823
1987	1,802
2000	1,790
1984	1,733
1990	1,726
1994	1,707

Através das médias anuais, realizou-se uma climatologia, comparando as médias anuais das máximas amplitudes para cada padrão de onda zonal. Comparando-se os três padrões de onda encontrados no POP, em função das maiores amplitudes anuais, identificou-se em quais anos determinado padrão de onda apresentou-se dominante. Dentre os 30 anos de estudo, o padrão de onda 3 foi dominante em 13 anos, a saber: 1980, 1981, 1982, 1983, 1986, 1989, 1993, 1995, 1996, 1999, 2002, 2003, 2008. O padrão de onda 2 dominou em 10 anos distintos: 1979, 1984, 1985, 1987, 1992, 1998, 2000, 2001, 2006, 2007. Por sua vez, o padrão de onda zonal 1 foi dominante em 7 anos: 1988, 1990, 1991, 1994, 1997, 2004, 2005.

São mostrados 6 exemplos da ocorrência de padrões de onda 1,2 e 3 durante o período de estudo (1979-2008) através de campos espaciais de χ em altos níveis, obtidos em <http://www.esrl.noaa.gov>. A Figura 4.38 ilustra a ocorrência de dois exemplos de padrão de onda 3, um para o ano de 1989 (a) e outro para o ano de 2002 (b) considerando o campo de χ não filtrado na alta troposfera. No exemplo para o ano de 1989 há dois centros com forte sinal negativo de χ , um no Índico e outro no Pacífico Norte. Já na AS, o sinal negativo de χ é mais fraco. Regiões com χ positivo localizam-se na África, no Pacífico Leste estendendo-se para a América Central e do Norte, também presentes na Ásia (com menor intensidade). O segundo exemplo de padrão de onda 3 no ano de 2002 (Figura 4.38b) mostra predominância de sinal positivo de χ em três grandes centros: Oceano Atlântico tropical, Oceano Pacífico Leste e sul da África. A presença de forte sinal negativo localiza-se no Pacífico Oeste.



a)

b)

Figura 4.38: Exemplos de padrões de onda zonal 3 no campo de χ em 250 hPa nos dias: a) 27/12/1989, b) 08/10/2002

Dois exemplos do padrão de onda zonal 2 são mostrados na Figura 4.39. O campo espacial de χ na alta troposfera no dia 22/10/98 (Figura 4.39a) exibe sinal negativo de χ , em duas regiões, uma na área que abrange a Indonésia, Austrália, Ásia e partes do Oceano Índico e Pacífico Oeste. E a outra área corresponde ao continente Americano, como um todo. Por outro lado, convergência em altos níveis indicadas pelo sinal positivo de χ está mais intensa e presente no Pacífico Central Sul e no Oceano Atlântico Sul, estendendo-se para a África até o Oceano Índico. No segundo exemplo do padrão de onda 2, a Figura 4.39b, observa-se no dia 10/01/2001 duas regiões onde há convergência em altos níveis (χ positivo), uma no nordeste da África (e vizinhanças) e a outra no Pacífico Equatorial Leste, estendendo-se para a América do Norte. Uma condição atmosférica oposta (χ negativo) é observada na Indonésia (e vizinhanças) e na AS, principalmente, na região Amazônica e Brasil Central.

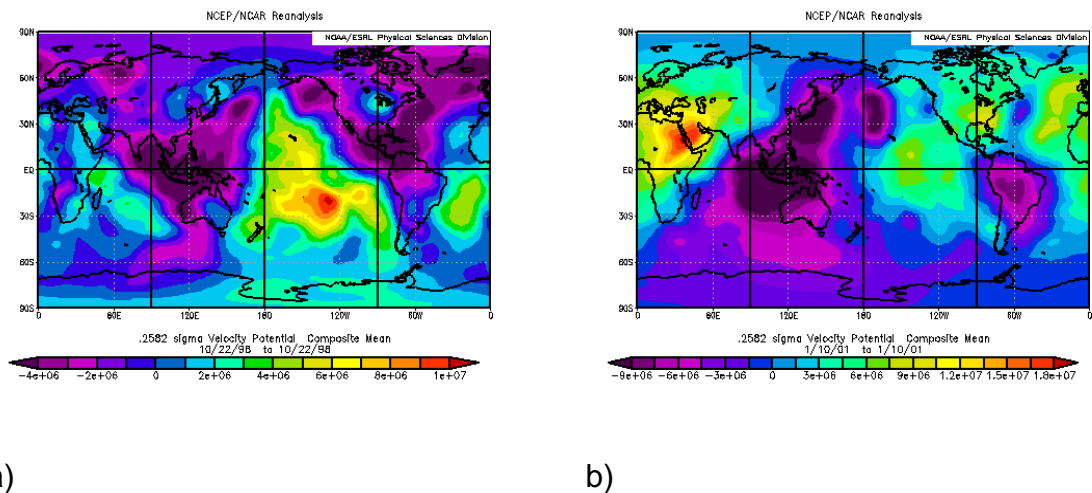


Figura 4.39: Exemplos de padrões de onda zonal 2 no campo de χ em 250 hPa nos dias: a) 22/10/98 e b) dia 10/01/2001.

Por fim, apresenta-se exemplos para o padrão de onda zonal 1 (Figura 4.40). Para o ano de 2004 (Figura 4.40a) nota-se a presença de χ positivo em altos níveis na Indonésia e, sinal oposto principalmente na América Central e na porção tropical da AS, tanto no norte quanto ao longo da posição climatológica da ZCAS. O outro exemplo, para o ano de 2005 (Figura 4.40b) apresenta divergência em altos níveis de χ na Indonésia e um padrão atmosférico oposto ao longo do continente Americano, estendendo-se para a porção oceânica.

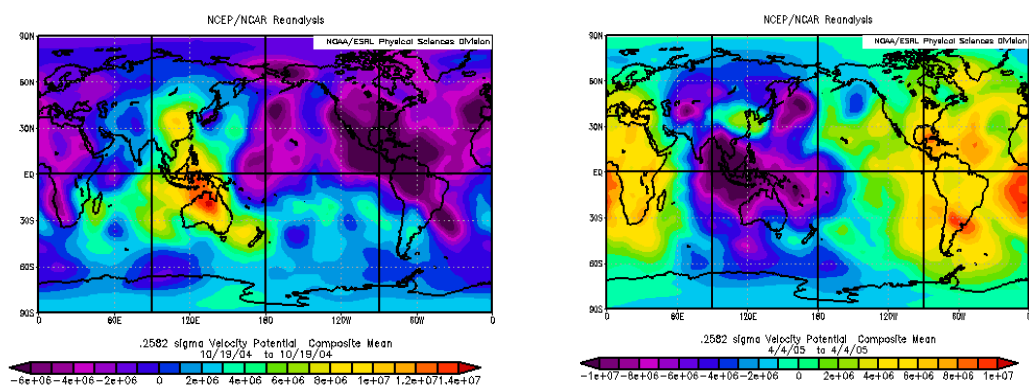


Figura 4.40: Exemplos de padrões de onda zonal 1 no campo de χ em 250 hPa nos dias: a) 19/10/2004, b) 04/04/2005

4.3. Discussões

Neste capítulo, avaliou-se a variável χ em 250 hPa, em escala global, através da aplicação do método POP. Encontrou-se como dominante três padrões de onda zonais, possivelmente associado às três fontes de calor que modulam a circulação atmosférica em grande parte dos trópicos e, de forma indireta nos extratropicais. Os estudos de Matsuno (1966), Webster (1972) e Gill (1980) foram os primeiros a indicar que o aquecimento convectivo nos trópicos está confinado em três grandes áreas, na África Equatorial, na América do Sul e na Indonésia. Nesta última região por exemplo, Gill (1980) sugeriu que a propagação para leste da OIS se dá por meio de uma onda de Kelvin gerada pelo aquecimento sobre a Indonésia. Esta onda atmosférica assim como a onda de Rossby atua como importante mecanismo para enviar informações de uma forçante localizada para o restante do globo. Na região tropical, a forçante das ondas atmosféricas é representada pelo aquecimento diabático devido, principalmente, a liberação de calor latente (GONZÁLES et al., 2007). Estas ondas propagam-se horizontalmente ao longo do equador e influenciam outras fontes de calor fora desta região através da sua energia vertical e transporte de momentum (HOLTON, 1992).

O primeiro padrão de onda encontrado, corresponde à onda zonal 1 (LORENC, 1984; KNUSTON et al., 1986; KNUSTON; WEICKMANN, 1987; WEICKMANN et al., 1987; KAYANO; KOUSKY, 1999) na escala temporal que varia entre 53 e 63 dias. O campo de χ em 250 hPa exibiu, através das componentes real e imaginária do POP, dois centros de sinais opostos ao longo da porção equatorial do globo, característicos da OMJ. Como esperado, nos campos espaciais da amplitude do POP verifica-se o sinal da OIS é mais forte e evidente na Indonésia/Oceano Índico, atuando como uma importante fonte de calor para o sinal intrasazonal na escala de 50-60 dias, devido as suas condições atmosféricas, tais como a TSM elevada (“piscina quente”), propiciarem a liberação de calor latente que governa a circulação tropical. Em latitudes mais altas, identifica-se o modo extratropical de propagação da OIS,

associado com um padrão de teleconexão conhecido como PSA. Em termos de variabilidade decenal, na região tropical, não se encontrou diferenças significativas entre as três décadas avaliadas. Por sua vez, nos extratropicais, as diferenças entre as décadas foram observadas na trajetória do padrão PSA ao alcançar a AS.

O segundo modo dominante do POP, apresenta padrão de onda zonal número 2. O período de oscilação também ocorre na escala intrasazonal, mas com frequência mais alta, entre 29 e 38 dias. Diferentemente do padrão de onda 1, os resultados apresentaram os centros com sinal de χ mais intensos e amplitudes máximas entre a região da AS e a África Equatorial. Este comportamento indica que há outra fonte de calor, provavelmente a região Amazônica, a qual, através da liberação de calor latente, propicia condições atmosféricas para desencadear o sinal intrasazonal nesta escala temporal e propaga-se para leste através das ondas equatoriais de Kelvin. Para a AS, Lima (1996) identificou periodicidades de energia dominantes na escala de aproximadamente 30 dias e também de frequências mais altas (menores de 20 dias) associados à distúrbios transientes.

O terceiro modo dominante encontrado neste estudo, refere-se à onda zonal 3. A escala temporal associada é submensal, entre 19 e 29 dias. Identificou-se forte sinal do POP principalmente na porção equatorial da AS, fortalecendo a hipótese da região Amazônica ter um papel importante atuando como uma fonte de calor na região tropical para escalas de frequências mais altas. Em termos de variabilidade decenal, no modo associado com o padrão de onda zonal 3, as diferenças observadas referem-se à década de 1999/2008. Ao contrário das outras duas décadas, houve uma maior intensidade do sinal no Oceano Pacífico Leste e um enfraquecimento na África equatorial. Ainda para esta década, identificou-se máximas amplitudes do POP confinadas essencialmente na região que envolve o extremo noroeste da AS e uma pequena porção do Pacífico Leste e América Central. Embora com amplitudes

mais baixas, esta área estende-se ao longo da região tropical em ambos hemisférios.

A hipótese do papel da Amazônia como uma fonte de calor para estas escalas de variabilidade já foi estudada por Raupp e Silva Dias (2004) os quais avaliaram o possível papel das ondas de Kelvin no processo de propagação inter-hemisférica da energia na atmosfera tropical submetidas à fontes de calor associadas à convecção na Amazônia/Brasil Central durante o verão no HS. Os resultados deste autor sugerem que a variação diurna do aquecimento atmosférico resultante da atividade convectiva em algumas regiões dos trópicos, principalmente devido a energia das ondas de Kelvin, são fundamentais na intensificação da resposta do escoamento atmosférico no hemisfério oposto ao da fonte de calor. Em outras palavras, observou-se que há um impacto da variação diurna da atividade convectiva, em certas regiões dos trópicos, no estabelecimento dos padrões de teleconexões existentes na atmosfera. De certo modo, os resultados deste presente trabalho estão de acordo com Raupp e Silva Dias (2004), uma vez que os mesmos indicam que há uma grande contribuição do sinal intrasazonal e submensal, em escala global, a partir da região Amazônica.

Em termos de variabilidade interanual, o padrão de onda zonal 3 apresentou o maior número de anos com eventos considerados fortes. Para esta onda, encontrou-se 14 anos fortes, 12 moderados e 4 fracos. Para a onda zonal 2, teve-se 9 anos considerados fortes, 18 moderados e 3 fracos e para a onda zonal 1 encontrou-se 5 anos considerados fortes, 14 moderados e 11 fracos. Comparando os três padrões de ondas dominantes identificados pelo POP em termos de máximas médias anuais, encontrou-se que o padrão de onda 3 foi dominante em 13 anos (1980, 1981, 1982, 1983, 1986, 1989, 1993, 1995, 1996, 1999, 2002, 2003, 2008), o padrão de onda 2 dominou em 10 anos (1979, 1984, 1985, 1987, 1992, 1998, 2000, 2001, 2006, 2007) e o de onda zonal 1, apresentou máximas médias anuais em 7 anos (1988, 1990, 1991, 1994, 1997, 2004, 2005).

5 RESULTADOS DA ANÁLISE DA ATIVIDADE CONVECTIVA SOBRE A AMÉRICA DO SUL E VIZINHANÇAS UTILIZANDO A TÉCNICA DA ONDALETA

5.1. Variabilidade média da OIS

A Figura 5.1.a) mostra o padrão espacial referente a variabilidade média do GWS do campo de ROL durante a estação ativa (ONDJFM) nos trópicos da AS e vizinhanças, para o período de 1979-2008. A variância/potência apresentada lembra o comportamento médio da atividade convectiva na região durante o verão austral (Figura 5.1b). Pode-se observar que a OIS atua principalmente em três grandes regiões: no Pacífico Sudoeste ao longo da ZCPS, na faixa entre aproximadamente 5°N e 25°N se estendendo do Oceano Pacífico Equatorial Oeste até a costa oeste da África e no setor leste da AS. Na AS, nota-se que a OIS atua de forma marcante ao longo da ZCAS (Figura 5.1b), ao longo da região centro oeste e sudeste do Brasil além da região oceânica. O sinal estende-se também equatorialmente até o leste da Amazônia e NEB onde no verão austral, frequentemente, a atividade convectiva ocorre principalmente associada com o deslocamento para o sul da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e com Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCANS) na costa leste. A presença da OIS nessas regiões também foi documentada por Casarin e Kousky (1986); Kousky e Kayano (1994); Madden e Julian (1994); Mo e Higgins (1998), Jones (2000); Mathews (2004); Souza e Ambrizzi (2006); Vitorino et al. (2006). No setor leste do Pacífico Sul, dominado pelo anticiclone subtropical, o sinal da OIS apresenta uma característica amplamente conhecida que é o enfraquecimento ou mesmo ausência de sinal, devido a presença de águas mais frias (KAYANO; KOUSKY, 1999). De maneira geral, a Figura (5.1a) mostra o comportamento médio da OIS na AS e vizinhanças obtido por meio de uma ampla série de dados. As características espaciais apresentadas nesta figura servirão de base para as análises da evolução mensal da OIS.

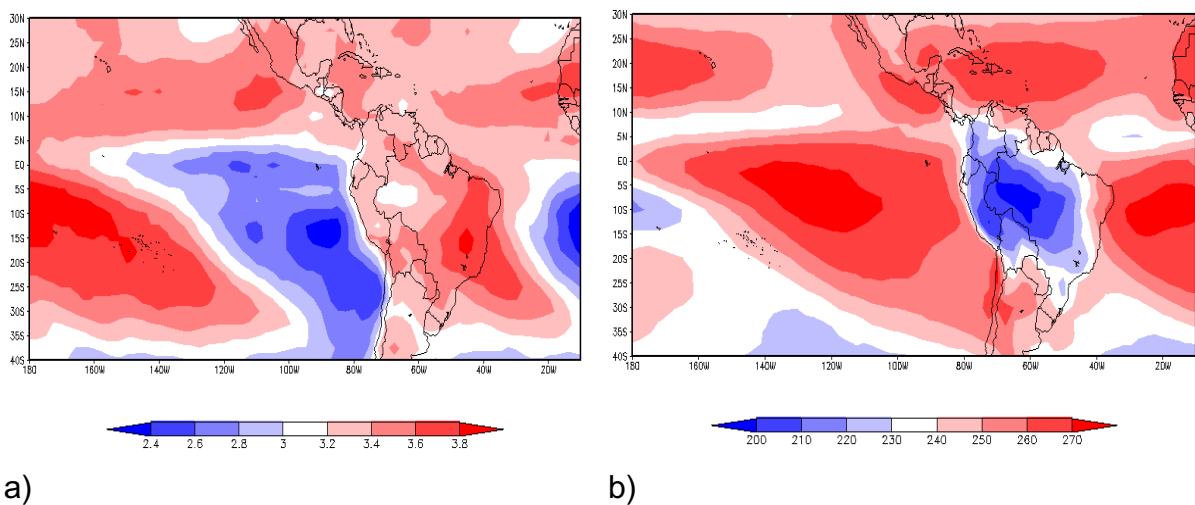


Figura 5.1: a) Variabilidade média intrasazonal da potência do espectro global da ondaleta (GWS) para ROL na estação ativa (outubro a março) durante 1979-2008 (W^2/m^4 na escala logarítmica). b) Climatologia de ROL para o mesmo período (Unidades W/m^2).

Como já discutido anteriormente, os campos espaciais diários do GWS foram analisados sem diferenciar anos de ocorrência de El Niño, La Niña, e anos neutros. Aplicou-se o teste t Student para verificar a diferença, no nível de 90% de confiança, entre os compostos de anos normais e anos do ENOS. Como não se encontraram diferenças significativas para a região da AS (ver Apêndice A) optou-se por manter a análise do comportamento médio da OIS sem distinguir esses anos. As diferenças mais significativas foram encontradas no setor do Pacífico entre os compostos de anos normais e de El Niño/La Niña os quais corroboram com estudos anteriores. Estes estudos mostraram que, embora a escala de tempo do ENOS seja diferente da OIS, os seus padrões espaciais de anomalias na circulação atmosférica e convecção apresentam algumas similaridades. Por exemplo, os estudos de Lau e Chan (1988) e Philander (1990) sugerem que durante episódios de La Niña (El Niño) a convecção sobre o continente marítimo no Oceano Pacífico Oeste se amplifica (enfraquece) na região. Durante episódios de El Niño, a região de TSM mais altas, no Pacífico Oeste, se transfere para o Pacífico Leste juntamente com a

convecção profunda, ocorrendo assim uma alteração do desenvolvimento e propagação da OIS na porção tropical.

5.2. Variabilidade mensal da OIS

A evolução do padrão mensal médio da OIS é mostrada na Figura 5.2 que apresenta os campos espaciais do GWS (potência/variância) de ROL na escala de 30 a 70 dias. Observa-se que o sinal dessa variável é significativo no nordeste do Brasil, ao longo da ZCAS, da ZCPS e da ZCIT, período esse normalmente caracterizado por forte atividade convectiva nessa região. Estas regiões são fortemente influenciadas pela variabilidade intrasazonal parcialmente devido a OMJ, mas outros fenômenos provavelmente estão envolvidos. À leste e norte da região Amazônica também se nota a presença da OIS, mas na Amazônia Central a variância é relativamente fraca. Este resultado concorda com os de Carvalho et al. (2002), Jones e Weare (1996) o qual mostrou que a acentuada atividade convectiva de grande escala na porção central da Amazônia não apresenta variações tão fortes associadas com a OIS quanto as observadas sobre os Oceanos Índicos e Pacífico Oeste. No início da estação ativa (mês de outubro) observa-se que a variância ainda é relativamente pequena ao longo da ZPCS, no interior do nordeste, sudeste do Brasil e vizinhanças. No decorrer da estação ativa, ocorre um aumento da variância nestas regiões alcançando o máximo nos meses de janeiro e fevereiro. Por outro lado, no Hemisfério Norte (HN) a variância é relativamente alta durante o mês de outubro na vizinhança da América Central, ao longo da ZCIT, mas enfraquece nos meses subsequentes.

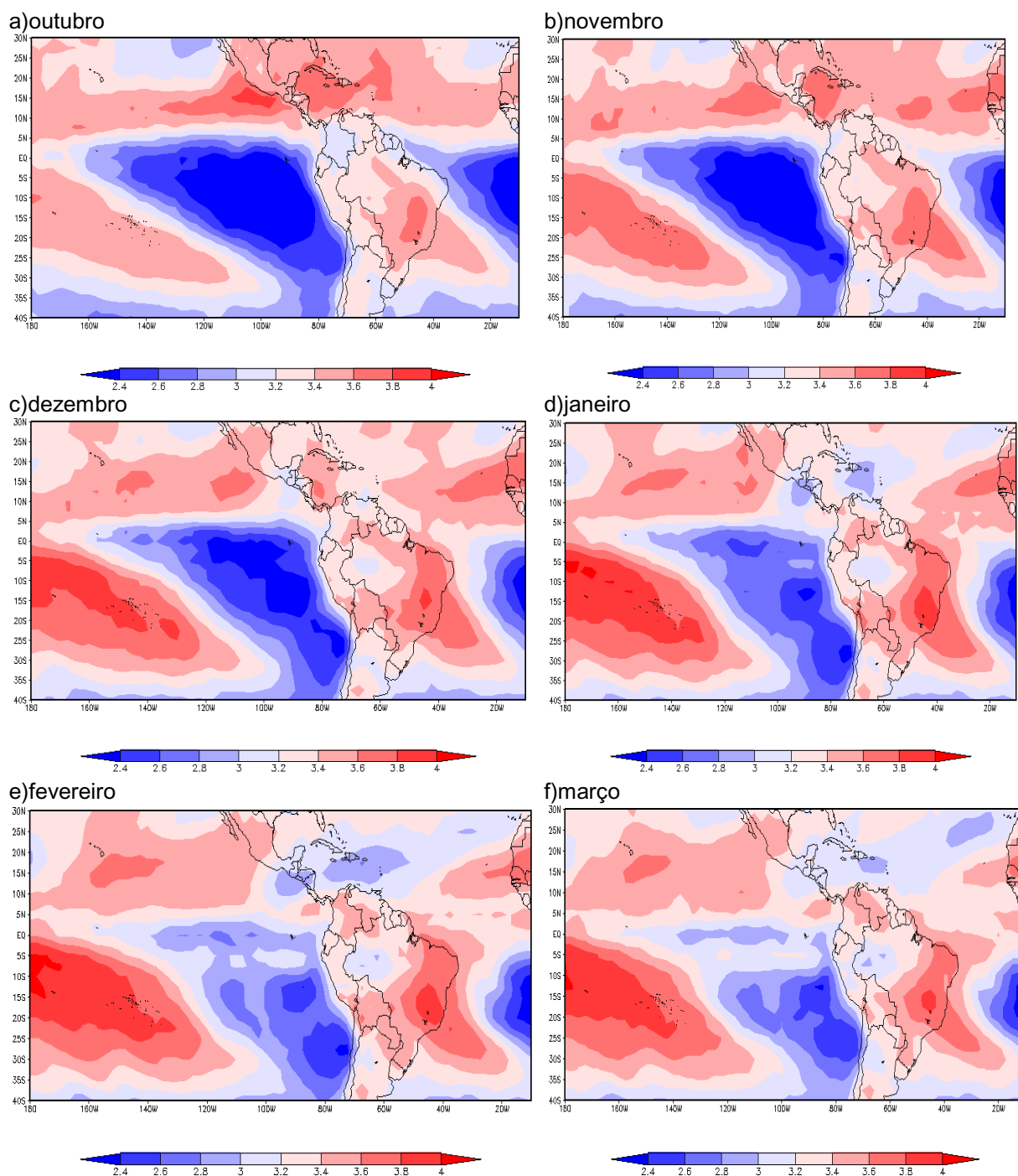
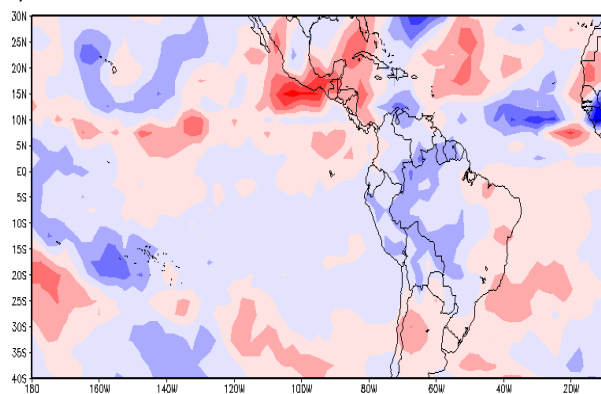


Figura 5.2: Média mensal do GWS de ROL (escala de 30-70 dias) na AS durante o período de ONDJFM de 1979-2008. Escala logarítmica (W^2/m^4).

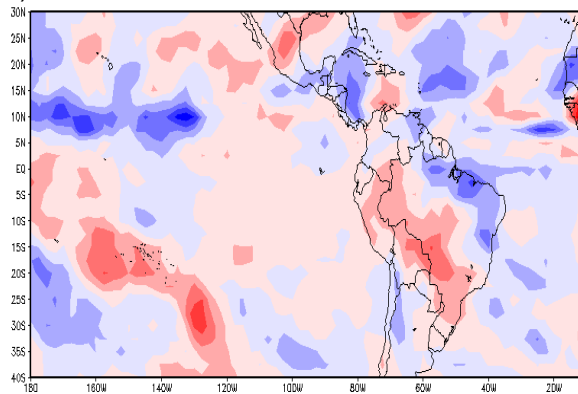
O GWS mostra a potência ou variância da OIS, porém não difere a fase em que a mesma está atuando. Neste sentido, foram derivados os campos

espaiais médios mensais da amplitude da componente real da ondaleta ao longo da estação chuvosa (Figura 5.3). A configuração desta variável caracteriza bem a presença da OIS, principalmente nos meses de janeiro a março, período de máxima atividade convectiva em grande parte da região de estudo. Observa-se que na AS ocorre uma alternância de fase da OIS ao longo desses meses em função da sua propagação meridional entre o sul, sudeste e nordeste do Brasil. No mês de fevereiro, por exemplo, nota-se a presença de magnitudes altas (positivas) ao longo da ZCAS, indicando condições desfavoráveis a atividade convectiva, enquanto que no sul do país nota-se um padrão espacial oposto, com magnitudes negativas, portanto favorável a atividade convectiva. No mês subsequente ocorre uma condição atmosférica inversa. Esta característica está relacionada com o modo extratropical de propagação da OMJ associado com um trem de ondas tipo PSA e já discutido em diversos trabalhos Casarin e Kousky (1986), Mo e Higgins (1998); Nogués-Paegle e Mo (1997); Nogués-Paegle et al. (2000); Mo e Paegle (2001) e Castro e Cavalcanti (2006). Este trem de ondas possui a forma de arco, e conecta a região de acentuada atividade convectiva na Indonésia até a AS, tipicamente até posição climatológica da ZCAS.

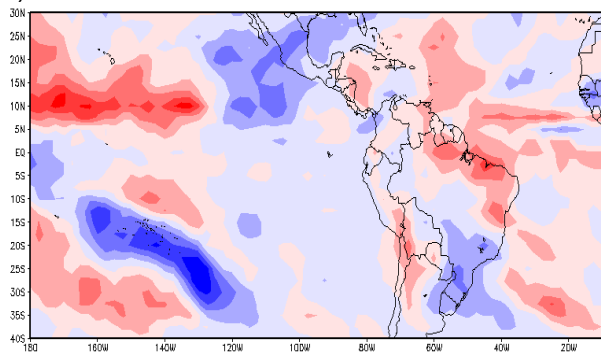
a) outubro



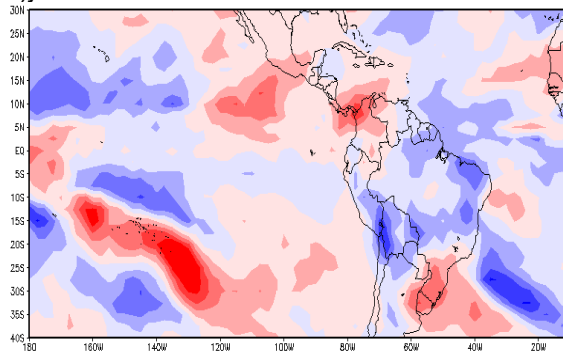
b) novembro



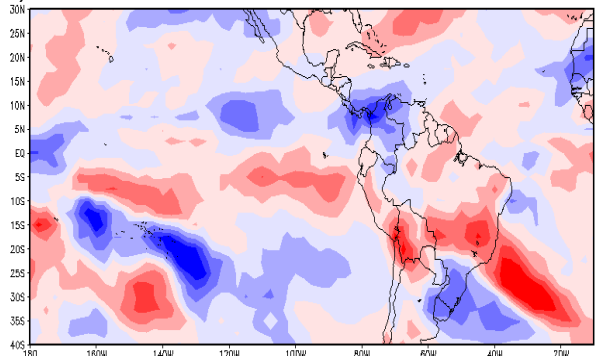
c) dezembro



d) janeiro



e) fevereiro



f) março

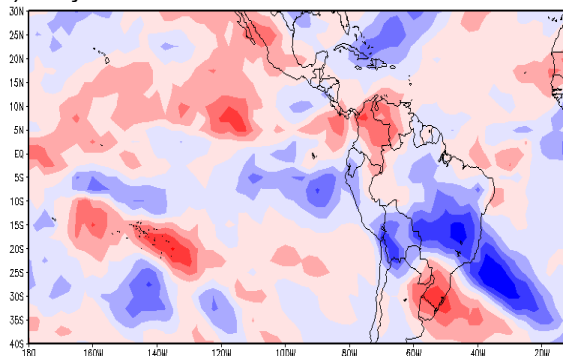


Figura 5.3: Média mensal da amplitude da ondaleta de ROL (escala de 30-70 dias) na AS durante o período de ONDJFM de 1979-2008. Unidades (W/m^2).

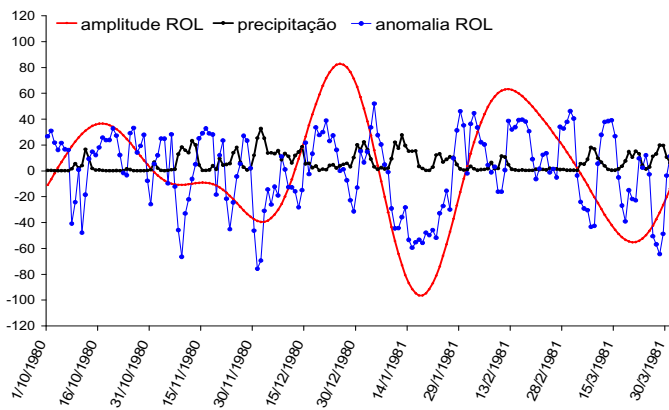
A interação da fase favorável da OIS com mecanismos sinóticos regionais que atuam na AS já foram discutidas por alguns trabalhos (KAYANO; KOUSKY,

1994; LIEBMANN et al., 1999; CARVALHO et al., 2002; CARVALHO et al., 2004; SOUZA; AMBRIZZI, 2006). A seguir, são apresentadas análises realizadas com as séries temporais da amplitude da ondaleta para uma área no sudeste do Brasil, a qual apresentou intensa variância nos campos espaciais do GWS (Figura 5.1). Sendo assim, observou-se o número de eventos da OIS e os associou com a atuação dos sistemas de tempo atmosféricos regionais.

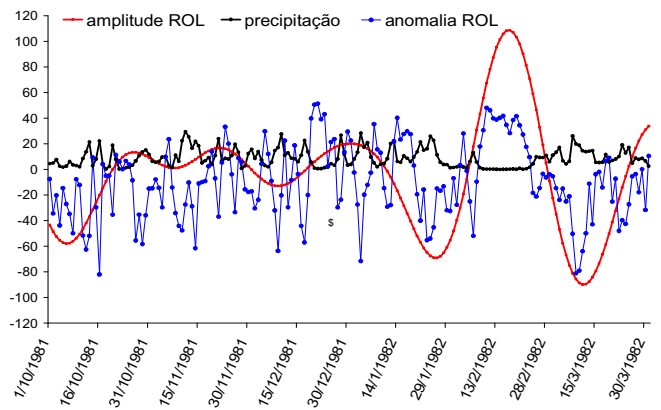
5.3. Casos intensos da OIS

A Figura 5.4 apresenta as séries temporais correspondentes à amplitude da ondaleta juntamente com anomalias diárias de ROL e precipitação diária a área de máxima variância no sudeste do Brasil ($17,5^{\circ}\text{S} - 22,5^{\circ}\text{S}$, $47,5^{\circ}\text{W} - 42,5^{\circ}\text{W}$). As variáveis avaliadas nas séries temporais apresentam-se bem correlacionadas sendo que durante o período em que as magnitudes são negativas (refletindo a presença de atividade convectiva) observa-se a ocorrência de precipitação na região, embora com índices pluviométricos moderados. Possivelmente o uso de dados de precipitação interpolados em pontos de grade explique esses valores de precipitação relativamente baixos. Observa-se que após a estação ativa de 1997/1998, não ocorreram casos intensos da OIS. Dentre as 12 estações ativas mais significativas, dois ocorreram durante episódios de La Niña (1984/85, 1995/96) e quatro eventos durante episódios de El Niño (1987/88, 1991/92, 1994/95, 1997/98). Durante cada estação ativa, teve-se uma média de quatro eventos da OIS, variando entre fase favorável e desfavorável à atividade convectiva na região. Em alguns anos como 1984/85 (La Niña) e de 1991/92 (El Niño) os quatro eventos da OIS apresentaram-se intensos e com magnitudes elevadas durante todo período chuvoso. Além disso, identificou-se os sistemas de tempo associados a OIS durante os eventos intensos. Esta análise envolveu avaliação de campos meteorológicos como pressão e vento além de imagens de satélites meteorológicos geostacionários. Para que fosse possível realizar uma estatística significativa dos sistemas atmosféricos observados, optou-se por selecionar subjetivamente os casos que apresentaram amplitudes inferiores a

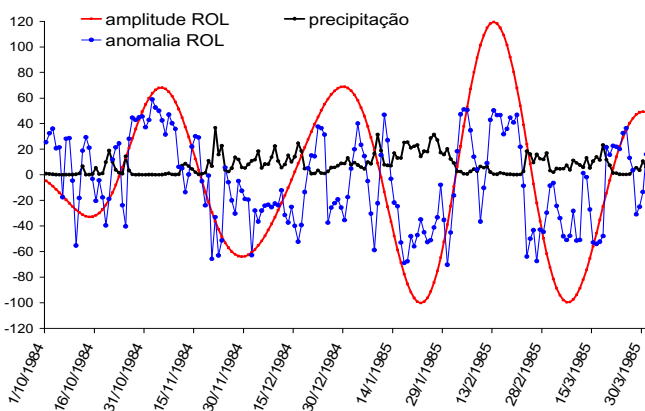
60 W/m², aumentando para 19 estações ativas o que corresponde a 65% dos casos estudados. A Tabela 5.1 apresenta a frequência dos sistemas atmosféricos atuantes na área de máxima variância com base na análise de eventos da OIS mencionados anteriormente. Identificou-se um total de 25 eventos isolados de sistemas frontais (SFs) e 24 eventos de SFs associados com VCANS no NEB. Além disso, notou-se um total de 11 episódios de ZCAS e 19 associados com os VCANS. As incursões dos SFs sobre o sudeste do Brasil induzem convecção e precipitação nas regiões tropicais e subtropicais da AS, além de alimentar a ZCAS. A ZCAS por sua vez, exerce um papel muito importante no regime de chuvas principalmente na porção sudeste e centro oeste do Brasil, ocasionando altos índices pluviométricos. Durante o verão austral nota-se uma média de 3 eventos de ZCAS (um por mês) (Quadro et. al, 1994). Com relação aos VCANS, que, tipicamente se formam no Oceano Atlântico entre os meses de outubro e abril, com uma trajetória, geralmente, de leste para oeste e maior frequência de ocorrência em janeiro (KOUSKY; GAN, 1981; VALVERDE et al., 1999; COUTINHO et al., 2010). A interação dos VCANS com SFs pode ser ilustrada a partir dos padrões de nebulosidades, onde ocorre uma conexão dos mesmos e com a atividade convectiva da Alta da Bolívia no Brasil central (LENTERS; COOK, 1997). O padrão de nebulosidade dos VCANS também pode conectar-se com a banda de nebulosidade no sentido noroeste/sudeste, a partir do sul da Amazônia, associada à ZCAS. A presença desses tipos de sistemas de tempo sinóticos regionais, nos trópicos da AS, durante a atuação da OIS também foi documentada por Cavalcanti (1996); Vitorino et al. (2006); Souza e Ambrizzi et. al. (2006). A Figura 5.5 apresenta imagens de satélites meteorológicos geoestacionários ilustrando os quatro diferentes sistemas de tempo mencionados durante a fase favorável a atividade convectiva associada a OIS na AS. Observa-se a banda de nuvens ao longo de uma frente fria interagindo com VCAN no NEB (Figura 5.5a), um caso isolado de ZCAS (Figura 5.5b), um episódio de ZCAS interagindo com VCAN no NEB (Figura 5.5c) e um evento isolado de SF (Figura 5.5d).



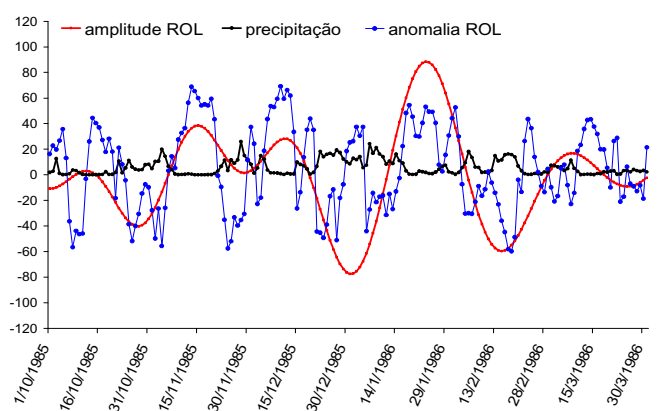
a)



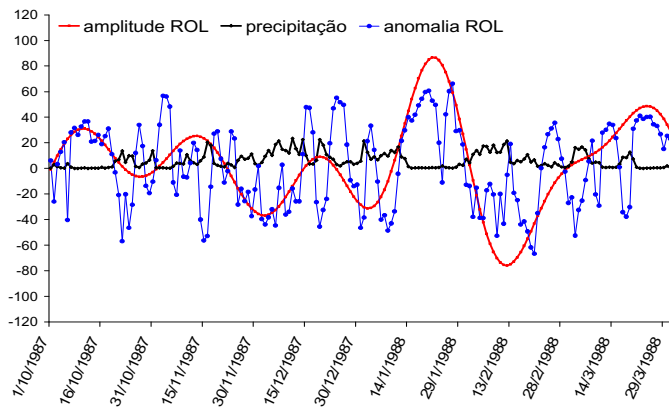
b)



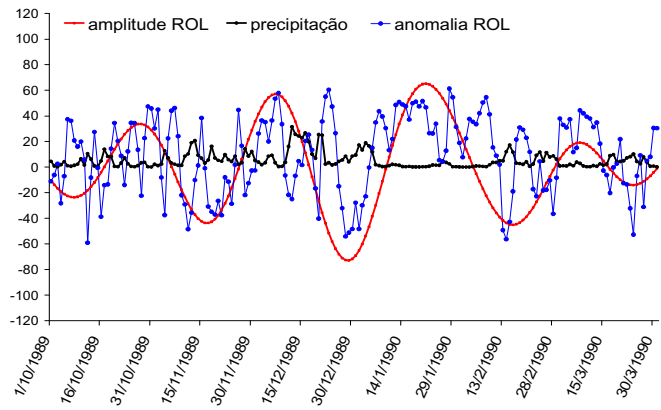
c)



d)

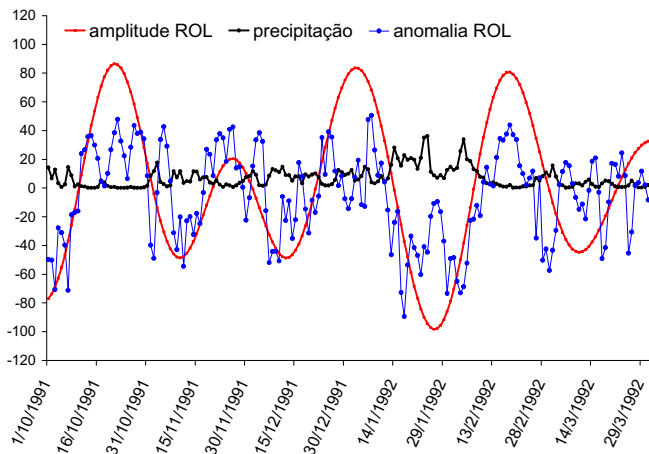


e)

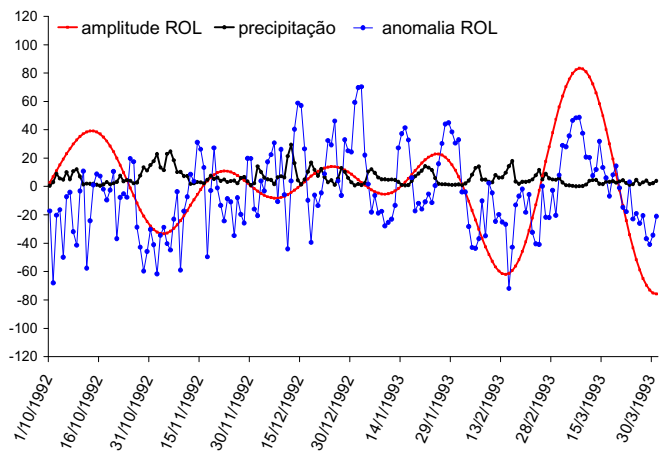


f)

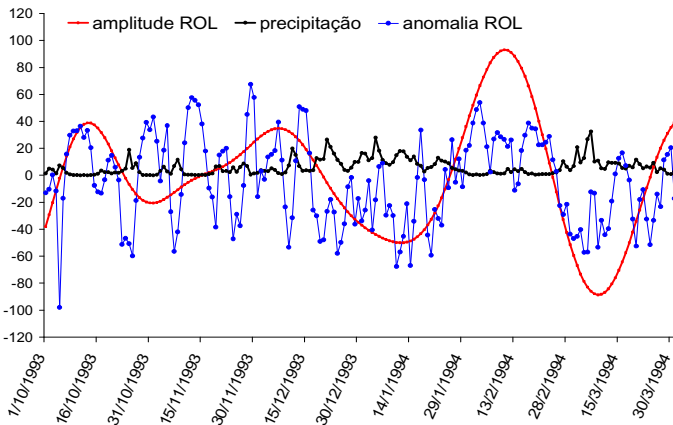
Figura 5.4: Séries temporais da amplitude da ondaleta na escala de 30 a 70 dias (vermelho) (W/m^2), anomalias diárias de ROL (azul) (W/m^2) e precipitação observada (preto) ($mm. dia^{-1}$) no sudeste do Brasil ($17,5^\circ S - 22,5^\circ S, 47,5^\circ W - 42,5^\circ W$) para: a) 1980/81, b) 1981/82 c) 1984/85, d) 1985/86, e) 1987/88, f) 1989/90, g) 1991/92, h) 1992/93, i) 1993/94, j) 1994/95, k) 1995/96 e l) 1997/98 (continua)



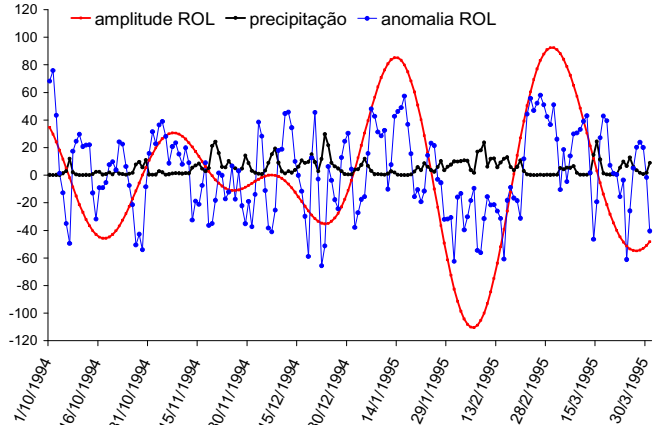
g)



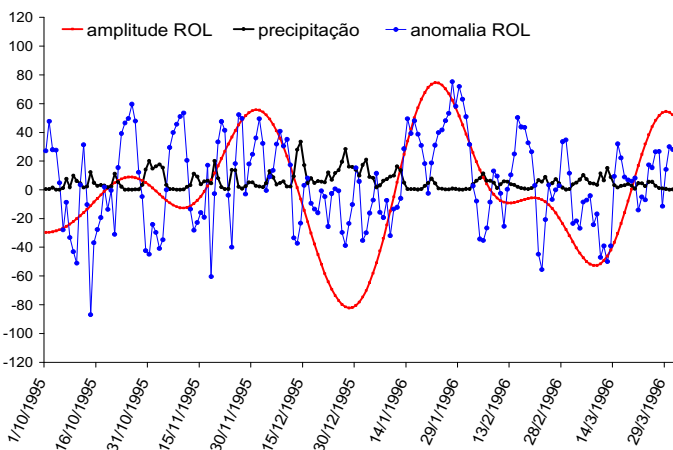
h)



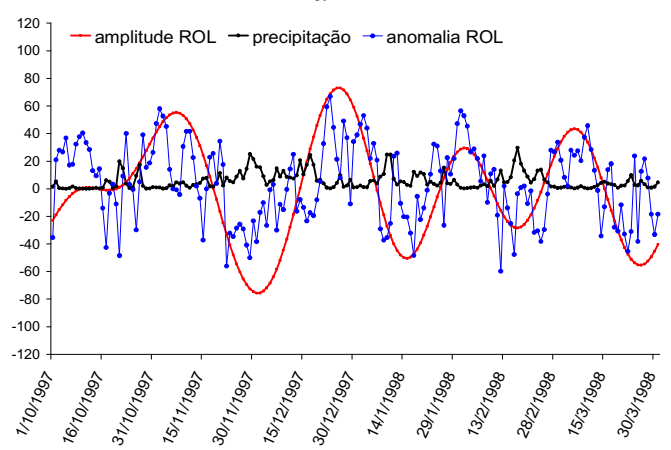
i)



j)



k)

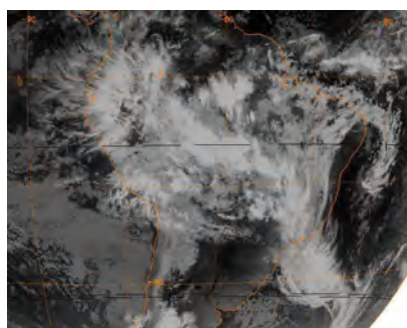


l)

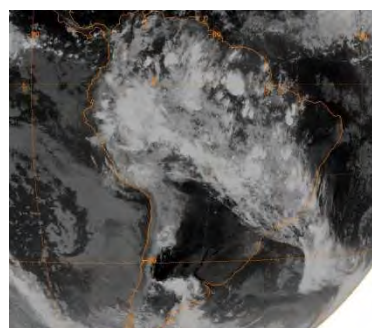
Figura 5.4: Conclusão

Tabela 5.1: Frequência dos sistemas atmosféricos identificados no sudeste do Brasil.

Anos	SF isolado	SF / VCAN	ZCAS isolada	ZCAS/VCAN
1980	1	2		
1981	2	2	1	
1983	1	2	1	
1984	1	2		
1985		2	2	
1986		1	2	1
1987	2	1		1
1989	1	1	1	1
1990	3			2
1991	3	1		1
1992		3		2
1993	1			2
1994	2	1	1	1
1995	2		1	1
1997	2	1		1
1998	2	1		1
1999		3		1
2002	1	1	1	1
2007	1		1	3
Total	25	24	11	19



a)



b)

Figura 5.5: Imagens do satélite GOES 5 e 8, respectivamente, no canal infravermelho.

a) SF associado a um VCAN na costa NEB no dia 15/01/81, b) evento isolado de ZCAS no dia 08/12/83, c) ZCAS interagindo com VCAN no dia 21/01/08 e d) SF isolado no dia 29/11/97 (continua)

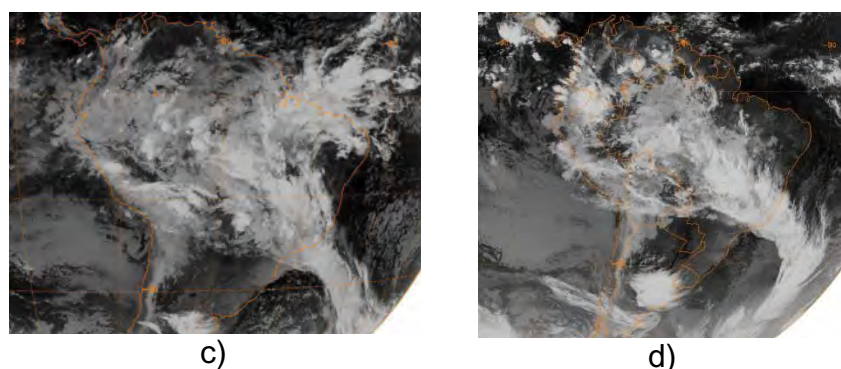


Figura 5.5: Conclusão

5.4. Variabilidade interanual dos casos intensos da OIS

A variabilidade interanual da OIS está parcialmente associada ao ciclo do ENOS uma vez que na região do Pacífico, eventos fortes da OIS são geralmente observados durante episódios fracos de La Niña ou durante anos neutros, enquanto que os eventos mais fracos ocorrem durante episódios fortes de El Niño (GOTTSCHALCK et al., CPC). Embora não sejam apresentados os campos espaciais do GWS para cada uma das 29 estações ativas, cabe ressaltar que a relação entre a intensa atividade convectiva associada à OIS e a atuação do fenômeno ENOS não é evidente na AS. Observa-se fracos eventos da OIS durante praticamente todos os episódios de El Niño fracos ou moderados (1979/80, 1986/87, 1987/88, 2002/03, 2004/05, 2006/07) além dos episódios intensos de La Niña (1988/89, 2007/08). Por sua vez as atuações mais intensas da OIS ocorreram em anos neutros (1981/82, 1985/86, 1989/90, 1996/97), em 1 episódio moderado e 4 fortes de El Niño (1990/91, 1992/93, 1994/95, 1997/98) e durante 1 episódio fraco (1984/85) e 3 moderados de La Niña (1998/99, 1999/2000, 2000/2001). A Figura 5.6 apresenta os campos espaciais do GWS para as 12 estações ativas consideradas mais intensas. Estes campos espaciais caracterizam a variabilidade média do GWS de ROL na escala intrasazonal. Na porção equatorial, não se observa uma variabilidade interanual significativa ao longo da ZCIT, em termos de deslocamento meridional da faixa da OIS. Destacam-se apenas algumas mudanças locais em termos de intensidade. Por sua vez, nas estações ativas com episódios de El

Niño (1987/88, 1991/92, 1994/95, 1997/98) a atividade convectiva associada a ZCIT interage com a ZCPS no Pacífico Central Oeste, formando um extenso aglomerado de convecção na região. No Pacífico, a máxima variância ocorre ao longo da ZCPS, com variações apenas na extensão da área de maior intensidade do sinal de energia de ROL. Por outro lado, a estação ativa de 1993/94 (Figura 5.6i), mostra variâncias mais fracas comparadas com o restante do período de estudo. A presença de máxima variância na região da ZCPS na escala intrasazonal está de acordo com estudos anteriores os quais indicam que a fase da OIS favorável à atividade convectiva no leste da AS está associada com acentuada convecção na região da ZCPS (CASARIN; KOUSKY, 1986; GRIM; SILVA DIAS et al., 1995; CASTRO; CAVALCANTI; 2006). Ao longo dos anos, nota-se para a AS, que o máximo de energia de ROL predomina nas regiões que compreendem a ZCAS, no centro oeste e nordeste do Brasil, além do oeste do Oceano Atlântico. A estação ativa de 1984/85 (Figura 5.6c) destaca-se por apresentar sinal de energia de ROL em grande parte da região da AS, com máxima variância englobando a porção do sul do NEB, uma parte do centro-oeste, sudeste do Brasil e Oceano Atlântico Sudoeste. Nas vizinhanças da AS, o sinal de energia de ROL foi intenso na porção sudoeste e central do Oceano Pacífico, no Oceano Atlântico Tropical estendendo-se para a costa oeste do continente Africano. Embora o episódio de La Niña de 1984/85 tenha sido considerado fraco, o mesmo causou significativas anomalias na circulação atmosférica e fortes alterações no clima (PHILANDER, 1990; HASTENRATH, 1996). A outra estação ativa que se sobressai pela expressiva atividade convectiva é a de 1991/92 (Figura 5.6g). Esta estação, marcada por um episódio de El Niño, mostra sinal de energia de ROL principalmente no interior do NEB e sudeste da AS e, embora com menor intensidade, no sul do Brasil. Cavalcanti (1996) associou os casos de intensa precipitação no sul do Brasil durante o El Niño de 1991/92 com a atuação de sistemas frontais que se estenderam até ao sudeste do Brasil e interagiram com os VCANs no NEB, o que concorda com os sistemas de tempo atuantes e encontrados na fase ativa da OIS na AS durante este período.

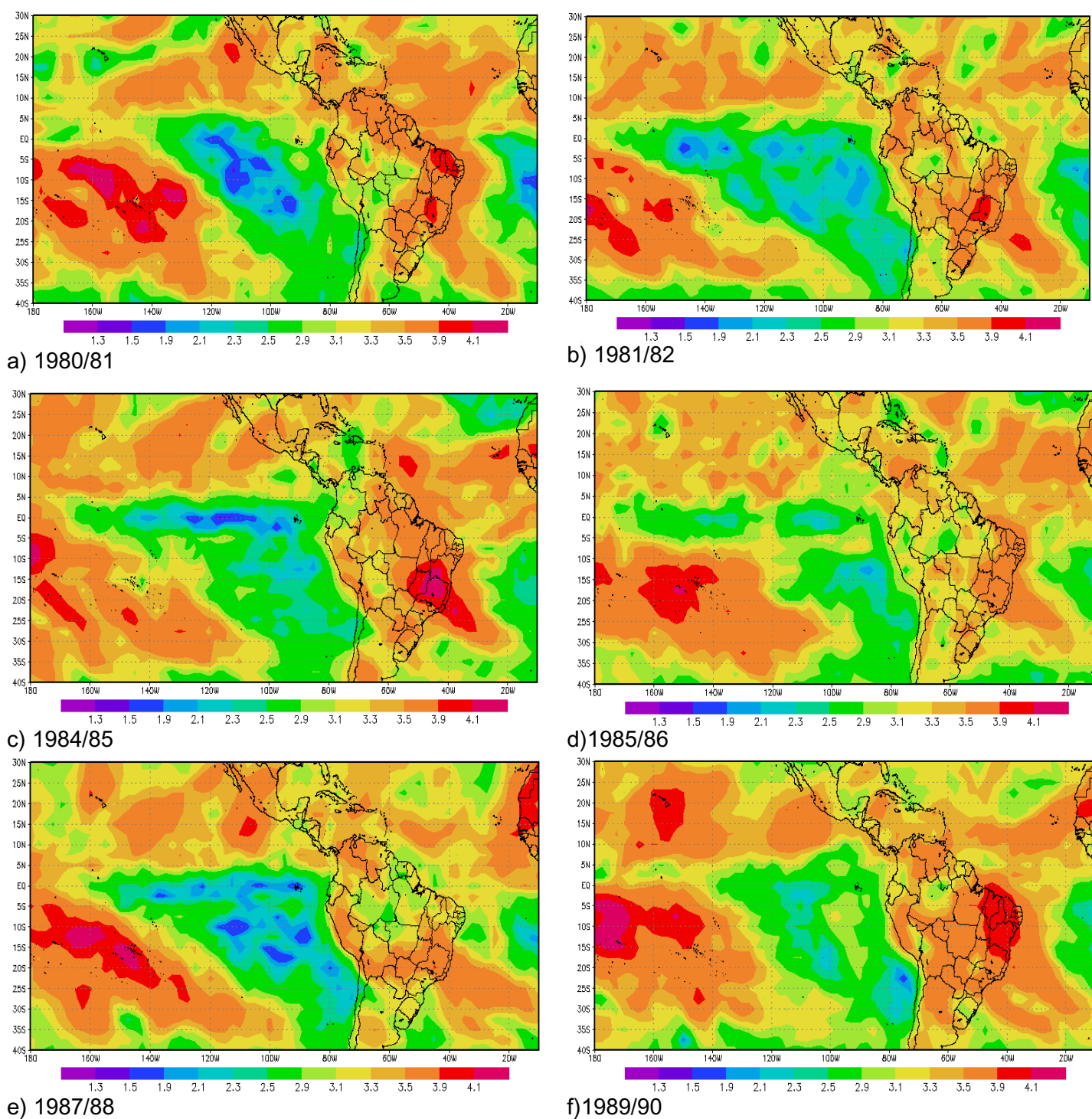
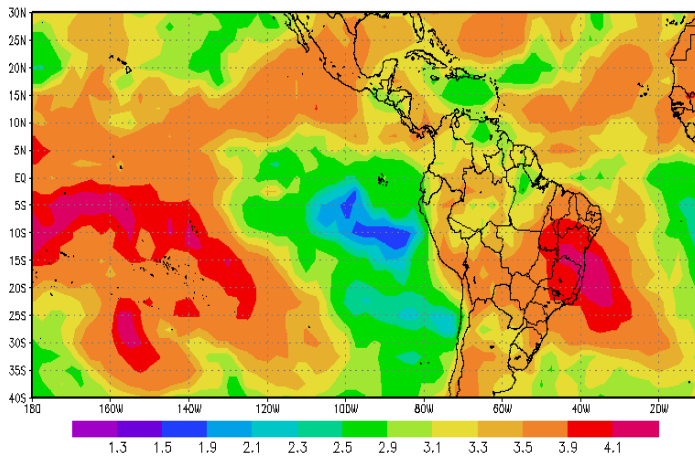
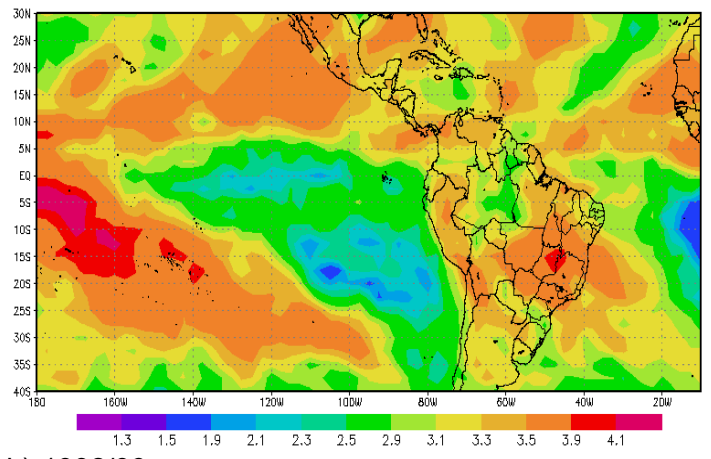


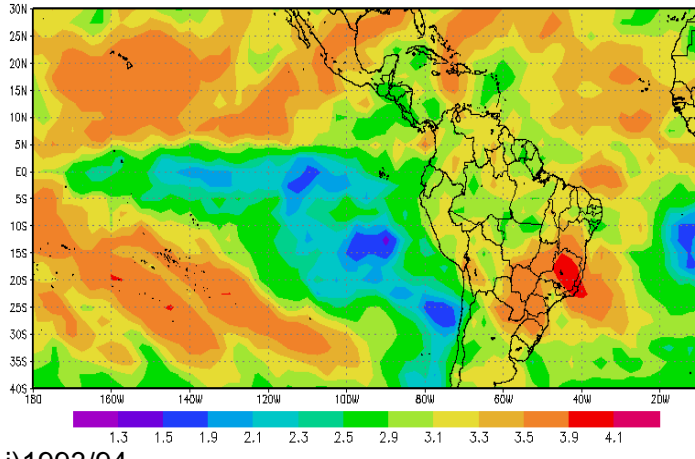
Figura 5.6: Média mensal do GWS de ROL (escala de 30-70 dias) nas AS para as estações ativas de a) 1980/81, b) 1981/82, c) 1984/85, d) 1985/86, e) 1987/88, f) 1989/90, g) 1991/92, h) 1992/93, i) 1993/94, j) 1994/95, k) 1995/96, l) 1997/98. Escala Logarítmica (W^2/m^4) (continua)



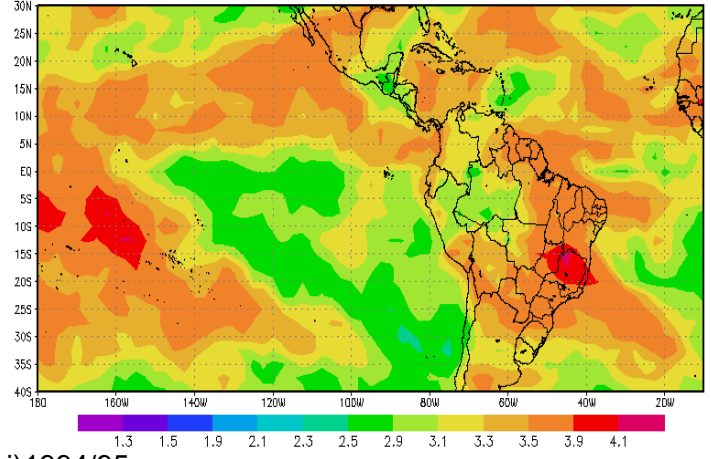
g) 1991/92



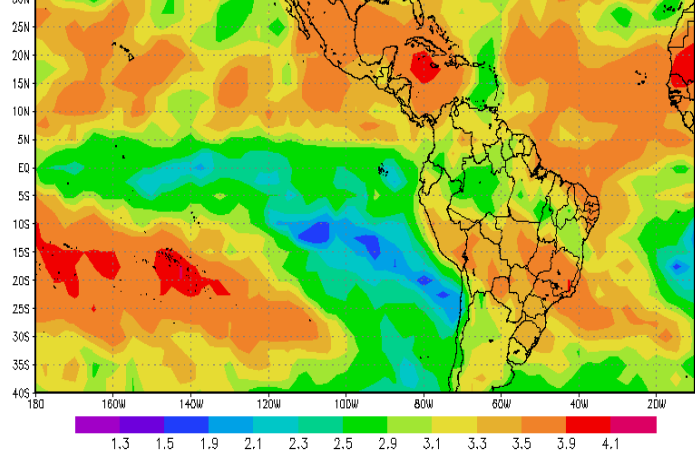
h) 1992/93



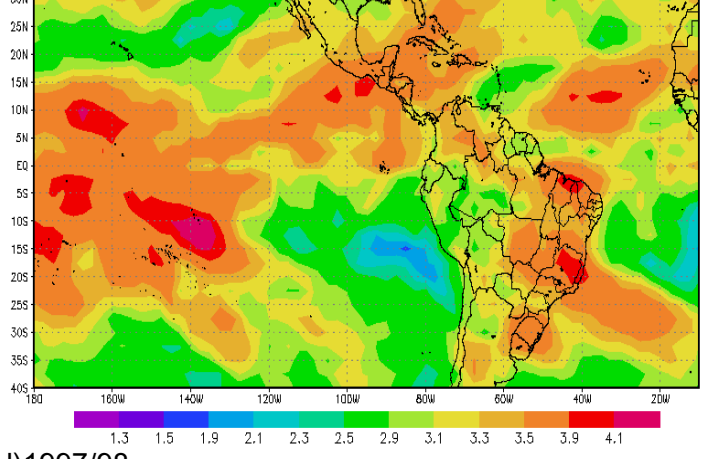
i) 1993/94



j) 1994/95



k) 1995/96



l) 1997/98

Figura 5.6: Conclusão

5.5. Discussões

Neste capítulo avaliou-se a OIS na escala de 30 a 70 dias na AS e vizinhanças através da técnica de ondaleta via função complexa de Morlet. O comportamento médio da OIS durante a primavera-verão austral (outubro a março) foi avaliado através do espectro global de potência (GWS) de ROL. Os resultados obtidos revelam a presença da OIS englobando grande parte da costa leste da AS e ao longo da posição climatológica da ZCAS. Este deslocamento da máxima atividade convectiva, na escala intrasazonal, da região Amazônica para a costa leste da AS concordou com os resultados encontrados por Carvalho et al. (2004). Nas vizinhanças da AS, a presença da OIS foi observada na costa oeste da América Central e África, ao longo da ZCIT e também ao longo da ZCPS. Um enfraquecimento do sinal de energia de ROL também foi observado na região da Alta Subtropical do Pacífico Sul onde o oceano possui águas mais frias e causa uma desintensificação da OIS.

A análise mensal do sinal de energia de ROL e da amplitude da ondaleta possibilitou mapear a evolução temporal média da OIS ao longo da estação ativa. Os campos médios mensais do GWS mostram a presença de intenso sinal de energia de ROL nos meses de janeiro e fevereiro. Os campos espaciais da amplitude da ondaleta apresentam uma alternância média da fase favorável/desfavorável à convecção/supressão associada com a OIS entre o sudeste e região sul do Brasil. Esta alternância do padrão espacial é mais nítida nos meses de janeiro a março e está associada com a propagação meridional de trens de ondas de latitudes médias do tipo PSA, oriundo da região convectivamente ativa no leste da Austrália. Além da propagação meridional, observou-se ao longo da estação ativa na AS, a propagação equatorial da OIS, o que está de acordo com os trabalhos de Liebmann et al., (1999); Nogués-Paegle et al. (2000); Castro e Cavalcanti, (2006).

Em uma área de máxima variância situada na região sudeste do Brasil avaliaram-se séries temporais da amplitude da ondaleta juntamente com

precipitação diária observada e anomalias diárias de ROL. As análises consideraram as estações ativas mais intensas, com picos de amplitude da ondaleta inferiores a 70 W/m^2 , num total de 12 estações. Os resultados indicam a modulação da OIS na atividade convectiva na região, associada principalmente com SFs, ZCAS e VCANs no NEB. A análise das médias mensais do GWS de ROL para as 12 estações ativas com eventos fortes da OIS mostra uma variabilidade interanual bastante evidente tanto em anos neutros como nos episódios de El Niño e La Niña. Nota-se que não há um padrão definido da atuação da OIS durante as estações ativas. Por outro lado, a permanência do sinal de energia de ROL na região sudeste do Brasil é evidente durante as 12 estações ativas, o que reflete o comportamento das séries temporais da amplitude da ondaleta de ROL, com picos de mínimos representando os eventos mais intensos da OIS.

6 CONCLUSÕES

Avaliaram-se os padrões de circulação atmosférica utilizando o método estatístico POP nos dados de χ em 250 hPa durante o período de 1979-2008. As análises do POP foram realizadas para cada década separadamente (1979/88, 1989/98, 1999/2008). Com esta técnica obteve-se importantes características associadas com a origem e propagação da OIS ao longo do globo. Encontraram-se três modos dominantes do POP.

Um deles refere-se ao padrão de onda zonal 1. A configuração espacial da componente real do POP mostrou um dipolo de atividade convectiva no sentido oeste-leste, entre a região da Indonésia e AS. Por sua vez, a componente imaginária a qual caracterizou a propagação do sistema como um todo para leste, apresentou um dipolo entre o Oceano Pacífico e a região que envolve a África, sul da Ásia e a porção central e oeste do Oceano Índico. Na década de 1979/88 a escala temporal associada foi de 58 dias com decaimento de 17 dias. As décadas de 1989/98 e 1999/2008 apresentaram escalas temporais de 63 e 53 dias respectivamente, ambas com tempo de decaimento de 16 dias. A fração da variância explicada foi de 9,4%, 11% e 12% para a década de 1979/88, 1989/98 e 1999/2008, respectivamente. Análises por regressões identificaram as características dinâmicas da OMJ em termos de ondas de Kelvin e Rossby, com pares de giros anticiclônicos (ciclônicos) à oeste da área de convecção (supressão), principalmente na alta troposfera assim como vento zonal para oeste na faixa equatorial e à leste da região convectiva associada à esta oscilação atmosférica. Este resultado concordou com estudos de Matsuno(1966), Ghill (1980), Raupp e Silva Dias (2004) os quais sugerem que o aquecimento nos trópicos gera ondas de Kelvin que se propagam para leste. Neste modo, também se observou a influência da OMJ na AS, associado ao seu modo extratropical, com trens de onda (PSA) propagando-se ao longo do globo e alcançando o sul e sudeste do Brasil, modulando o regime de chuva nestas áreas. Através das componentes real e imaginária do POP diagnosticaram-se as características de propagação dos padrões de onda.

Neste caso, o ciclo do POP mostrou a origem da OMJ na região da Indonésia/Oceano Índico. Por sua vez, o pico secundário da amplitude do POP corresponde à uma área que engloba AS, indicando que, embora com menor intensidade, esta região também está sob a influência da OMJ.

O segundo padrão do POP, refere-se à onda zonal número 2. Contudo, o campo espacial da componente real do POP mostrou dois centros de sinais opostos mais intensos, apresentando uma configuração espacial de dipolo na região tropical, entre a AS e Oceano Índico. No campo espacial da componente imaginária o dipolo foi entre o Pacífico Leste/costa litorânea da AS e a região da África. Para este modo, durante 1979/88 e 1989/98, os períodos de oscilação associados são de 38 e 32 dias, respectivamente com tempo de decaimento de 7 dias além de cada década explicar 10% da variância total. Durante 1999/2008, a oscilação associada corresponde à 29 dias com decaimento de 6 dias e fração da variância total de 11%. No ciclo do POP observaram-se características de decaimento do sinal atmosférico quando passa pelo Oceano Índico até a região do Pacífico Oeste. As amplitudes do POP revelaram máximos valores no nordeste da AS, estendendo-se para o Oceano Atlântico e África.

O terceiro padrão do POP refere-se à onda zonal 3. Neste modo do POP, as três décadas, 1979/88, 1989/98 e 1999/2008 apresentaram períodos de oscilação de 23, 29 e 19 dias, respectivamente e decaimento de 5 dias. Em 1979/88 explicou-se 9,8% da variância total, sendo que para 1989/98 e 1999/2008 a fração de variância explicada foi de 10%. No padrão de onda zonal 3, a componente real do POP revelou um dipolo no sentido oeste-leste, confinado na região tropical, entre o nordeste da AS e África. Na componente imaginária do POP o dipolo ocorre entre o extremo noroeste da AS (englobando também a América Central) e a costa oeste da África (além da porção tropical do Oceano Atlântico). A exceção ocorreu para a década de 1999/2008 onde houve um dipolo entre o Pacífico Central e AS tropical (componente real) e entre o Pacífico Leste/América Central e nordeste do

Brasil/Oceano Atlântico (componente imaginária). Inclusive, nesta década, as máximas amplitudes do POP confinaram-se no extremo noroeste da AS. Ao contrário, as outras décadas mostraram máximas amplitudes em toda faixa equatorial da AS, se estendendo para o Oceano Atlântico até o continente Africano. Na análise do ciclo do POP, observou-se um acentuado decaimento do sinal entre o Oceano Índico e o Pacífico Oeste. Tanto para o padrão de onda zonal 2 como para o de onda zonal 3 revelou-se a importância de outras regiões tropicais, principalmente a Amazônia, na contribuição do sinal intrasazonal e também para frequências mais altas. Sendo assim, o método POP apresentou-se de grande utilidade para extrair as características dos modos tropicais em termos de frequência, estrutura e modo de propagação tanto na AS como no globo como um todo.

Além disso, analisou-se a variabilidade interanual dos padrões de onda identificados pelo POP através das máximas médias anuais. O padrão de onda zonal 1 apresentou as maiores médias anuais em 1997, 1988, 2005, 2004 e 1979. No caso da onda zonal 2, as mesmas ocorreram em 1998, 1988, 1997, 1992 e 1979. No padrão de onda 3, maiores amplitudes médias anuais foram identificadas durante 1982, 1986, 1980, 2008 e 1998.

Em um contexto regional, analisou-se a variabilidade intrazonal, na escala de 30 a 70 dias, na AS e vizinhanças através da técnica da ondaleta complexa de Morlet. Esta análise foi realizada no domínio espaço temporal, mapeando-se detalhadamente as regiões em que o sinal intrasazonal estava presente. Nas vizinhanças da AS, a técnica de ondaleta no campo de ROL mostrou a presença da OIS ao longo da ZCIT (abrangendo a costa oeste da África) e na ZCPS. Por sua vez, na AS, a OIS esteve mais intensa na região sudeste do Brasil, ao longo da posição climatológica da ZCAS e também no NEB, principalmente entre os meses de janeiro e fevereiro. Os campos de amplitude da ondaleta para ROL identificaram modos de propagação equatorial e extratropical da OIS, com alternância do sinal e alcançando a AS. Os resultados indicam que estes modos de propagação da OIS modulam a

atividade convectiva em grande parte da AS, interagindo com sistemas de frequências mais altas tais como sistemas frontais, ZCAS e VCANs.

6.1. **Sugestões para trabalhos futuros**

- Avaliar regressões dos POP com outras variáveis tais como ROL, altura geopotencial, χ em baixos níveis, etc.
- Investigar as variações sazonais nos modos dominantes do POP.
- Analisar os padrões dominantes do POP com a variável χ para dados previamente filtrados na escala da OIS e comparar com os resultados brutos.
- Implementar o método POP nos modelos de previsão numérica de tempo para diagnóstico, análise e previsão da OIS em regiões da AS.
- Avaliar o POP em quadrantes de 90° de longitudes, por exemplo.
- Comparar os resultados do POP deste trabalho com os POPs derivados através de EOF complexa.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALVES, M.A.S.; MACHADO, L.A.T.; PRASAD, G.S.S.D. Estudo da variabilidade da cobertura de nuvens altas na Amazônia Central. **Acta Amazonica**, Manaus, v. 37, n. 1, 2007.
- ANAMALAI, H.; SLINGO, J.M.; Active/break cycles: diagnosis of the intraseasonal variability. **Climate Dynamics**, v.18, p. 85-102, 2001.
- BARBOSA, A.C.B; BLITZKOW, D. **Ondaletas**: história e aplicação (apostila). São Paulo: Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, 2008.
- BARNETT, T.P; PREISENDORFER, R. Origins and levels of monthly and seasonal forecast skill for United States surface air temperature determined by canonical correlation analysis. **Mon. Wea. Rev.**, v.115, p. 1825-1850, 1981.
- BERNAL, B. A.; LATIF, M. Wind-Driven Oceanic Rossby Waves in the Tropical South Indian Ocean with and without an Active ENSO. **J.Phys. Ocean.**, v.35, p. 729- 746, 2005.
- BREAKER, L. C., LIU, P. C. e TORRENCE, C. Intraseasonal oscillations in sea surface temperature, wind stress, and sea level off the central California coast. **Cont. Shelf Reser.**, v. 21, p. 727-750, 2001.
- CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. The South Atlantic Convergence Zone: persistence, intensity, form, extreme precipitation and relationships with intraseasonal activity. **J. Climate**, v.17, p. 88-108, 2004.
- CARVALHO, L. M. V., JONES, C., SILVA DIAS, M. A. F. Intraseasonal large-scale circulations and mesoscale convective activity in Tropical South America during the TRMM-LBA campaign. **J. Geoph. Res.**, v. 29, 2002.
- CARVALHO, L.M.V; SILVA, A.E.; JONES, C.; LIEBMANN, B. Moisture transport and intraseasonal variability in the South America monsoon system. **Clim. Dyn.**, v.36; p.1865-1880, 2011, doi:10.1007/s00382-010-0806-2
- CASARIN, D. P., KOUSKY, V. E. Anomalias de precipitação no sul do Brasil e variações na circulação atmosférica. **Rev. Bras. Meteor.**, v.1, p.83–90, 1986.
- CASTRO, C. A. C.; CAVALCANTI, I. F. A. Intraseasonal modes of variability affecting the South Atlantic Convergence Zone. **Int. J. Clim.**, UK, v. 26, p. 1165-1180, 2006.

CAVALCANTI, I. F. A. Episódios El Niño/Oscilação Sul durante a década de 1986 a 1996 e suas influências sobre o Brasil. **Climanálise - Boletim de Monitoramento e Análise Climática**, v. online, n. Especial 10 anos, 1996. (INPE-11879-PRE/7226). Disponível em: <<http://tucupi.cptec.inpe.br/products/climanalise/cliesp10a/nino.html>>. Acesso em: 14 nov. 2012.

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**. TDL Office Note 92-7, NOAA, U.S. Department of Commerce, 1992. 20 p.

CLIMATE PREDICTION CENTER. **Monitoring intraseasonal oscillations. Camp Springs, Maryland** National Oceanic and Atmospheric Administration. Disponível em: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/intraseasonal/index.html>. Acesso em 22-10-2012.

CRESSMAN, G. P. An operational objective analysis system. **Mon. Wea. Rev.**, v. 87, p. 367-374, 1959.

DAUBECHIES, I. **Ten lectures on wavelets**. Philadelphia, PA: SIAM, 1992. 357p.

EGGER, J. POPs and MOPs. **Clim. Dyn.** v.15, n.7, p. 561-568, 1999, doi: 10.1007/s003820050300.

FERRANTI, L.; PALMER, T. N., MOLTENI, F., KLINKER, E. Tropical-extratropical interaction associated with the 30-60 day oscillation and its impact on medium and extended range prediction. **J. Atmos. Sci.**, v.47, n. 18, p. 2177-2199, 1990.

FIGUEROA, S. N. **Estudo dos sistemas de circulação de verão sobre a América do Sul e suas simulações com modelos numéricos**. 1997. 181 p. (INPE-7121-TDI/672). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1997. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/deise/1999/06.15.09.40>>. Acesso em: 19 nov. 2012.

FOUFOULA-GEORGIU, E.; KUMAR, P. **Wavelets in geophysics: wavelet analysis and its applications**. San Diego: Academic Press, 1994, 372p.

Gabor, D. Theory of communication. **J. Inst.Elec. Eng.**, v.93, p.429–457, 1946.

GAMAGE, N.; BLUMEN, W. Comparative analysis of low-level cold fronts: wavelet, Fourier and empirical orthogonal function decompositions. **Mon. Wea. Rev.**, v.121, p. 2867–2878, 1993.

GAN, M. A.; KOUSKY, V. E.; Ropelewski, C.F. The South America monsoon circulation and its relationship to rainfall over West-Central Brazil. **J. Climate**, v.17, p. 47–66, 2004.

GEERTS, B.; WHEELER, M. (Last updated 1998). **The Madden-Julian oscillation**. Disponível em: <http://weather.uwyo.edu/~geerts/cwx/notes/chap12/mjo.html>. Acesso 24 de outubro de 2008.

GHIL, M.; MO, K.C. Intraseasonal oscillations in the global atmosphere. Part II: Southern Hemisphere. **J. Atmos. Sci.**, v.48, p. 780–790, 1991.

GILL, A. E. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. **Quart. J. Roy. Meteor. Soc.**, v. 106, p. 447–462, 1980.

GLAHN, H. R.; CHAMBERS T. L.; RICHARDSON, W. S.; PERROTTI, H. P. **Objective map analysis for the local AFOS MOS Program**. **Mon. Wea. Rev.**, v. 87, p. 367-374, 1985.

GONZALEZ, A. O.; ZAGAR, N.; SCHUBERT, W. H.; MASARIK, M. T. **Large-scale tropical circulations induced by heat sources using two simple models**. UCAR: SOARS Program 2007.

GOSWAMI, B. N. South Asian monsoon. In: Lau, W. K. M.; Waliser, D. E. (eds.). **Intraseasonal variability in the atmosphere-ocean climate system**, Springer-Praxis, 2005. Chap. 2, p.19-61.

GOTTSCHALCK J.; KOUSKY, V.; HIGGINS, W.; HEUREUX, L. **Madden Julian Oscillation (MJO)**. Climate Prediction Center. Disponível em: http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/MJO/MJO_summary.pdf Acesso em 20-10-2010.

GRIMM, A. M.; SILVA DIAS, P. L. Use of barotropic models in the study of extratropical response to tropical heat sources. **J. Met. Soc. Japan**. v.73, p.765-780, 1995.

GUALDI S., NAVARRA A., von STORCH H. Tropical intraseasonal oscillation appearing in operational analysis and in a family of general circulation models. **J. Atmos. Sci.**, v. 54, p.1185–1202, 1997.

GU, D.; PHILANDER, S.G.H. Secular changes of annual and interannual variability in the tropics during the past century. **J. Climate**, v.8, p.864–876, 1995.

HASSELMANN, K.F. PIPs and POPs. The reduction of complex dynamical systems using principal interaction and oscillation patterns. **J. Geophys. Res.**, v.93, p.11015–11021, 1988.

HASTENRATH S. **Climate and circulation of the tropics**. Reidel: Dordrecht, 1985.

HASTENRATH, S.; HELLER, L. Dynamics of climatic hazards in Northeast Brazil. **Quart.J.Roy.Meteor.Soc.**, v. 103, p. 723-736, 1977.

HASTENRATH, S. **Climate dynamics of the tropics** - updated edition from climate and circulation of the tropics. Dordrecht, The Netherlands: Published by Kluwer Academic Publishers, 1996.

HENDON, H. H., ZHANG, C.; GLICK, J. Interannual variation of the Madden-Julian oscillation during austral summer. **J. Climate**, v.12, p. 2538-2550, 1999.

HENDON, H. H.; SALBY, M. L. The life cycle of the Madden-Julian oscillation. **J.Atm. Sc.**, v.51, p. 2225-2237, 1994.

HIGGINS, R.W.; SHI, W.; YAROSH, E.; JOYCE, R. **Improved United States precipitation quality control system and analysis**. Camp Springs, MD: NCEP/Climate Prediction Center ATLAS n. 7, 2000. 40 p.

HOREL, J. D., HAHMANN, A. N, GEISLER, J. E. An investigation of the annual cycle of convective activity over the tropical Americas. **J. Climate**, v.2, p.1388–1403, 1989.

HOLTON, J .R. **An introduction to dynamic meteorology**. 3. ed. New York: Academic Press, 1992. 511p.

HSU, H. H. Global view of the intraseasonal oscillation during northern winter. **J. Clim.**, v.9, p. 2386–2406, 1996.

HSU, H.H. East Asian monsoon. In: Lau, K.-M.: Waliser, D. P.(eds.). **Intraseasonal Variability in the Atmosphere-Ocean Climate System**. Berlin: Springer Berlin, 2005. p.63-94.

JACKSON, J.E. **User's guide to principal components**. New York: J. Wiley & Sons, 1991.

JIN, F.-F.; HOSKINS, B.J. The direct response to tropical heating in a baroclinic atmosphere. **J. Atmos. Sci.**,v.52, p.307–319, 1995.

JOLLIFFE, I.T. **Principal component analysis**. New York: Springer, 1986.

JONES, C. Occurrence of extreme precipitation events in California and relationships with the Madden-Julian Oscillation, **J. Climate**, v.13, p.3576–3587, 2000.

- JONES, C., CARVALHO, L.M.V. Active and break phases in the South American monsoon system. **J. Climate**, v. 15, p.905–914, 2002.
- JONES, C.; WALISER, D.E.; LAU, K.M., STERN, W. Global occurrences of extreme precipitation and the Madden–Julian oscillation: observations and predictability. **J. Climate**, v. 17, p.4575–4589, 2004.
- JONES C, CARVALHO L.M.V. Changes in the activity of the Madden–Julian oscillation during 1958–2004. **J Climate**, v.19, p.6353–6370, 2006.
- JONES C.; CARVALHO L.M. V. Stochastic simulations of the Madden Julian oscillation activity. **Clim. Dyn.**, v. 36, p. 229-246, 2011.
- KALNAY et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v.77, p.437-470, 1996.
- KAYANO, M.T.; KOUSKY, V.E. Intraseasonal (30-60 day) variability in the tropics: principal modes and their evolution. **Tellus**, v.51A, p.373-386, 1999.
- KILADIS, G. N.; WEICKMANN, K. M. Circulation anomalies associated with tropical convection during northern winter. **Mon. Wea. Rev.**, v.120, p.1900-1923, 1992.
- KILADIS, G.N.; WEICKMANN, K.M.: Horizontal structure and seasonality of large-scale circulations associated with submonthly tropical convection. **Mon.Wea.Rev.**, v.125, p.1997-2013, 1997.
- KILADIS, G. N., STRAUB, K. H.; HAERTEL, P. T. Zonal and vertical structure of the Madden Julian oscillation. **J. Atmos. Sci.**, v.62, 2790-2809, 2005.
- KIDSON, J. W. Interannual variations in the Southern Hemisphere circulation. **J. Climate**, v.1, p.1177–1198, 1988.
- KIDSON, J.W. Intraseasonal variation in the Southern Hemisphere circulation. **J. Climate**, v.4, p.939–953, 1991.
- KIM, B.M; LIM, G.H.; KIM, K.Y. A new look at the midlatitude MJO teleconnection in the northern hemisphere winter. **Q.J.R.Meteorol.Soc.**, v.132, p. 485-503, 2006.
- KOUSKY, V.E.; GAN, M. A. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. **Tellus**. v.33, n.6, p.538-551, 1981.
- KOUSKY, V. E., 1988: Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. **Rev. Bras. Meteor.**, v.3, p.217–231, 1988.

KOUSKY, V. E.; KAYANO, M. T. Principal modes of outgoing longwave radiation and 250 mb circulation for the South American sector. **J. Climate**, v. 7, n. 7, p. 1131-1143, 1994.

KNUTSON, T.R.; WEICKMANN, K.M. 30-60 day atmospheric oscillations: composite life cycles of convection and circulation anomalies. **Mon. Wea. Rev.** v.117, p.1407-1436, 1987.

LAU, K.M.; CHAN, P.H. Aspects of the 40-50 day oscillation during the northern winter as inferred from outgoing long wave radiation. **Mon.Wea.Rev.**, v.113, p.1889-1909, 1985.

LAU, K.M., CHAN, P. H. Aspects of the 40–50 day oscillation during the northern summer as inferred from outgoing longwave radiation, **Mon. Wea. Rev.**, v.114, p.1354–1367, 1986.

LAU, N.C.; LAU, K.M. The structure and propagation of intraseasonal oscillations appearing in a GFDL GCM. **J.Atmos.Sci.**, v.43, p. 2023-2047, 1986.

LAU, N.; PHILLIPS, T.J. Coherent fluctuations of extratropical geopotential height and tropical convection in intraseasonal time scales. **J.Atmos.Sci.**, v.43, p. 1164-1181, 1986.

LAU, K.-M., PENG, L.; SUI, C. H.; NAKAZAWA, T. Dynamics of super cloud clusters, westerly wind bursts, 30–60 day oscillations and ENSO: An unified view, **J. Meteorol. Soc.Jpn.**, v.67, p.205–219, 1989.

LATIF, M. **On the interpretation of climate change in the Tropical Pacific.** Hamburg, Germany: Max-Planck-Institut für Meteorologie, 2000. MPI-Report, 306.

LENTERS, J. D.; COOK, K. H. On the Origin of the Bolivian High and Related Circulation Features of the South American Climate. **J.Atmos.Sc.**, v 54, n. 5, p.656-678, 1997.

LIEBMANN, B.; SMITH, C. A. Description of complete (interpolated) outgoing longwave radiation data set. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.77, p.1275–1277, 1996.

LIEBMANN, B.; KILADIS, G.N.; MARENGO, J.A; AMBRIZZI, T.; GLICK, J.D. Submonthly convective variability over South America and the South Atlantic Convergence Zone. **J. Climate**, v.12, p.1877-1891, 1999.

LIEBMANN, B., KILADIS, G.N.; VERA, C. S.; SAULO, A.C; CARVALHO, L. M.V. Subseasonal variations of rainfall in South America in the vicinity of the low-level jet east of the Andes and comparison to those in the South Atlantic convergence zone. **J. Climate**, v.17, p.3829-3842, 2004.

LIMA, M. C. **Manutencao da circulacao atmosferica sobre a America do Sul**. 1996. 222 p. (INPE-6646-TDI/623). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1996. Available from: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/iris@1905/2005/07.29.05.53.57>>. Access in: 2013, Feb. 13.

LIN, W. Y.; ZHANG, M.H. Evaluation of clouds and their radiative effects simulated by the NCAR Community Atmospheric Model CAM2 against satellite observations. **J. Climate**, v.17, p.3302-3318, 2004.

LORENC, A.C. The evolution of planetary-scale 200-mb divergent flow during the FGGE year. **Q. J. R. Met. Soc.**, v.110, p. 427-441, 1984.

MADDEN, R.A.; JULIAN, P.R. Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. **J. Atmos. Sci.**, v.28, p.702-708, 1971.

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

MADDEN, R.A. Seasonal variation of the 40-50 day oscillation in the tropics. **J.Atmos.Sci.**, 43, 3138-3158, 1986.

MADDEN, R.A.; JULIAN, P.R. Observations of the 40-50-Day Tropical Oscillation-A Review. **Mon. Wea. Rev.**, v.122, p. 814-837, 1994.

MARENGO, J.A.; LIEBMANN, B. ; KOUSKY, V.E.; FILIZOLA, N.; WAINER, I. On the onset and end of the rainy season in the Brazilian Amazon basin. **J. Climate**, v.14, p.833–852, 2001.

MATTHEWS, A.J. Propagation Mechanisms for the Madden Julian Oscillation. **Q. J. R. Meteorol. Soc.** v.126, p. 2637-2652, 2000.

MATTHEWS, A. J. Intraseasonal variability over tropical Africa during northern summer, **J. Climate**, v.17, p.2427–2440, 2004b.

MATTHEWS, A. J.; MEREDITH, M. P. Variability of Antarctic circumpolar transport and the Southern Annual Mode associated with the Madden–Julian Oscillation. **Geophys. Res. Lett.**, v.31, L24312, 2004a, doi: 10.1029/2004GL021666.

MATSUNO, T. Quasi-geostrophic motions in the equatorial area. **J. Meteor. Soc. Japan**, v.44, p.25–43, 1966.

MO, K., HIGGINS, R. W. Tropical convection and precipitation regimes in the western United States, **J. Climate**, v.10,p.3028–3046, 1998.

MO, K. C; PAEGLE J. N. The Pacific-South American modes and their downstream effects. **Int. J. Climate**, v.21, p.1211–1229, 2001.

- MO, K. C.; WHITE, G.H. Teleconnections in the Southern Hemisphere. **Mon. Wea. Rev.**, v.113, p.22–37, 1985.
- NITTA, T. Energy budget of wave disturbances over Marshall Islands during the years of 1956 and 1958. **J. Meteor. Soc. Japan**, v.50, p.71-84, 1972.
- NOGUÉS-PAEGLE, J., LEE, B.-C; KOUSKY, V.E. Observed modal characteristics of the intraseasonal oscillation, **J. Climate**, v.2, p.496–507, 1989.
- NOGUÉS-PAEGLE, J.; MO, K. Alternating wet and dry conditions over South America during summer. **Mon. Wea. Rev.**, v.125, p. 279–291, 1997
- NOGUÉS-PAEGLE, J.; BYERLE, A.; MO, K.C. Intraseasonal Modulation of South American Summer Precipitation. **Mon. Wea. Rev.**, v.128, p.837-850, 2000.
- OBREGON, G. P. **Dinâmica da variabilidade climática da precipitação sobre a América do Sul**. São José dos Campos, 179p. Tese de Doutorado em Meteorologia – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2001.
- PAEGLE, J. N., BYERLE, L. A; MO, K. C. Intraseasonal modulation of South American summer precipitation, **Mon. Wea. Rev.**, v.128, p.837–850, 2000
- PARK, W.; LATIF, M. Pacific and Atlantic multidecadal variability in the Kiel Climate Model. **Geophys. Res. Lett.**, v.37, L24702, 2010, doi:10.1029/2010GL045560.
- PAULUHN, A. Principal oscillation pattern analysis of sea surface temperature data. In: ERS SYMPOSIUM ON SPACE AT THE SERVICE OF OUR ENVIRONMENT, 3., 1997, Florence, Italy. **Proceedings...** ESA, 1997. v. 414, p.1501-1504.
- PHILANDER, S.G. **El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation**. San Diego, Califórnia: Academic Press, INC., 1990.
- PHILANDER, S. G. H.; GU, D.; HALPERN, G.; LAMBERT, G.; LAU, N.C.; LI, T.; PACANOWSKI, R. C. Why the ITCZ is mostly north of the equator. **J. Climate**, v.9, p.2958–2972, 1996.
- QUADRO, M.F.L.; ABREU, M.L. Estudos de episódios de Zonas de Convergência do Atlântico Sul sobre a AS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 1994, Belo Horizonte – M.G. **Anais...**Rio de Janeiro: SBMet, 1994. v.8, p. 620-623.

RAUPP, C. F. M.; SILVA DIAS, P. L. Effects of nonlinear processes on the inter-hemispheric energy propagation forced by tropical heat sources. **Rev. Bras. Met.**, v. 19, n.2, p. 177-188, 2004.

RAUPP, C. F. M.; SILVA DIAS, P. L. Resonant wave interactions in the presence of a diurnally varying heat source. **J.Atmos. Sci.**, v.66, p.3165-3183, 2009.

REBOITA, M. S.; KRUSCHE, N.; PICCOLI, CARMARGO, H. Climate variability in Rio Grande, RS, Brazil: A Quantitative Analysis of Contributions Due to Atmospheric Systems. **Rev. Bras.Met.**, Brasil, v. 21, n. 2, p. 256-270, 2006.

REPELLI, C.A.; SOUZA, E.B.; QUADRO, M.F.L.; ALVES, J.M.B.; SAKAMOTO, M.S. O episódio de chuvas intensas no NEB no final de março/1997: influências da oscilação de 30-60 dias. **Rev. Bras.Met.**, v.13, n.1; p.09-18, 1998.

RUI, H., WANG, B. Development characteristics and dynamic structure of tropical intraseasonal convection anomalies. **J. Atmos. Sci.**, v.47, p.357-379, 1990.

SCHNUR, R. **Baroklin instabile Wellen der Atmosphäre empirisch abgeleitete Moden im Vergleich zu quasi-geostrophischer Theorie** (in German). Examensarbeiten, 16. Max-Planck-Institut für Meteorologie, 70p, 1993.

SEO, K.H.; KIM, K.Y. Propagation and initiation mechanisms of the Madden-Julian Oscillation. **J.Geop.Res.**, v. 108, n. D13, 4384, 2003, doi:10.1029/2002JD002876.

SILVA, V. B. S.; KOUSKY, V. E.; SHI, W.; R. HIGGINS W. An improved gridded historical daily precipitation analysis for Brazil. **J. Hydrom.**, v. 8, n. 4, p. 847-861. Aug. 2007.

SHENG, J. The Madden-Julian oscillation in the Canadian Climate Centre general circulation model. **Clim. Dyn.**, v.12, n.2, p. 125-140, 1995.

SHI, W.; HIGGINS R. W.; YAROSH E., KOUSKY V. E. **The annual cycle and variability of precipitation in Brazil. Maryland: NCEP/Climate Prediction Center Atlas, 2000, v.9, 25p.**

SOUZA, E.B. **Variabilidade pluviométrica intrasazonal sobre a Amazônia Oriental e Nordeste brasileiro durante o outono austral: mecanismo atmosférico de baixa e alta frequência.** Tese (Doutorado em Meteorologia) - Universidade de São Paulo, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas - Departamento de Ciências Atmosféricas, São Paulo, 2003.

SOUZA, E.B.; AMBRIZZI, T. Modulation of the intraseasonal rainfall over tropical Brazil by the Madden Julian oscillation. **International J.Clim.**, v. 26, p. 1759-1776, 2006.

SPERBER, K. R. Propagation and the vertical structure of the Madden-Julian Oscillation. **Mon. Wea. Rev.**, v.131, p.3018–3037, 2003.

STRAUB, K.H.; KILADIS, G.N. Observations of a convectively coupled Kelvin wave in the eastern Pacific ITCZ. **J. Atmos.Sci.**, v.59, p. 30-53, 2002.

SZEREDI, I.; KAROLY, D.J. The horizontal structure of monthly fluctuations of the Southern Hemisphere troposphere from station data. **Aust. Meteor. Mag.**, v.35, p.119–129, 1987.

VALVERDE R. M. C.; KAYANO, M. T.; FERREIRA, N. J. Statistical analysis of upper tropospheric vortices in the vicinity of northeast Brazil during the 1980-1989. **Atmosfera**, v. 12, n. 2, p. 75-88, Apr. 1999.

TANG, B.Y., FLATO, G.M.; HOLLOWAY, G. A Study of Arctic Sea-Ice and Sea-Level Pressure Using POP and Neural-Network Methods. **Atmosphere-Ocean**, v. 32(3), p. 507-529, 1994.

TORRENCE, C.; COMPO, G.P. A practical guide to wavelet analysis. **Bull.Amer.Meteor.Soc.**, v.79, p.61-78, 1998.

TORRENCE, C.; WEBSTER, P.J. Interdecadal changes in the ENSO-monsoon system. **J.Climate**, v.12, p.2679-2690, 1999.

VAUTARD, R.; GHIL, M. Singular spectrum analysis in nonlinear dynamics with applications to paleoclimate time series. **Physica**, v. 35D, p.392–424, 1989.

VERA, C., et al. Toward a unified view of the American Monsoon Systems. **J. Climate**, v.19, p.4977-5000, 2006.

VITORINO, M. I. **Análise das oscilações intrasazonais sobre a América do Sul e oceanos adjacentes utilizando a análise de ondeletas**. 2002. 344 p. (INPE-9822-TDI/865). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2002. Available from: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/jeferson/2003/07.14.08.57>>. Access in: 2013, Feb. 13.

VITORINO, M. I.; SILVA DIAS, P. L.; FERREIRA, N. J. Observational study on the seasonality of the submonthly and intraseasonal signal over the tropics. **Meteor. Atmos. Phys.**, v. 93, n.1-2, p.17-35, 2006.

- VON STORCH, H., BRUNS, T., FISCHER-BRUNS, HASSELMANN, K. Principal Oscillation Pattern Analysis of the 30 to 60 day oscillation in a General Circulation Model equatorial troposphere. **J.Geophys.** v. 93, n. D9, p. 11,022 - 11,036, 1988.
- VON STORCH, H., XU, J. S. Principal oscillation pattern analysis of the tropical 30- to 60-day oscillation: Part I: definition of an index and its prediction. **Clim. Dyn.**, v.4, p.175-190, 1990.
- VON STORCH, H., BAUMHEFNER, D. Principal Oscillation Pattern analysis of the tropical 30-to 60-day oscillation. Part II: The prediction of equatorial velocity potential and its skill. **Clim.Dyn.**, v.5, p.1-12, 1991.
- VON STORCH, H.; SMALLEGANGE, A. **The phase of the 30- to 60-day oscillation and the genesis of tropical cyclones in the western Pacific.** Hamburg: Max-Planck-Institut für Meteorologie, 1991. 22p. Report, v.64.
- VON STORCH, J.-S. Interdecadal variability in a global coupled model. **Tellus.** 46A, p. 419-432, 1994.
- VON STORCH, H.; BÜRGER, G., SCHNUR, R; VON STORCH, J.S. Principal Oscillation Patterns: A review. **J. Climate**, v.8, p. 377-400, 1995.
- WALLACE, J.M.; DICKINSON, R.E. Empirical orthogonal representation of time series in the frequency domain. Part I: Theoretical considerations. **J.Appl.Meteor.**, v.11, p. 887-892, 1972.
- WANG, B.; RUI, H. Dynamics of the coupled moist Kelvin-Rossby wave on an equatorial b-plane, **J. Atmos. Sci.**, v.47, p.397– 413, 1990.
- WANG, B., WANG, Y. Temporal structure of the Southern Oscillation as revealed by waveform and wavelet analysis. **J. Climate**, v.9, p.1586–1598, 1996.
- WEICKMANN, K. M. Intraseasonal circulation and outgoing longwave radiation modes during northern hemisphere winter. **Mon. Wea. Rev.**, v. 111, p.1828-1858, 1983
- WEICKMANN, K. M., LUSSKY, G. R., KUTZBACH, J. E. Intraseasonal (30-60 day) fluctuations of outgoing longwave radiation and 250mb streamfunction during northern winter. **Mon. Wea. Rev.**, v.113, p.941-961, 1985.
- WEISE, R.; MIKOLAJEWICZ, U.; MAIER-REIMER, E. Decadal variability of the North Atlantic in an ocean general circulation model. **J.Geophys.** v.99 (C6), p.12411-12421, 1994.

WENG, H.; LAU, K. M. Wavelets, period doubling, and time- frequency localization with application to organization of convection over Tropical Western Pacific. **J. Atmos. Sci.**, v.51, p.2523-2541, 1994.

WHEELER, M.; KILADIS, G.N. Convectively coupled equatorial waves: Analysis of clouds and temperature in the wave-number-frequency domain. **J. Atmos. Sci.**, v.56, p. 374-399, 1999.

WHEELER, M. C.; MCBRIDE, J. L. Australian-Indonesian monsoon. In: LAU, K.-M.; WALISER, D. P. (eds.). **Intraseasonal variability in the atmosphere-ocean climate system**. Springer-Praxis, 2005. Chap. 5, p.125-173.

XU, J.-S. On the relationship between the stratospheric QBO and the tropospheric SO. **J. Atmos. Sci.**, v.49, p.725-734, 1992.

XU, J.-S. The joint modes of the coupled atmosphere-ocean system observed from 1967 to 1986. **J. Climate**, v.6, p.816-838, 1993.

XUE, Y., CANE, M. A., ZEBIAK, S. E., BLUMENTHAL, M. B. On the prediction of ENSO: A study with a low-order Markov model. **Tellus**, 46A, p.512–528, 1994.

YANG, Q. M. The 20—30-day oscillation of the global circulation and heavy precipitation over the lower reaches of the Yangtze River valley. **Sci China Ser D-Earth Sci.**, v.52, n.10: p.1485-1501, 2009; doi: 10.1007/s11430-009-0156-2.

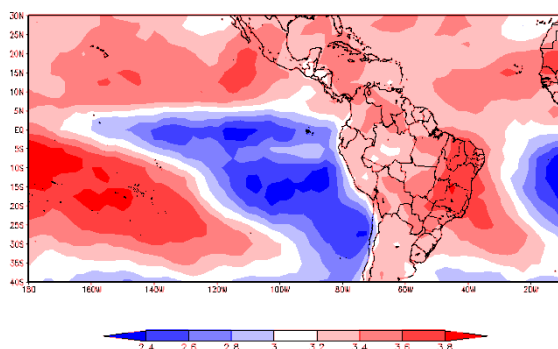
ZHANG, C. Madden-Julian Oscillation. **Rev. Geophys.**, v.43, RG2003, 36 p., 2005, doi:10.1029/2004RG000158.

APÊNDICE A

A.1 Teste t Student

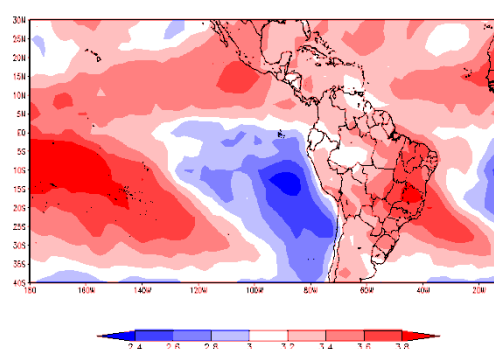
A Figura A.1 refere-se aos compostos dos campos espaciais diários do GWS, dentro do período de estudo, para anos em que ocorreram o fenômeno de El Niño (1982/83, 1986/87, 1987/88, 1991/92, 1994/95, 1997/98, 2002/03, 2004/05, 2006/07), La Niña (1984/85, 1988/89, 1995/96, 1998/99, 1999/2000, 2000/01, 2007/08) e anos neutros (1979, 1980, 1981, 1983, 1985, 1989, 1990, 1992, 1993, 1996, 2001, 2003, 2005) .

Compostos anos Neutros



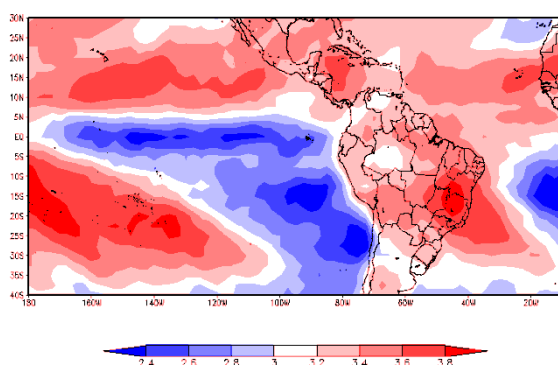
a)

Compostos El Niño



b)

Compostos La Niña



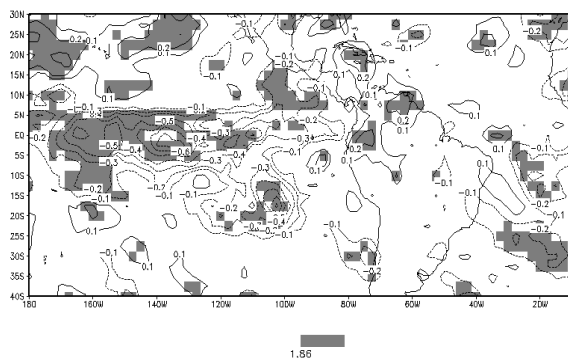
c)

Figura A.1: Compostos do GWS de ROL para a) anos neutros, b) anos de El Niño, c) anos de La Niña.

Para calcular a diferença entre estas amostras, aplicou-se o teste t Student considerando o nível de 90% de significância. Os resultados abaixo, na Figura

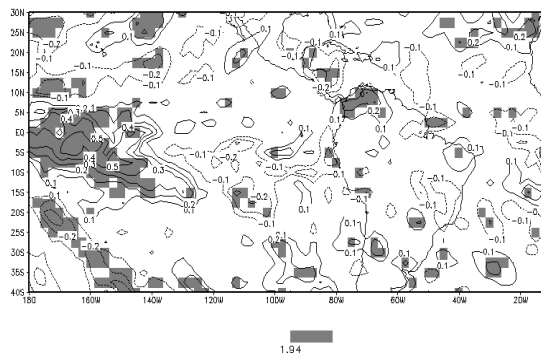
A.2, mostram que não se observou diferenças significativas na região da AS entre os compostos de anos normais e anos de episódios de El Niño e La Niña, principalmente na AS. As diferenças mais significativas ocorreram no Oceano Pacífico próximo a área da ZCPS.

Anos neutros - El Niño



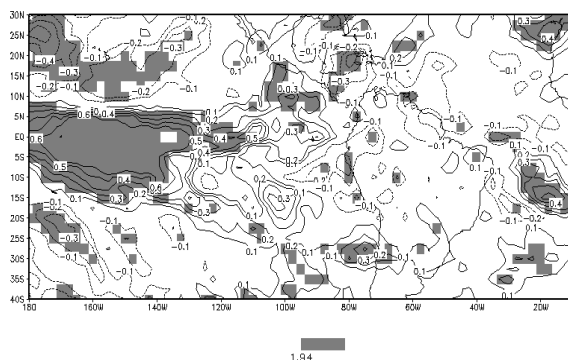
a)

Anos neutros – La Niña



b)

El Niño-La Niña



c)

Figura A.2: Diferenças entre a) anos neutros e El Niño, b) anos neutros e La Niña, c) El Niño – La Niña. Teste t Student considerando o nível de confiança de 90%.

APÊNDICE B

B.1 – Séries temporais dos padrões de onda obtidos com o POP

Nesta seção são apresentadas as séries temporais das componentes real e imaginária do POP para a variável χ em 250 hPa. Estas séries são exibidas separadamente para cada ano, considerando pântadas dos coeficientes do POP. Elas são apresentadas para cada padrão de onda individualmente.

Padrão de Onda zonal 1 – Séries temporais : década de 1979-88

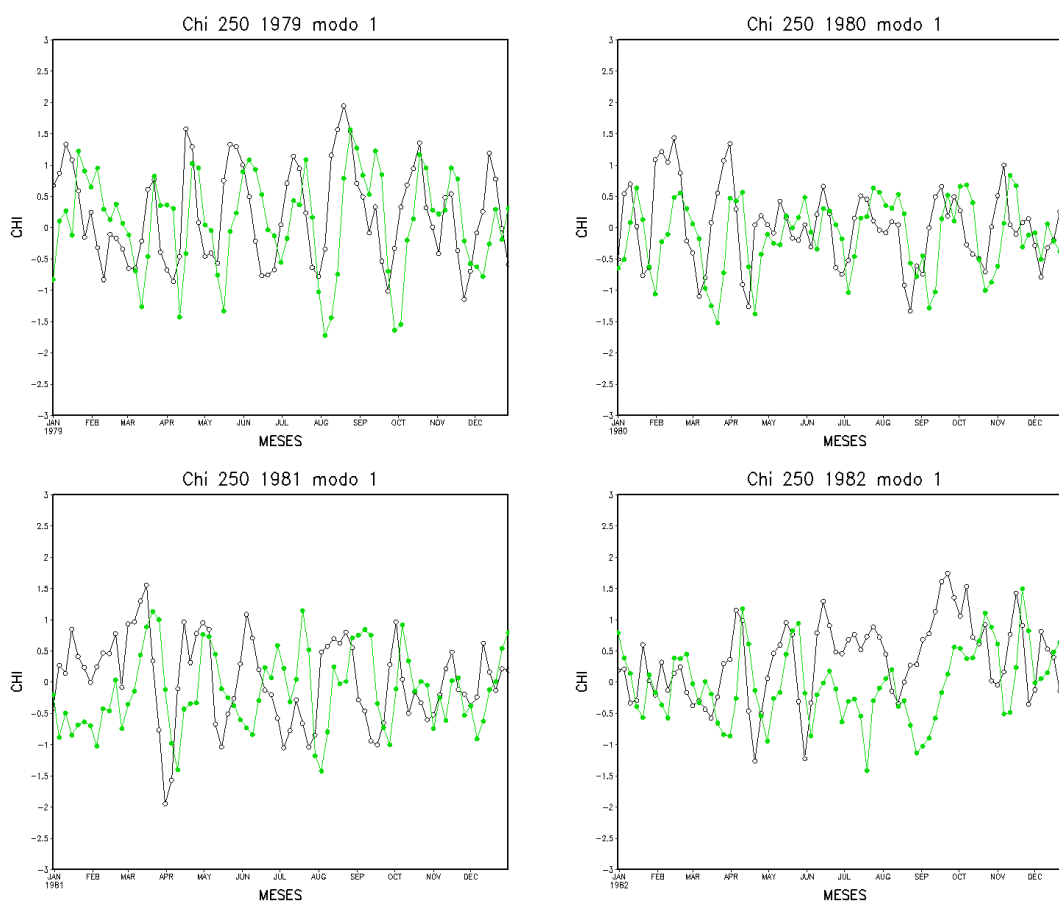


Figura B.1: Séries temporais (pântadas) das componentes real (linha escura) e imaginária (linha verde) para o primeiro modo do POP derivados de χ em 250 hPa, durante 1979/88 (continua).

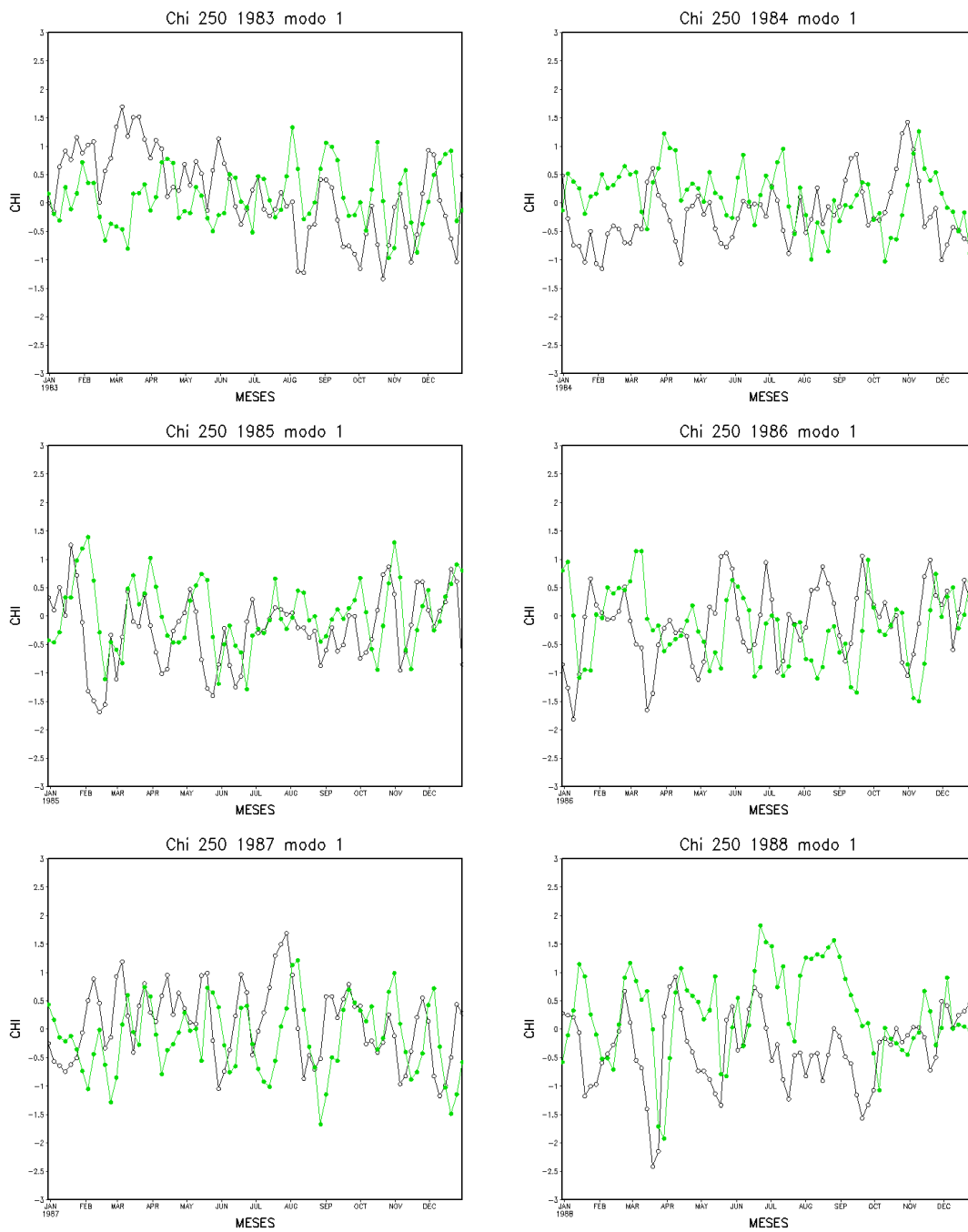


Figura B.1: Conclusão.

Padrão de Onda zonal 1 – Séries temporais: década de 1989/98

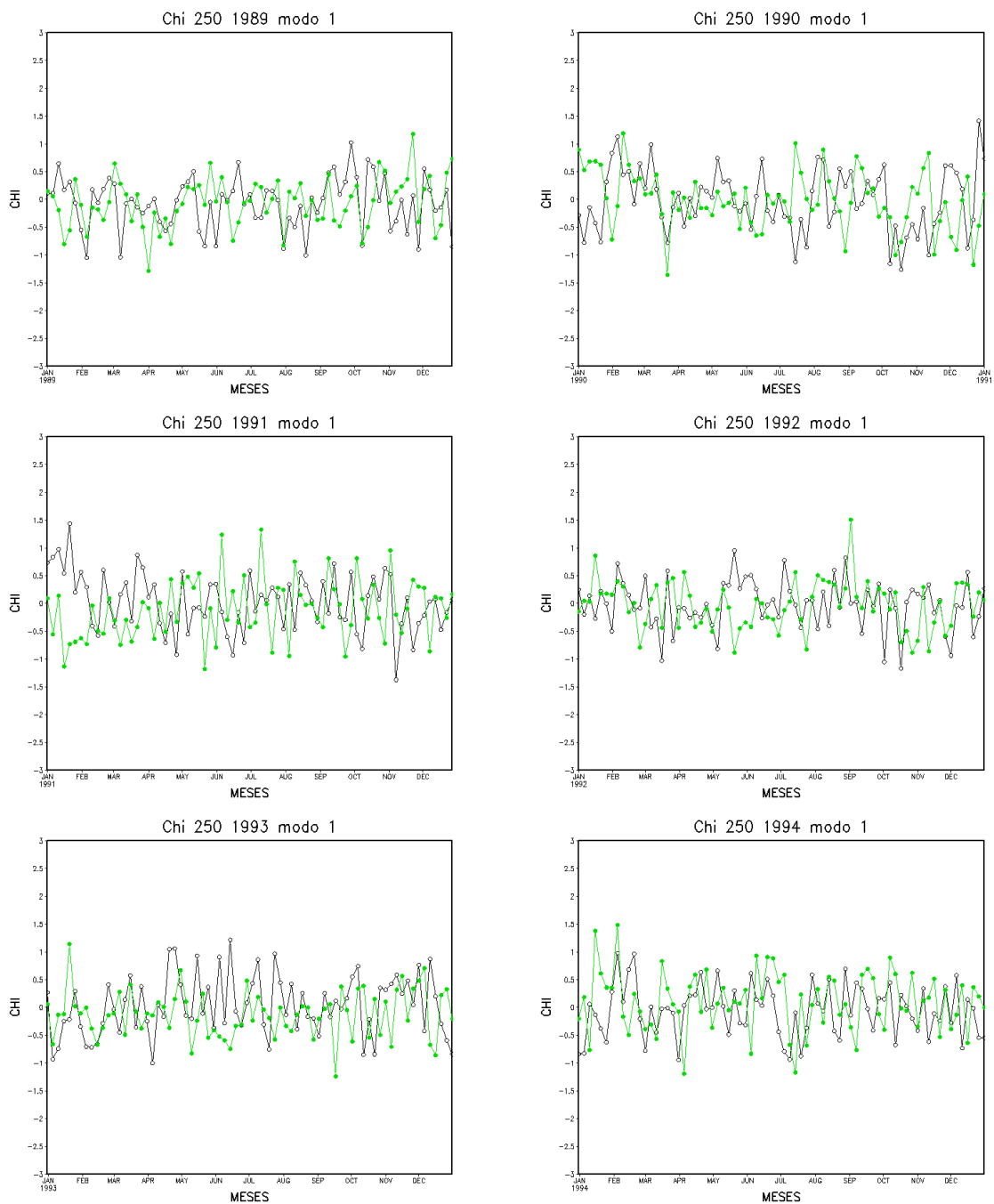


Figura B.2: Idem a Figura B.1, mas para o primeiro modo do POP durante 1989/98 (continua).

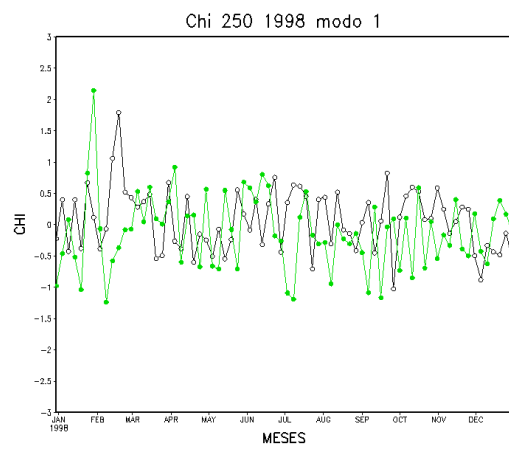
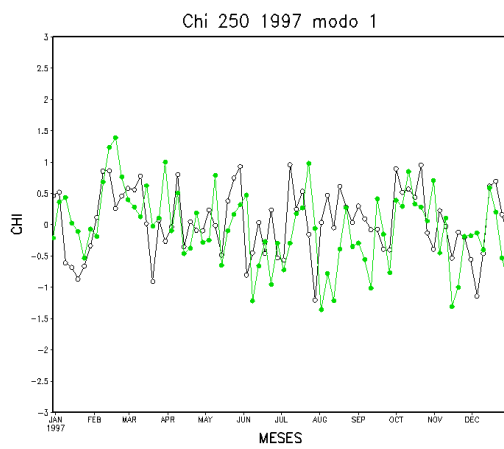
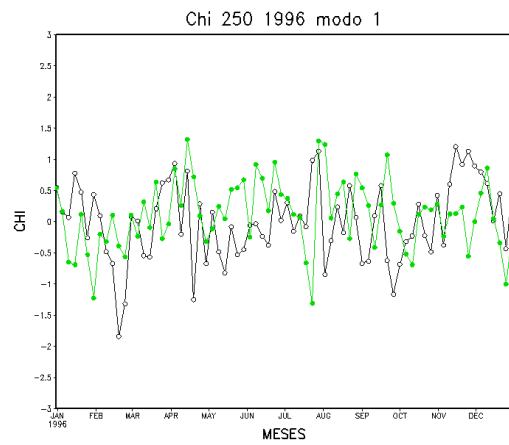
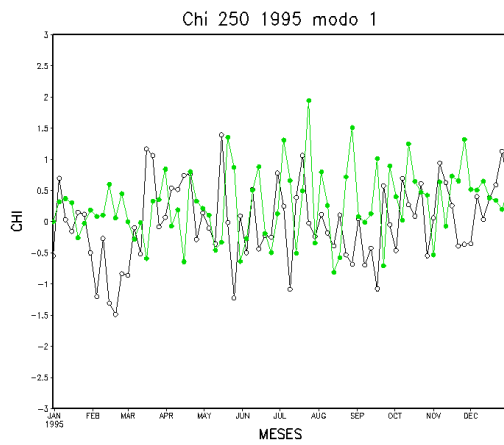


Figura B.2: Conclusão

Padrão de Onda zonal 1 – Séries temporais:década de 1999/2008

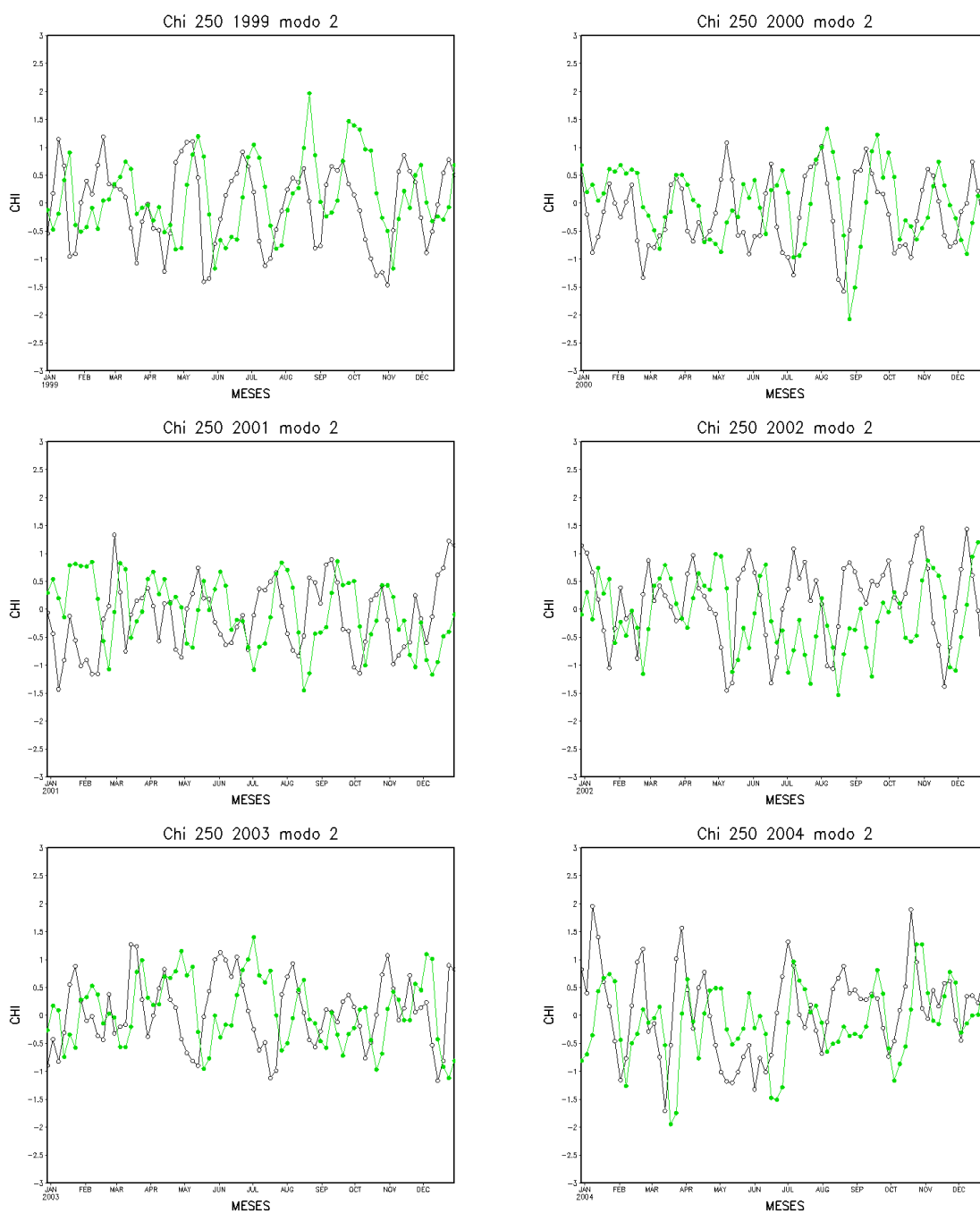


Figura B.3: Idem a Figura B.1, mas para o segundo modo do POP durante 1999/2008(continua).

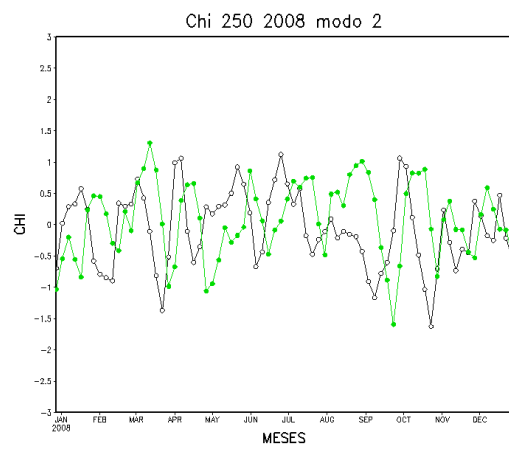
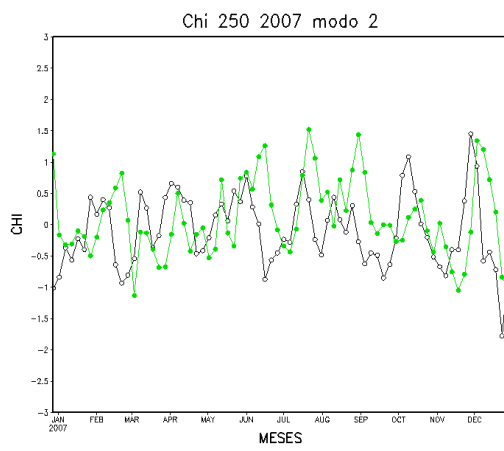
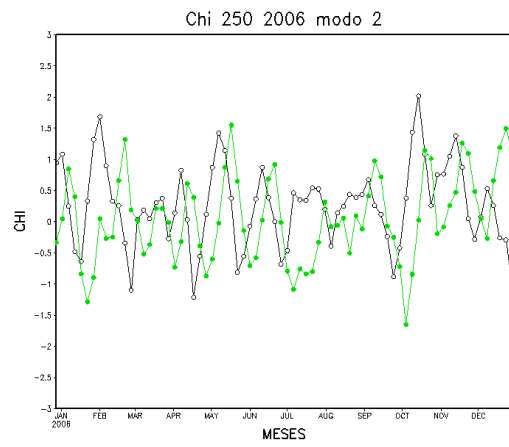
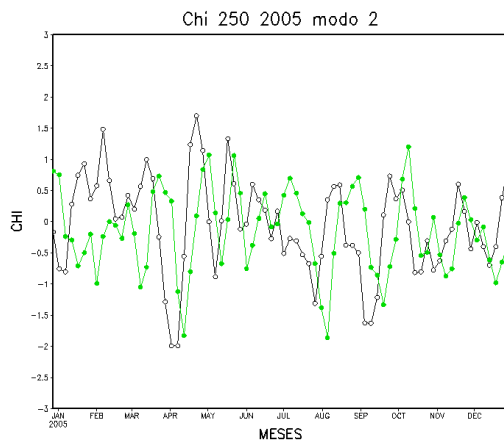


Figura B.3: Conclusão.

Padrão de Onda zonal 2 – Série temporal: década de 1979/1988

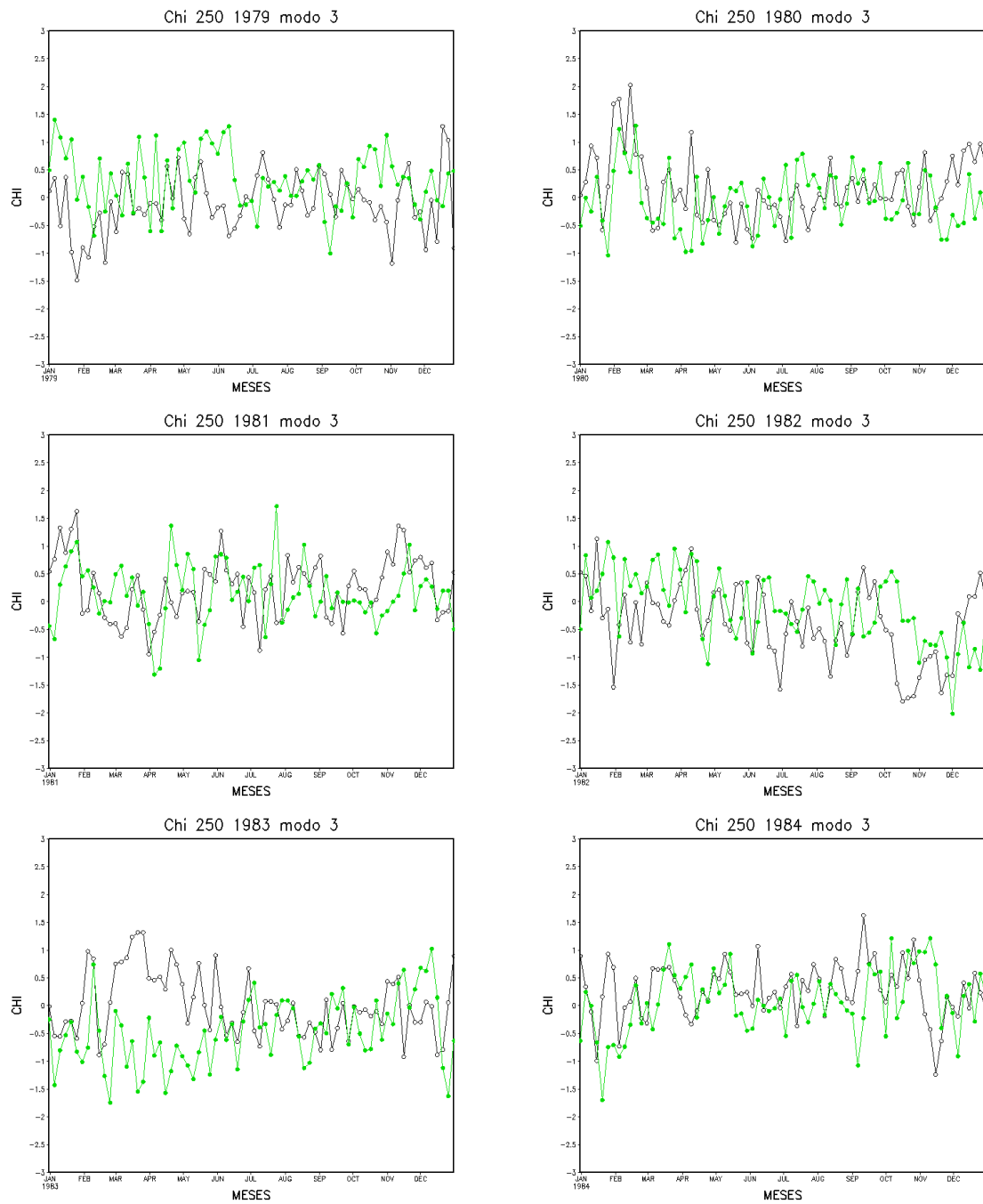


Figura B.4: Idem a Figura B.1, mas para o terceiro modo do POP durante 1979/1988 (continua).

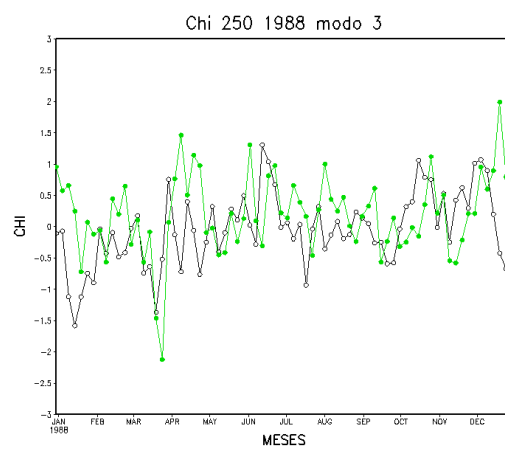
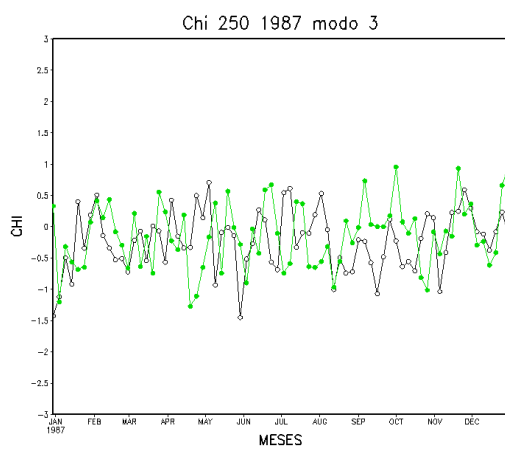
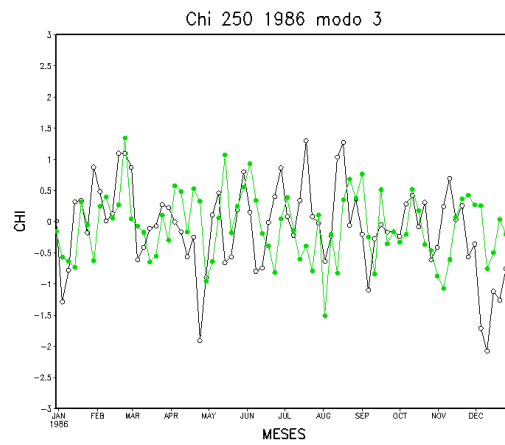
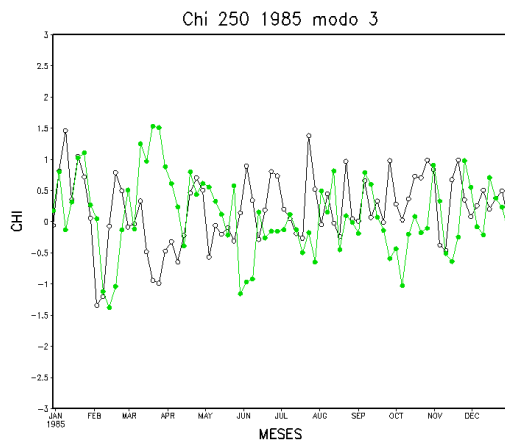


Figura B.4: Conclusão

Padrão de Onda zonal 2 – Séries temporais: década de 1989/1999

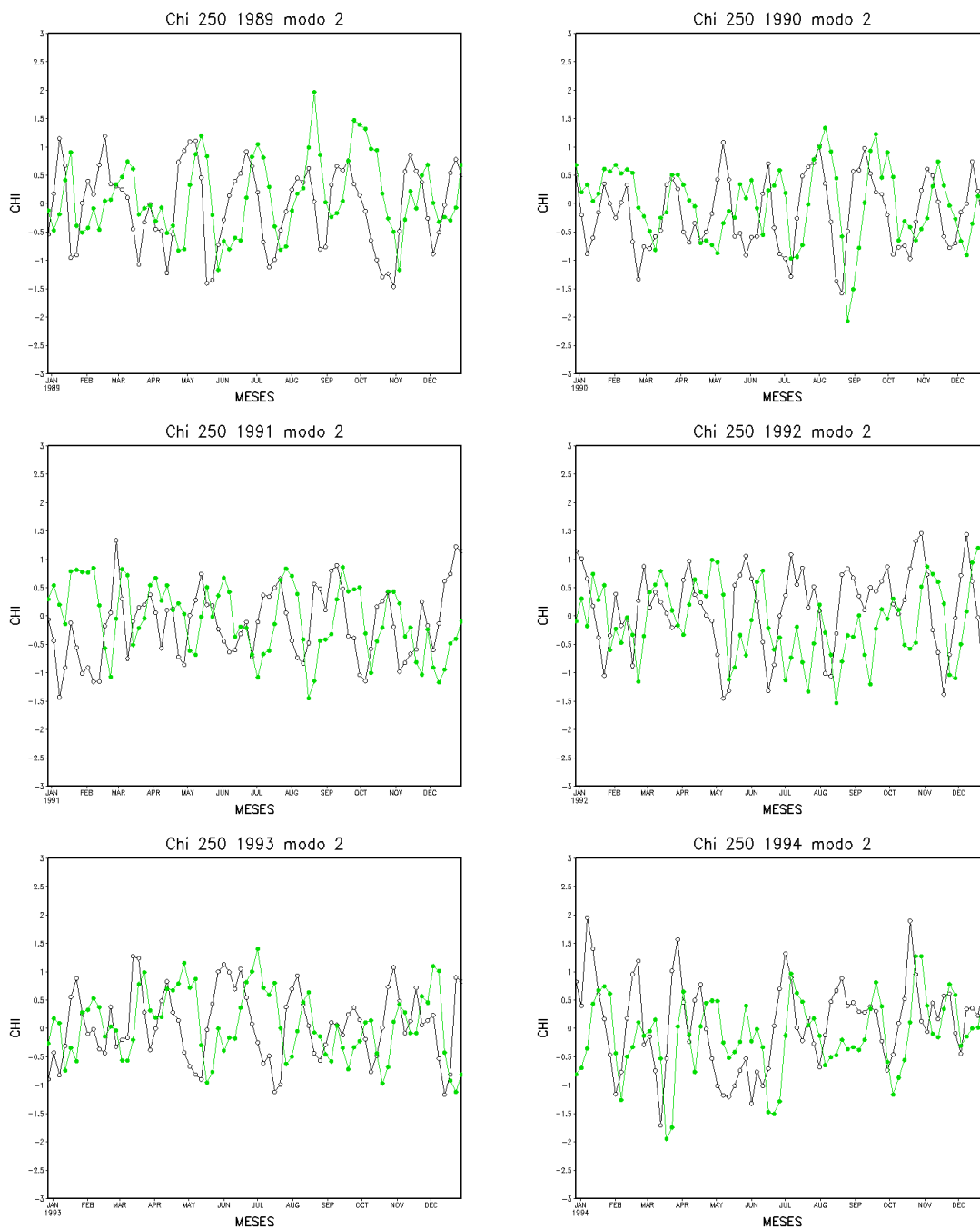


Figura B.5: Idem a Figura B.1, mas para o segundo modo do POP durante 1989/1998 (continua).

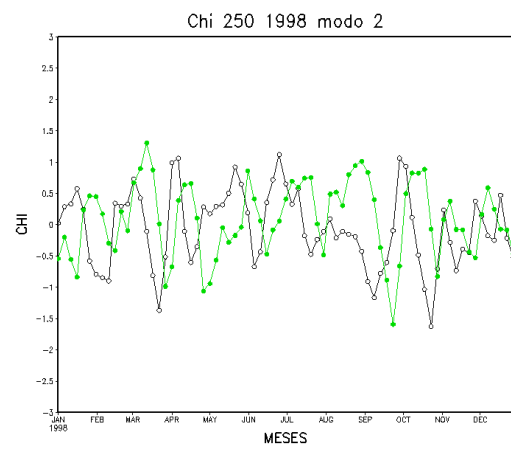
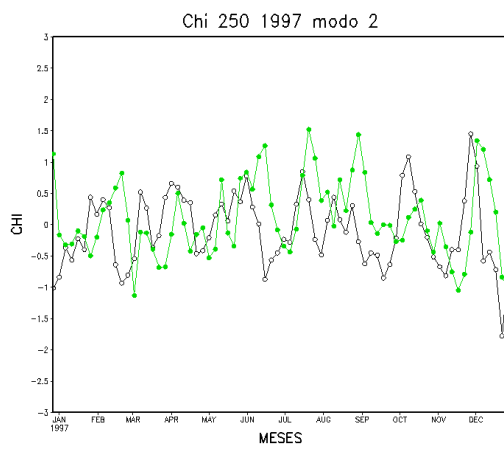
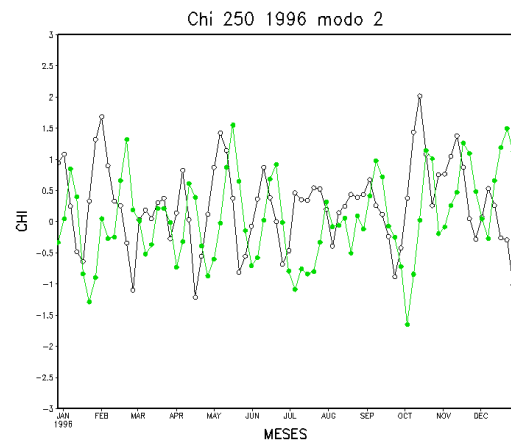
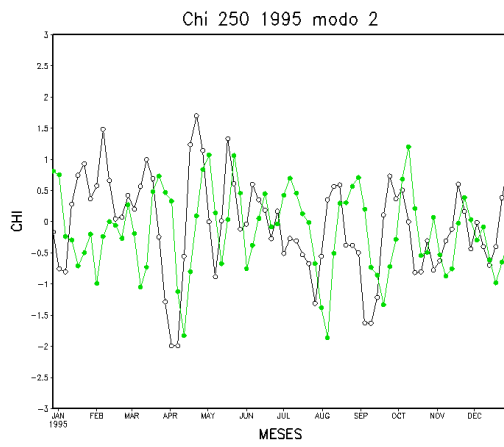


Figura B.5: Conclusão

Padrão de Onda zonal 2 – Séries temporais: década de 1999/2008

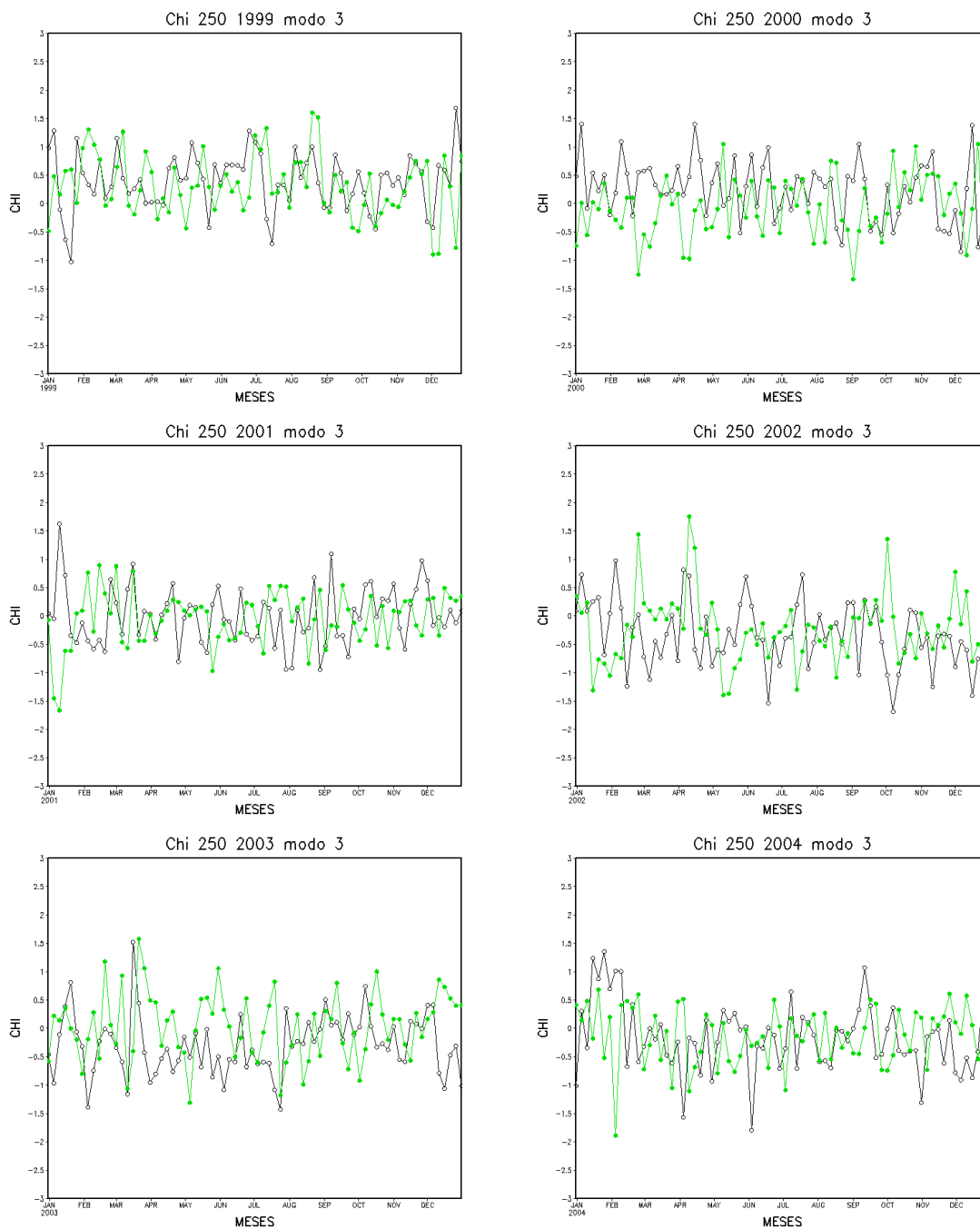


Figura B.6: Idem a Figura B.1, mas para o terceiro modo do POP, durante 1999/2008 (continua).

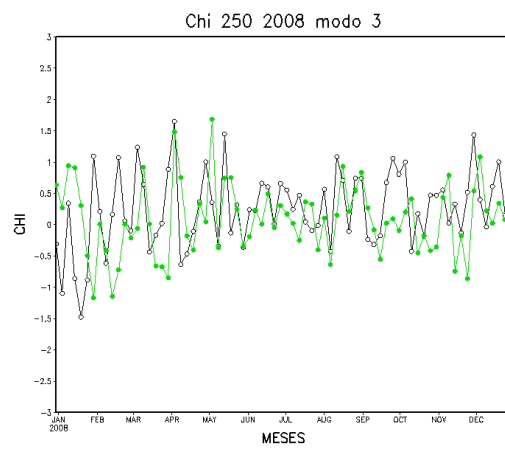
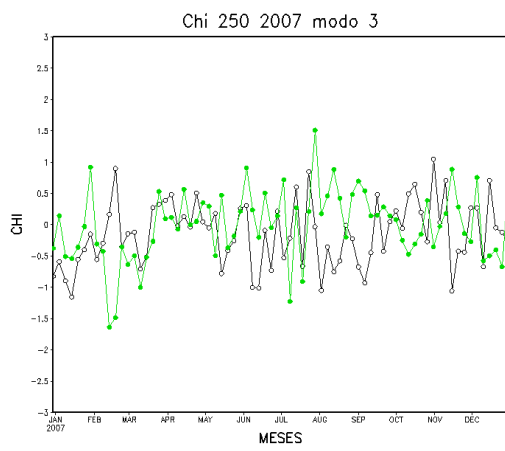
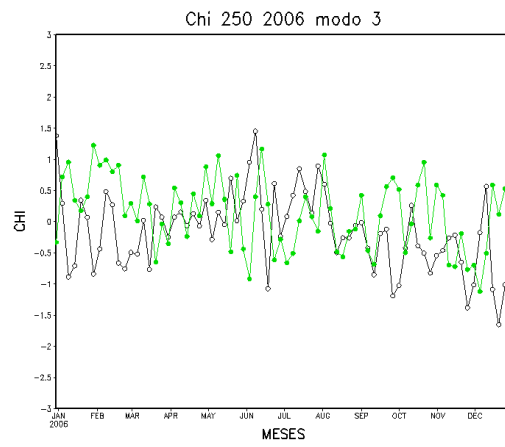
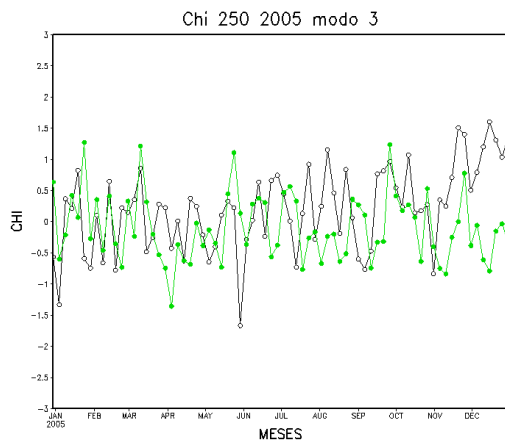


Figura B.6: Conclusão

Padrão de Onda zonal 3 – Séries temporais: década de 1979/1988

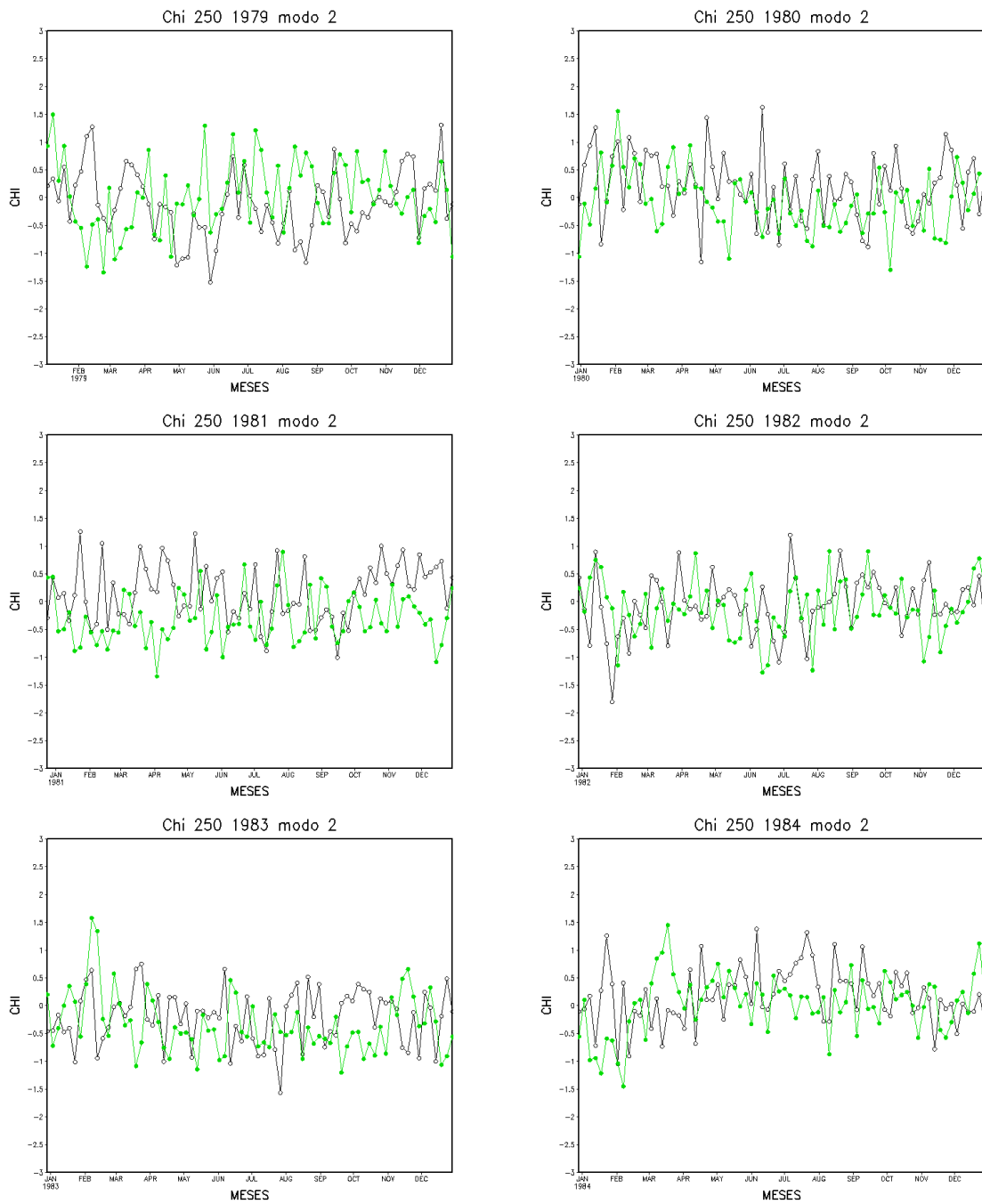


Figura B.7: Idem a Figura B.1, mas para o segundo modo do POP, durante 1979/1988 (continua).

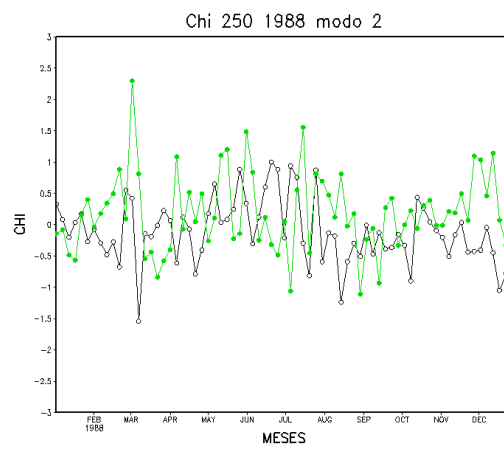
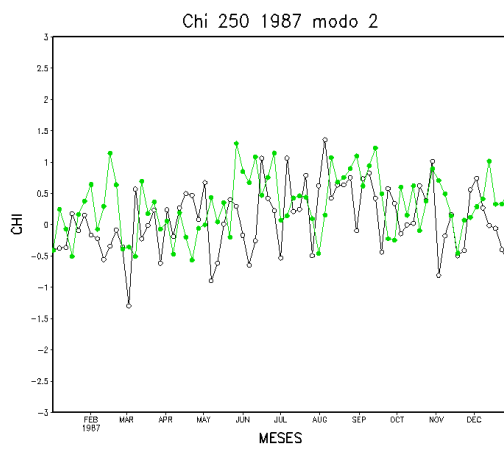
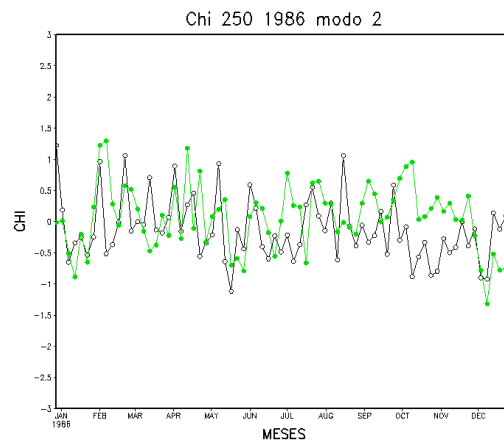
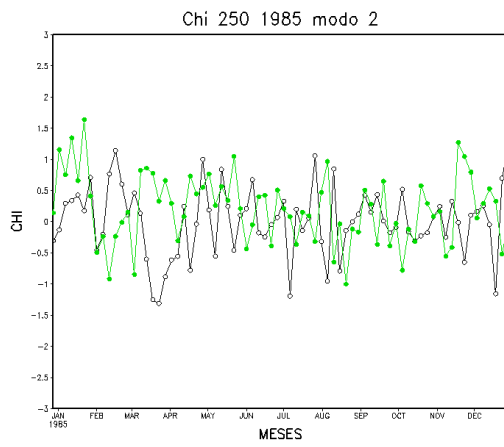


Figura B.7: Conclusão.

Padrão de Onda zonal 3 – Séries temporais: década de 1989/1998

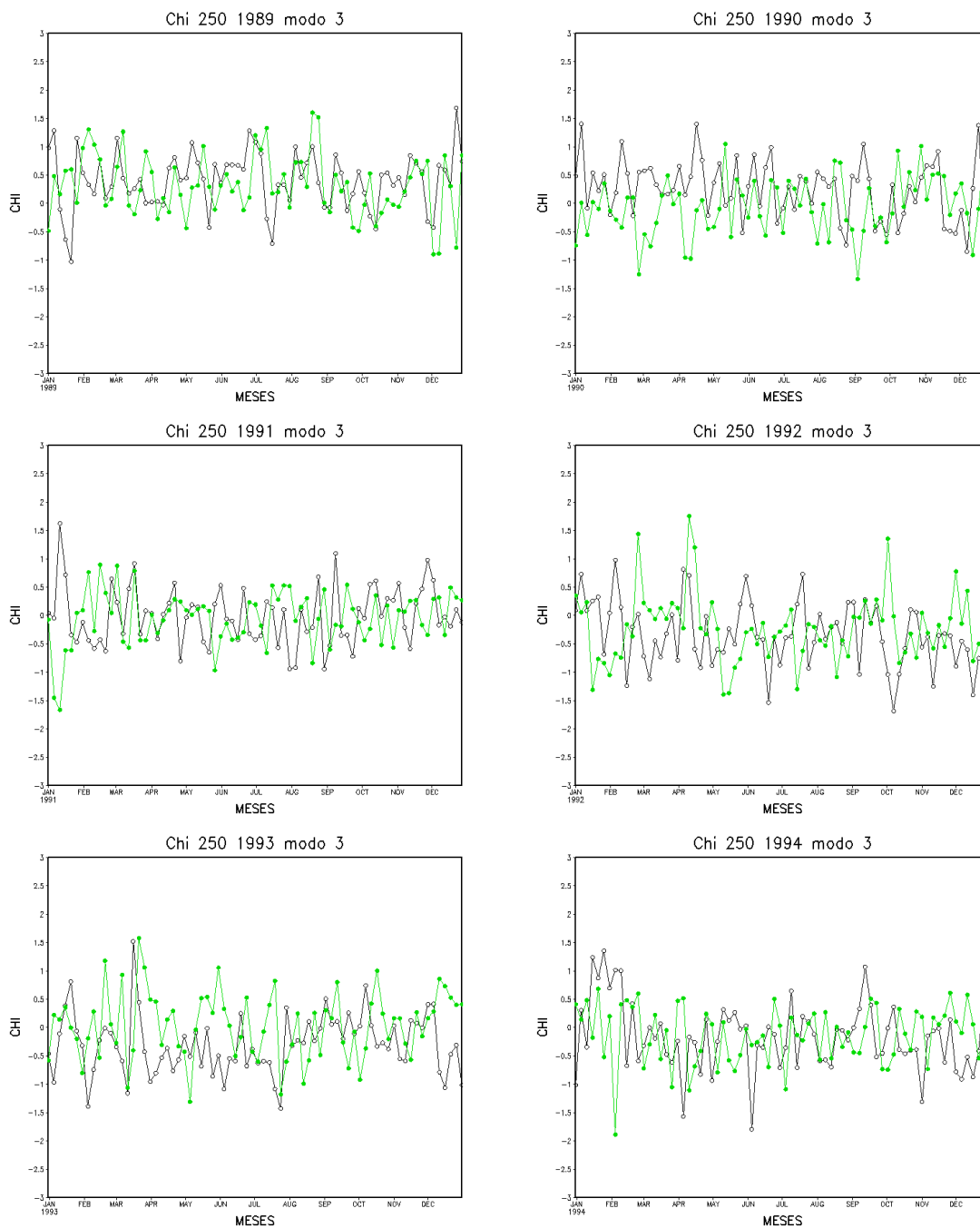


Figura B.8: Idem a Figura B.1, mas para o terceiro modo do POP, durante 1989/1998 (continua).

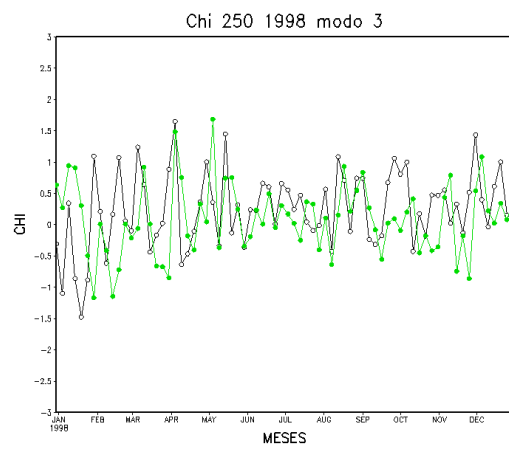
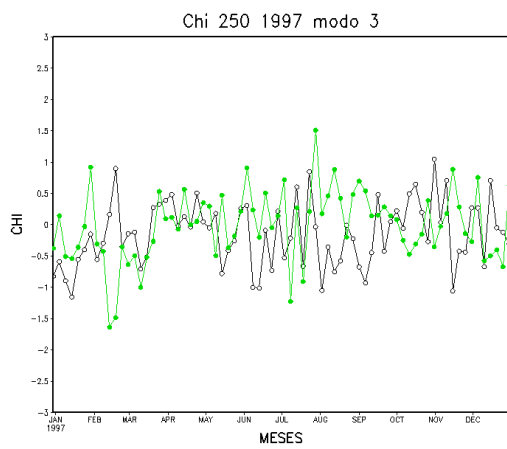
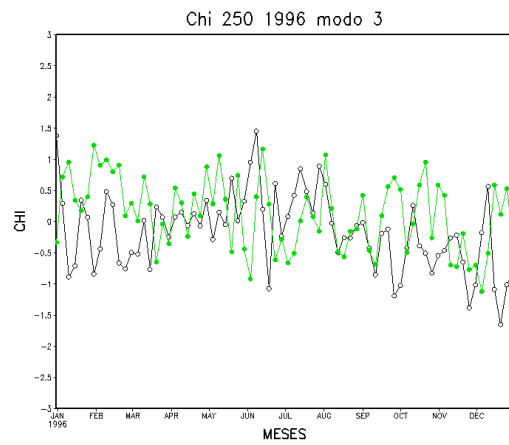
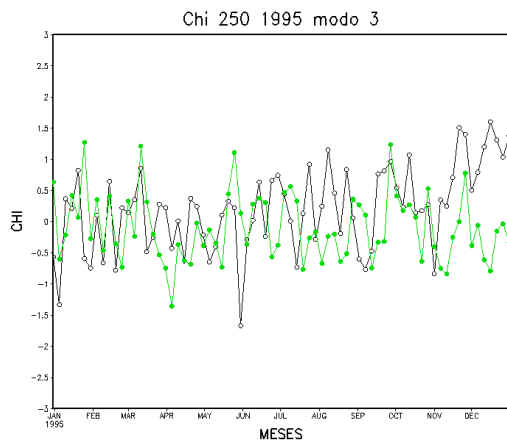


Figura B.8: Conclusão

Padrão de Onda zonal 3 – Séries temporais: década de 1999/2008

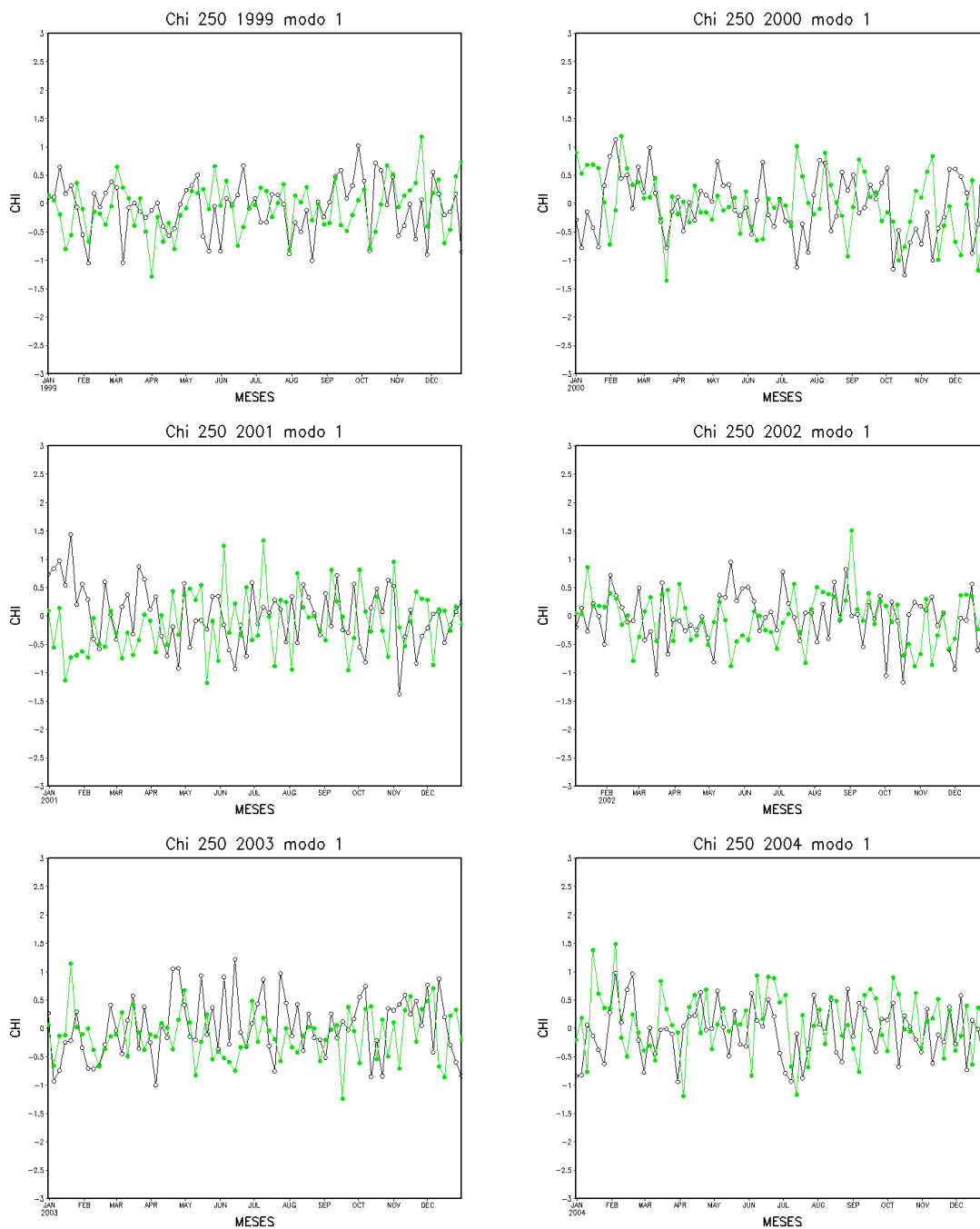


Figura B.9: Idem a Figura B.1, mas para o primeiro modo do POP, durante 1999/2008 (continua).

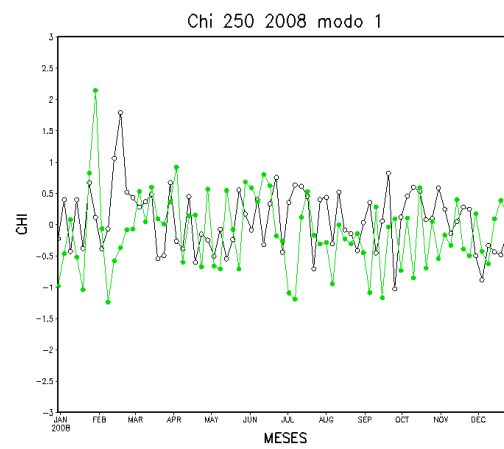
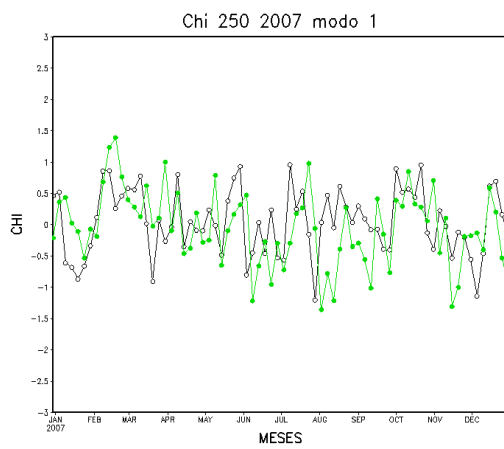
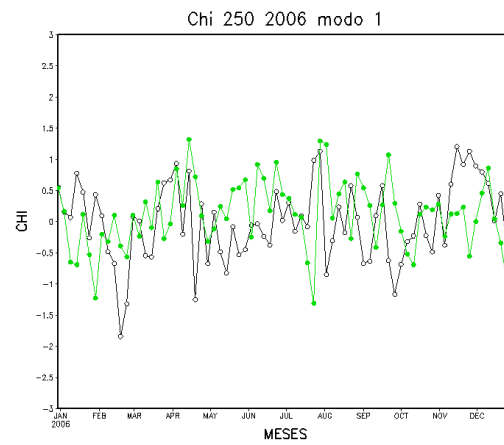
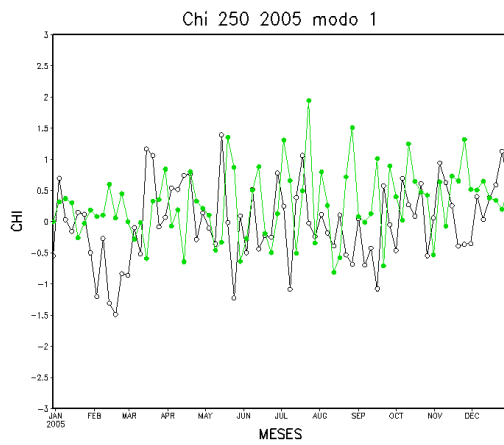


Figura B.9: Conclusão