



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m21b/2014/09.30.22.21-TDI

**PADRÕES DA VARIABILIDADE DA ATIVIDADE
CONVECTIVA SOBRE A AMÉRICA DO SUL
UTILIZANDO ONDALETAS E PADRÕES PRINCIPAIS
DE OSCILAÇÃO**

Camila Cossetin Ferreira

Tese de Doutorado do Curso de
Pós-Graduação em Meteorologia,
orientada pelo Dr. Nelson Jesus
Ferreira, aprovada em 29 de agosto
de 2014.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP5W34M/3H67522>>

INPE
São José dos Campos
2014

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

Dr. Amauri Silva Montes - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espaciais (ETE)

Dr. André de Castro Milone - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Dr. Joaquim José Barroso de Castro - Centro de Tecnologias Espaciais (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:

Maria Tereza Smith de Brito - 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)

André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SID)



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m21b/2014/09.30.22.21-TDI

**PADRÕES DA VARIABILIDADE DA ATIVIDADE
CONVECTIVA SOBRE A AMÉRICA DO SUL
UTILIZANDO ONDALETAS E PADRÕES PRINCIPAIS
DE OSCILAÇÃO**

Camila Cossetin Ferreira

Tese de Doutorado do Curso de
Pós-Graduação em Meteorologia,
orientada pelo Dr. Nelson Jesus
Ferreira, aprovada em 29 de agosto
de 2014.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP5W34M/3H67522>>

INPE
São José dos Campos
2014

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Ferreira, Camila Cossetin.

F413p Padrões da variabilidade da atividade convectiva sobre a América do Sul utilizando ondaletas e padrões principais de oscilação / Camila Cossetin Ferreira. – São José dos Campos : INPE, 2014.

xx + 117 p. ; (sid.inpe.br/mte-m21b/2014/09.30.22.21-TDI)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2014.

Orientador : Dr. Nelson Jesus Ferreira.

1. Radiação de ondas longas. 2. Transformada de ondaletas.
3. Padrões principais de oscilação. I.Título.

CDU 551.501.8



Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

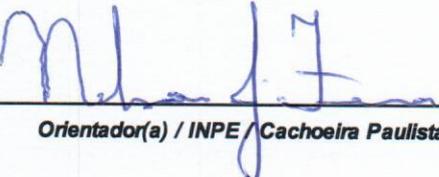
Aprovado (a) pela Banca Examinadora
em cumprimento ao requisito exigido para
obtenção do Título de **Doutor(a)** em
Meteorologia

Dr. Manoel Alonso Gan



Presidente / INPE / SJCampos - SP

Dr. Nelson Jesuz Ferreira



Orientador(a) / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Clóvis Angeli Sansigolo



Membro da Banca / INPE / SJCampos - SP

Dra. Sâmia Regina Garcia Calheiros



Convidado(a) / UNIFEI / Itajubá - MG

Dra. Graziela Balda Scofield



Convidado(a) / CEMADEN / Cachoeira Paulista - SP

Este trabalho foi aprovado por:

maioria simples

unanimidade

Aluno (a): **Camila Cossetin Ferreira**

São José dos Campos, 29 de Agosto de 2014

Camila Cossetin Ferreira

**A meu pai,
Luiz Carlos Cigana Ferreira**

AGRADECIMENTOS

A minha mãe e meu irmão, por estarem sempre ao meu lado, me lembrando do que realmente importa.

A minha grande família, avós, tias, tios, primas e primos há um pouco de cada um de vocês em mim.

Aos queridos amigos, Alan, Niva e Beto por me acolherem com tanto carinho e tornarem meus dias mais felizes.

Aos amigos que me acompanharam de perto ou de longe: Carol, Kelli, Shane, Andrea, Jade, Caio, Maria Fausta, Saulo e Ana Beatriz, Gigi, Vagner, André, Thaly, Cláudia, Chica, Karinne, Darcy, Sílvia, Nana, Aline, Fernanda, Luana.

Ao Professor João Baptista da Silva e ao Professor VB Rao, por compartilharem muito mais que suas visões científicas, suas lições de vida.

Ao meu orientador, Professor Nelson Jesus Ferreira, pela confiança e apoio.

À Banca examinadora: Dr. Manoel Alonso Gan, Dra. Sâmia Regina Garcia Calheiros, Dra. Graziela Balda Scofield e Dr. Clóvis Angeli Sansigolo pelas valiosas contribuições para o trabalho.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) pela oportunidade e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo suporte financeiro proporcionado.

RESUMO

Dois métodos de análise espectral foram utilizados a fim de identificar os modos dominantes de variabilidade da atividade convectiva sobre a América do Sul (AS) e os oceanos vizinhos, a Transformada de Ondas e os Padrões Principais de Oscilação (POP). Os dados diários de radiação de ondas longas emergente (ROL) foram utilizados como indicativo da atividade convectiva, esses dados são provenientes do NOAA/OAR/ESRL PSD (National Oceanic and Atmospheric Administration/ Earth System Research Laboratory/ Physical Sciences Division) e referem-se ao período de 1982 a 2011. A Transformada de Ondas foi aplicada na série temporal de ROL não filtrada, foram avaliados o espectro global de potência e a amplitude das ondas espacializadas nas escalas temporais de interesse. Na escala interanual, a transformada de ondas mostrou que os padrões de variabilidade dominantes sobre a AS nos períodos de verão e inverno são semelhantes aos padrões de teleconexão desencadeados pela fase negativa dos eventos ENOS (El Niño Oscilação Sul), El Niño. Na escala intrasazonal, no período de verão, foi observado um padrão de dipolo entre o sudeste da AS e a região subtropical. Nesse período, um padrão similar foi obtido na escala submensal. O padrão de inverno na escala submensal é característico de situações em que bloqueios atmosféricos impedem a propagação das frentes frias. Por fim, na escala sinótica, durante o verão, foi identificada a propagação para direção nordeste, de um trem de ondas originado no Pacífico, que modula as anomalias de precipitação observadas sobre o nordeste do Brasil. Durante o inverno, na região tropical, foi observado um trem de ondas com orientação quase zonal, centrado em 20°N, relacionado às ondas de leste da África e nas regiões subtropical e extratropical, observa-se um segundo polo de variabilidade da atividade convectiva, que apresenta as variâncias máximas sobre o Atlântico sudoeste e foi relacionado aos sistemas frontais. Nas análises do POP houve a remoção do ciclo anual e semianual da série de dados. A fim de investigar a contribuição das diferentes escalas temporais das flutuações atmosféricas sobre a variabilidade da convecção, diversos intervalos de tempo e domínios espaciais foram utilizados. Essas análises demonstraram a dominância das flutuações de alta frequência, portanto, a série de dados foi filtrada na escala de 2-10 dias, reduzida para o período de 2002-2011 e para a área que abrange o continente sul americano e parte dos oceanos Pacífico e Atlântico (250-360°W/80°S-0°). Dois modos de variabilidade prevaleceram nessa análise, respondendo por mais de 70% da variância explicada. Esses modos são caracterizados por padrões ondulatórios, que se propagam do Pacífico na direção leste, sobre a região extratropical e subtropical da AS e foram interpretados como incursões de ar frio que ocorrem durante o verão, no caso do primeiro modo e durante o inverno, no caso do segundo.

Palavras-chave: Radiação de ondas longas, Transformada de Ondas, Padrões Principais de Oscilação

VARIABILITY PATTERNS OF THE CONVECTIVE ACTIVITY OVER SOUTH AMERICA USING WAVELETS AND PRINCIPAL OSCILLATION PATTERNS

ABSTRACT

This paper analyses the prevailing modes of the convective activity over South America (SA) and neighboring oceans through two methods of spectral analysis, Wavelet Transform and Principal Oscillation Pattern (POP). Daily Outgoing Longwave Radiation (OLR) data from Physical Sciences Division/National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA/ESRL/PSD) for the 2002-2011 period were used as a proxy for deep convection. Wavelet Transform was applied to the unfiltered OLR time series. Global power spectrum and wavelets amplitudes of specific time-scales were evaluated. On interannual time scale, the wavelet transform showed that the dominant patterns of variability over SA during the austral summer and winter are similar to patterns of teleconnections triggered by the negative phase of ENSO events. A dipole pattern between southeast SA and subtropical region was observed on intraseasonal time-scale, during the summer. A similar pattern was obtained on submonthly time-scale, but with a more meridional direction. In the austral winter the pattern of submonthly time-scale is characteristic of atmospheric blocking configuration which prevents the meridional displacement of cold fronts. Finally, on synoptic time-scale we identified the northeasterly propagation of a wave train, which modulates the precipitation anomalies observed over northeastern Brazil during the austral summer season. During the winter, a wave train nearly zonally orientated, centered at 20°N, is observed over tropical region, and it's related to the African easterly waves. The subtropical and extratropical regions present a second pole of variability of convective activity related to frontal systems. Also POP method was applied in the same time series, but with the annual and semiannual cycles removed. Analysis of several time and spatial domain depict the dominance of the synoptic scale fluctuation (2-10 days) particularly in SA and oceanic regions. POP analysis shows two dominant modes which account for more than 70% of the explained variance. The spatial pattern of the variability modes are characterized by an OLR wave train which propagates eastwards from the southeast Pacific Ocean shifting northeast after reaching southern SA. This feature modulate the convective activity (cold air intrusion) over continental SA during the SH summer (first mode) and winter (second mode). The ability of POP in recognizes these so similar patterns in a continuous time series have to be emphasized.

Key words: Outgoing Longwave Radiation, Wavelet Transform, Principal Oscillation Pattern

LISTA DE FIGURAS

Pág.

Figura 3.1 Síntese dos passos seguidos para aplicação da transformada de ondaletas.	21
Figura 3.2. Síntese dos passos seguidos para aplicação do POP.....	23
Figura 3.3. Áreas selecionadas para a avaliação da sensibilidade do método POP em relação às variações no domínio espacial. A1=180°W-0°/80°S-0°; A2=180°W-0°/60°S-20°N; A3=110°W-0°/80°S-0°; A4=110°W-0°/60°S-20°N; A5=90°-30°W/80°S-0°; A6=90°-30°W/60°S-20°N.....	24
Figura 4.1 Média climatológica da ROL (W/m^2) sobreposta ao vento médio em 850hPa e 300hPa (m/s), para o verão, figuras (a) e (b) e o inverno, figuras (c) e (d), calculadas a partir da série temporal de 1982-2011.....	34
Figura 4.2 Espectro global de potência (W^2/m^4) e amplitude das ondaletas (W/m^2) de ROL na escala temporal de 2 a 7 anos, médias para o período de verão, figuras (a) e (b) e de inverno, figuras (c) e (d), de 1982-2011.....	36
Figura 4.3 Espectro global de potência (W^2/m^4) e amplitude das ondaletas (W/m^2) de ROL na escala temporal de 10 a 30 dias, médias para o período de verão, figuras (a) e (b) e de inverno, figuras (c) e (d), de 1982-2011.....	42
Figura 4.4 Espectro global de potência (W^2/m^4) e amplitude das ondaletas (W/m^2) de ROL na escala temporal de 2 a 10 dias, médias para o período de verão, figuras (a) e (b) e de inverno, figuras (c) e (d), de 1982-2011.....	45
Figura 4.5 Área afetada pelo evento de chuvas intensas na região serrana do Rio de Janeiro em janeiro de 2011. Fonte: http://www.v3.sigajandira.com.br/?p=8448	46
Figura 4.6 Região serrana do Rio de Janeiro.....	47
Figura 4.7 Carta sinótica de superfície para o dia 12 de janeiro de 2011. Fonte: CPTEC..	49
Figura 4.8 Anomalias de precipitação no Brasil durante o período de 01 a 20 de janeiro de 2011.	49
Figura 4.9 Espectro global de potência das ondaletas de ROL (W^2/m^4) filtradas na escala de 30 a 70 dias durante o período de 05 a 11 de janeiro de 2011.....	50
Figura 4.10 Amplitude das ondaletas das anomalias de ROL (W/m^2) médias na banda de 20-100 dias no dia 12 de janeiro de 2011.....	51
Figura 4.11 Espectro da amplitude da ondaleta da série temporal de ROL centrada em 20°S e 45°W (posição da ZCAS) durante o período de 01 de novembro de 2010 a janeiro de 2011. A intensidade dos coeficientes das ondaletas e os períodos associados estão apresentados em escala logarítmica.....	52
Figura 4.12 Fluxo de vapor de água verticalmente integrado (kg/ms) sobre a América do Sul e a convergência do fluxo (mm/dia) para os dias 12 de janeiro (a), 10 de janeiro (b) e 14 de janeiro de 2011 (c).	54
Figura 4.13 Padrões espaciais das componentes real e imaginária do primeiro modo do POP, obtidos a partir dos dados filtrados na escala sinótica (2-10 dias) para o período de 2002-2011 e área de estudo A3.	61
Figura 4.14 Média meridional dos padrões espaciais das componentes real e imaginária do primeiro modo do POP na faixa de latitude de 40-30°S.	62

Figura 4.15 Compostos do vento horizontal (m/s) em 300 hPa para o primeiro modo ROL/POP. (a) Etapa -Pi, dia -2. (b) Etapa -Pr, dia -1. (c) Etapa Pi, dia 0. (d) Etapa Pr, dia +1. O vetor de referência é mostrado abaixo da figura. A região sombreada refere-se a magnitudes maiores que 30 m/s.	65
Figura 4.16 Compostos das anomalias da altura geopotencial (m) em 850 hPa (sombreado) e 300 hPa (contorno) para o primeiro modo ROL/POP. A escala de cores tem intervalo de 10 m. Os contornos tem intervalo de 20 m, as linhas negativas são pontilhadas e a linha zero omitida.	67
Figura 4.17 Compostos das anomalias do vento horizontal (m/s) e da temperatura do ar (°C) em 850 hPa para o primeiro modo ROL/POP. O vetor de referência é mostrado abaixo da figura.	68
Figura 4.18 Compostos das anomalias do vento horizontal (m/s) e da temperatura do ar (°C) em 300 hPa para o primeiro modo ROL/POP. O vetor de referência é mostrado abaixo da figura.	69
Figura 4.19 Padrões espaciais das componentes real e imaginária do segundo modo do POP, obtidos a partir dos dados filtrados na escala sinótica (2-10 dias) para o período de 2002-2011 e área de estudo A3.	71
Figura 4.20. Média meridional dos padrões espaciais das componentes real e imaginária do segundo modo do POP na faixa de latitude de 40-30°S.	72
Figura 4.21. Compostos do vento horizontal (m/s) em 300 hPa para o segundo modo ROL/POP. O vetor de referência é mostrado abaixo da figura. A região sombreada refere-se a magnitudes maiores que 30 m/s.	74
Figura 4.22. Compostos das anomalias da altura geopotencial (m) em 850 hPa (sombreado) e 300 hPa (contorno) para o segundo modo ROL/POP. A escala de cores tem intervalo de 10 m. Os contornos tem intervalo de 20 m, as linhas negativas são pontilhadas e a linha zero omitida.	76
Figura 4.23. Compostos das anomalias do vento horizontal (m/s) e da temperatura do ar (°C) em 850 hPa para o segundo modo ROL/POP. O vetor de referência é mostrado abaixo da figura.	77
Figura 4.24. Compostos das anomalias do vento horizontal (m/s) e da temperatura do ar (°C) em 300 hPa para o segundo modo ROL/POP. O vetor de referência é mostrado abaixo da figura.	78
Figura 4.25. Compostos das anomalias de precipitação (mm) e temperatura do ar em 850 hPa (°C) para o primeiro (a, b, c, d) e o segundo (e, f, g, h) modos do POP. Regiões sombreadas mostram as anomalias de precipitação e os contornos referem-se às anomalias negativas da temperatura.	80

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
Tabela 3.1 Descrição dos dados.	20
Tabela 3.2 Bandas de frequência das escalas temporais selecionadas.	22
Tabela 4.1 Variação dos números característicos do POP em relação à extensão do período e ao domínio espacial considerados nas análises.	57
Tabela 4.2 Números característicos do POP obtidos a partir dos dados filtrados na escala sinótica (2-10 dias) para o período de 2002-2011 e a área de estudo A3.	59
Tabela 4.3 Datas em que ocorreram os valores máximos dos coeficientes temporais do primeiro modo ROL/POP, utilizadas para elaboração dos compostos.	63
Tabela 4.4. Datas em que ocorreram os valores máximos dos coeficientes temporais do segundo modo ROL/POP, utilizadas para elaboração dos compostos.	73

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AS	América do Sul
ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul
CCMs	Complexos Convectivos de Mesoescala
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
ENOS	El Niño Oscilação Sul
JBN	Jato de Baixos Níveis
NOAA/OAR/ESRL PSD	National Oceanic and Atmospheric Administration/ Earth System Research Laboratory/ Physical Sciences Division
OIS	Oscilação Intrasazonal
OMJ	Oscilação de Madden-Julian
POP	Padrões Principais de Oscilação
ROL	Radiação de Ondas Longas
SMAS	Sistema de Monção da América do Sul
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO.....	1
2 REVISÃO DE LITERATURA	5
2.1 Atividade convectiva sobre a América do Sul.....	5
2.2 Variabilidade da atividade convectiva sobre a América do Sul	9
2.3 Análise de séries temporais	14
2.3.1 Transformada de Ondaletas: aplicações.....	15
2.3.2 Padrões Principais de Oscilação: aplicações.....	16
3 DADOS E METODOLOGIA	19
3.1 Dados.....	19
3.2 Metodologia.....	21
3.2.1 Transformada de Ondaletas	25
3.2.2 Padrões Principais de Oscilação	27
4 RESULTADOS	31
4.1 Transformada de Ondaletas.....	31
4.1.1 Espectro global de potência e amplitude da transformada de ondaletas da ROL na escala interanual.....	35
4.1.2 Espectro global de potência e amplitude da transformada de ondaletas da ROL na escala intrasazonal	37
4.1.3 Espectro global de potência e amplitude da transformada de ondaletas da ROL na escala submensal.....	40
4.1.4 Espectro global de potência e amplitude da transformada de ondaletas da ROL na escala sinótica	43
4.1.5 Estudo de caso utilizando a transformada de ondaletas na análise da atividade convectiva associada a múltiplas escalas.....	46
4.2 POP.....	55
4.2.1 Primeiro modo do ROL/POP	60
4.2.2 Segundo modo do ROL/POP	69
4.2.3 Compostos de precipitação	79

5	CONSIDERAÇÕES FINAIS	81
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	85
	APÊNDICE A	99
	ANEXO A	103

1 INTRODUÇÃO

Os fenômenos climáticos são resultado de processos que envolvem transferências de energia na atmosfera. As transferências de energia ocorrem, fundamentalmente, de três formas: por condução, radiação e convecção. As duas primeiras causam o aquecimento das camadas mais baixas da atmosfera e a convecção é o processo pelo qual a energia (calor) é transportada verticalmente. Os processos convectivos são desencadeados pela diferença de densidade dentro do fluido, causando movimento de massa e, com isso, a transferência de outras propriedades conservativas, como o vapor d'água e o momentum. A convecção influencia, portanto, não somente o balanço global de energia, mas também o balanço hidrológico.

Sobre o continente sul-americano a convecção apresenta características singulares dependendo da região observada. Na porção tropical da América do Sul (AS), a atividade convectiva tem um ciclo sazonal marcante, ao longo do verão austral é observado mais de 50% do total anual de precipitação, com origem, predominantemente, convectiva e relacionada ao Sistema de Monção da América do Sul (SMAS) (RAO; HADA, 1990; FIGUEROA; NOBRE, 1990). Nas regiões extratropicais, a precipitação é bem distribuída ao longo do ano, a estrutura da convecção se deve às incursões de ar frio e a organização de Complexos Convectivos de Mesoescala (CCMs) (GARREAUD, 2000; SALIO et al., 2007). Os subtropicais estão entre esses dois extremos, sujeitos tanto à atuação do SMAS quanto às incursões de ar frio, sofrendo a influência das interações entre trópicos e extratropicais (GARREAUD; WALLACE, 1998; SIQUEIRA et al., 2005; CUNNINGHAM; CAVALCANTI, 2006; ARRAUT, 2008).

A convecção sobre as regiões tropicais é o mecanismo primário de redistribuição de calor do equador para os polos, além disso, pode forçar distúrbios ondulatórios, influenciando regiões remotas. A convecção na AS tropical está relacionada ao desenvolvimento do SMAS (RAO; HADA, 1990; ZHOU; LAU, 1998; VERA et al., 2006; MARENGO et al., 2012). Esse processo inicia na primavera (KOUSKY, 1988; HOREL et al., 1989; MARENGO et al., 2001 e GAN et al., 2004), sendo marcado pelo aumento da umidade na Amazônia, que ocorre devido à variação da posição da confluência dos ventos alísios, nesta época observada em torno de 5°S (RAIA; CAVALCANTI, 2008; ARRAUT; SATYAMURTY, 2009; SATYAMURTY et al., 2013). O aumento da umidade proporciona a intensificação da atividade convectiva sobre a Amazônia equatorial,

migrando, posteriormente, para leste e sudeste (KOUSKY, 1988; RAO et al., 1996; MARENGO et al., 2001; NOGUÉS-PAEGLE et al., 2002; GAN, et al., 2004; VERA et al., 2006, GARCIA; KAYANO, 2009; 2013). Nesta etapa ocorre à formação de um sistema de circulação anticiclônica em altos níveis, a alta da Bolívia, a leste deste sistema forma-se um cavado, próximo à costa do nordeste do Brasil, definindo, assim, o padrão da circulação de verão (VIRJI, 1981). A fase madura do SMAS é marcada pelo estabelecimento da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (KODAMA, 1992 e 1993). A convecção relacionada à ZCAS afeta as regiões sudeste e centro oeste do Brasil e o oceano Atlântico sudoeste, se conectando ao centro convectivo observado sobre a Amazônia central.

A atividade convectiva e consequente precipitação sobre a região extratropical do continente sul-americano suprem importantes polos agrícolas e afetam o ciclo hidrológico da Bacia do Prata, uma das maiores e mais importantes desse continente. A umidade que fomenta a convecção nessa região tem origem em baixas latitudes e é transportada por um fluxo de norte, muitas vezes organizado como um Jato de Baixos Níveis (JBN) (SALIO et al., 2002; MARENGO et al. 2004; VERA et al., 2006). Esse fluxo de umidade irá determinar o favorecimento da convecção nos sistemas que atuam tanto no verão quanto no inverno sobre o sudeste da AS (sul do Brasil, sudeste do Paraguai e nordeste da Argentina) (LAING; FRITSCH, 2000; ZIPSER et al., 2006; GARREAUD, 2000; VERA et al., 2002; BARROS et al., 2002; BERBERY, BARROS, 2002). Durante o verão, observa-se uma característica particular, a precipitação abundante nessa região provoca a supressão da convecção na ZCAS, caracterizando um padrão de dipolo entre subtropicais e extratropicais (NOGUÉS-PAEGLE; MO, 1997; HERDIES et al., 2002; JONES; CARVALHO, 2002; NIETO-FERREIRA et al., 2003; LIEBMANN et al., 2004). Esse dipolo causa variações importantes na escala de tempo intrasazonal, levando a períodos ativos e inativos do SMAS e afetando as regiões subtropicais, que compreendem as mais populosas do continente.

Somado a esses efeitos que causam variabilidade sobre a convecção em frequências mais altas, estão os sistemas responsáveis pela variabilidade em escalas de tempo maiores, como é o caso da interanual. As variações na escala interanual são, principalmente, atribuídas à influência do evento El Niño Oscilação Sul (ENOS) nos sistemas responsáveis pela convecção (RAO; HADA, 1990; GRIMM, 2003 e 2004; CARVALHO et al., 2004).

Diante do exposto, evidencia-se a existência de uma variedade de mecanismos e escalas temporais relacionados à variabilidade da atividade convectiva na América do Sul e a necessidade de se aprimorar o conhecimento dos modos dominantes nessas escalas. No presente estudo esses modos são investigados através de dois diferentes enfoques, ainda não explorados em estudos climatológicos na região, a Transformada de Ondaletas e os Padrões Principais de Oscilação (POP). A transformada de ondaletas é um método capaz de decompor as séries temporais para o domínio da frequência com a vantagem de manter sua informação temporal. As ondaletas têm sido utilizadas em diversas aplicações na área de geociências, a fim de acompanhar as mudanças na frequência de um ou mais sinais periódicos (GHIL et al., 2002). Já o POP se distingue como uma ferramenta que possibilita diagnosticar a evolução espaço-temporal dos padrões da atividade convectiva, além de fornecer o período e o tempo de decaimento associados (STORCH et al., 1988). O POP tem sido utilizado no diagnóstico de oscilações em várias escalas temporais, desde as primeiras aplicações na escala intrasazonal, destinadas a identificação das características de propagação da oscilação de Madden-Julian (STORCH et al., 1988; STORCH; XU 1990; GUALDI et al., 1997; 1999), oscilações de alta frequência, como as ondas baroclínicas na troposfera (SCHNUR et al, 1993) e oscilações de baixa frequência, como as alterações no sistema climático do Pacífico tropical (LATIF, 2000) e as mudanças na circulação de Walker no século 20 (MENG, et al., 2011).

A melhor compreensão da causa e dos mecanismos responsáveis pela ocorrência dos fenômenos que contribuem para a variabilidade climática permite que a capacidade prognóstica seja incrementada, o que justifica o desenvolvimento desse estudo. Dessa forma, esse trabalho tem como objetivos:

- a) Avaliar as escalas dominantes e os padrões espaciais da atividade convectiva na América do Sul por meio da transformada de ondaletas e apresentar sua aplicação em um estudo de caso sinótico para um evento extremo ocorrido na região serrana do Rio de Janeiro.
- b) Caracterizar os modos e padrões de variabilidade dominantes da atividade convectiva na América do Sul e oceanos vizinhos através do POP.
- c) Descrever o comportamento dos modos de variabilidade dominantes em termos de período de oscilação, tempo de decaimento, intensidade.

- d) Descrever as características dos compostos de campos atmosféricos associados aos modos dominantes do POP.

2 REVISÃO DE LITERATURA

2.1 Atividade convectiva sobre a América do Sul

A definição do clima de monção tem origem na reversão sazonal do vento observada sobre o oceano Índico. Essa reversão se deve ao aquecimento diferencial entre o continente e o oceano, que causa a diminuição da pressão atmosférica sobre o continente durante o verão e sobre o oceano durante o inverno, gerando ventos que sopram em direção ao continente no verão e em direção ao oceano no inverno e caracterizam uma estação chuvosa e uma estação seca, respectivamente.

Em grande parte da América do Sul, mais especificamente em sua porção tropical, há uma clara distinção entre a estação chuvosa no verão e a estação seca no inverno. Apesar disso, a inversão sazonal do vento, um aspecto fundamental dos regimes monçônicos, não é observada. Essa questão foi abordada por ZHOU; LAU (1998), que demonstraram que quando a média anual é removida dos campos de vento no verão e no inverno, a inversão do vento torna-se evidente, caracterizando o Sistema de Monção da América do Sul (RAO; HADA, 1990; VERA et al., 2006; MARENGO et al., 2012).

O desenvolvimento do SMAS inicia na primavera, sendo marcado pelo aumento da umidade na Amazônia, que ocorre devido à variação da posição da confluência dos ventos alísios, nesta época observada em torno de 5°S. Os ventos alísios entram através das fronteiras norte e leste da bacia Amazônica e passam a soprar sobre o continente carregados de umidade do oceano Atlântico equatorial. A convergência de umidade sobre a bacia nesse período duplica quando comparada a estação seca (RAIA; CAVALCANTI, 2008; ARRAUT; SATYAMURTY, 2009; SATYAMURTY et al., 2013).

O aumento da umidade proporciona a intensificação da atividade convectiva, esse processo começa sobre a Amazônia equatorial, migrando, posteriormente, para leste e sudeste (KOUSKY, 1988; RAO et al., 1996; MARENGO et al., 2001; NOGUÉS-PAEGLE et al., 2002; GAN et al., 2004; VERA et al., 2006; GARCIA; KAYANO, 2009; 2013). Nesta etapa, ocorre à formação de um sistema de alta pressão em altos níveis, a alta da Bolívia, a leste deste sistema forma-se um cavado, próximo à costa do nordeste do Brasil, definindo, assim, o padrão da circulação de verão (VIRJI, 1981). Em alguns casos, a circulação associada a este cavado torna-se um vórtice, com centro frio, denominado vórtice ciclônico

de altos níveis do nordeste do Brasil, esses exercem grande influência na distribuição de chuva da região sobre a qual se formam (KOUSKY; GAN, 1981).

Os ventos alísios de nordeste, predominantes sobre a região Amazônica durante a estação chuvosa, além de sustentarem a convecção sobre a Amazônia e com isso estimularem o desenvolvimento dos principais componentes do SMAS, têm grande importância para o transporte meridional de umidade e calor para as regiões subtropicais e extratropicais.

Quando os ventos alísios encontram a barreira imposta pela cordilheira dos Andes, são desviados para sudeste e fluem para sul a leste da encosta da montanha. Através desse fluxo ocorre o transporte das massas de ar tropicais para latitudes mais altas, um elemento fundamental para o equilíbrio atmosférico. São observadas duas regiões preferenciais para o transporte meridional dessas massas de ar, a primeira localizada perto da cordilheira entre 20 e 30°S e a segunda relacionada à posição da Zona de Convergência do Atlântico Sul (SELUCHI; MARENGO, 2000; ARRAUT; SATYAMURTY, 2009). Além dessa fonte de umidade "continental", a AS recebe vapor d'água diretamente do oceano Atlântico sul, transportado pela parte oeste da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), a contribuição desse sistema é mais intensa durante o verão e afeta, principalmente, a região sudoeste do próprio Atlântico Sul (LABRAGA et al., 2000; RAO et al., 2002; CARVALHO et al., 2011).

O fluxo referente à primeira via de transporte meridional do ar tropical, que é adjacente à cadeia montanhosa, tem relação com a convecção e a precipitação no sudeste da América do Sul (sul do Brasil, sudeste do Paraguai e nordeste da Argentina). Esse fluxo muitas vezes é organizado como um Jato de Baixos Níveis (SALIO et al., 2002; MARENGO et al. 2004; VERA et al., 2006). Nos casos em que esse jato se estende até o sul de 25°S ele é denominado jato do Chaco (NICOLINI; SAULO, 2000), o jato do Chaco tem uma estreita relação com a baixa do noroeste da Argentina, um sistema de baixa pressão de origem termo-orográfica, centrado em 29°S (SCHWERDTFEGER, 1950; LICHTENSTEIN, 1980; SELUCHI et al, 2003; FERREIRA, 2008; SELUCHI; SAULO, 2012), que integra o SMAS, assim como a Alta da Bolívia, o cavado sobre o nordeste do Brasil, o JBN e a ZCAS.

A umidade e o calor da região tropical, transportados até os subtropicais pelo JBN, influenciam significativamente a atividade convectiva e o regime de precipitação no

sudeste da AS. O ciclo sazonal da precipitação nessa região não apresenta variação, distinguindo-se das demais regiões sob o regime monçônico (RAO; HADA, 1990).

No verão, a umidade e o calor advectados pelo JBN estimulam a convecção nos sistemas convectivos de mesoescala, que se tornam maiores e mais duradouros (CARVALHO et al., 2002; NIETO-FERREIRA et al., 2003; LIEBMANN et al., 2004; SALIO et al., 2007). Compostos de precipitação associados a eventos de jatos intensos, durante o verão, mostram que as quantidades de precipitação nesses casos dobram em relação à climatologia (LIEBMANN et al., 2004). Além disso, há uma maior ocorrência de sistemas convectivos de mesoescala quando o JBN está presente, eles ocorrem em 41% dos dias, na ausência do jato o desenvolvimento desses sistemas cai para 12% dos dias (SALIO et al., 2007). SALIO et al. (2002) mostraram que durante os eventos em que o JBN tem uma maior extensão meridional, casos em que se caracteriza o jato do Chaco, há uma convergência de umidade, em baixos e médios níveis, 10 vezes maior que a média observada durante o verão e apesar desses sistemas se formarem em somente 17% dos dias, eles são responsáveis por até 45% da precipitação sobre o sudeste da AS durante o verão.

No inverno, os sistemas frontais e ciclones extratropicais tem um aporte contínuo de energia vindo do JBN, o que proporciona precipitação abundante (VERA et al., 2002). As alterações sazonais da atividade ciclônica são associadas ao fluxo em baixos níveis. Durante o inverno, a presença do jato subtropical em altos níveis permite o desenvolvimento de ciclones mais intensos sobre a AS e promove a intensificação dos ventos em baixos níveis, com uma orientação noroeste-sudeste (CAMPETELLA; VERA, 2002). Por outro lado, no verão, quando o fluxo básico e a atividade ciclônica deslocam-se mais para sul, a orientação do fluxo em baixos níveis é mais meridional e, comparado ao fluxo produzido pelos ciclones no inverno, menos intenso. MENDES et al. (2006) observaram que o transporte de ar quente e úmido em baixos níveis durante a ciclogênese aumenta a instabilidade condicional da atmosfera, favorecendo o desenvolvimento do ciclone. A mesma constatação foi feita, anteriormente, por SELUCHI; SAULO (1998), por meio de modelagem numérica.

A segunda trajetória do ar proveniente da Amazônia tem relação com a região da ZCAS. A zona de convergência do Atlântico Sul, ao contrário do JBN, é observada restritamente durante a estação chuvosa, sua organização consolida o estabelecimento do SMAS. A

convecção relacionada à ZCAS afeta o sudeste do Brasil e o oceano Atlântico, conectando-se ao centro convectivo observado sobre a Amazônia central. Na região tropical da ZCAS a convecção é sustentada pelo ar de origem continental, vindo da Amazônia, já na parte subtropical desse sistema a ASAS tem maior influência no fornecimento de umidade (KODAMA, 1992 e 1993).

Drumond et al. (2009) fizeram uma análise Lagrangeana da origem das massas de ar que afetam o sudeste da AS e o Brasil central e observaram que durante o verão as fontes de umidade para o Brasil central, que no seu estudo engloba a região da ZCAS, são o oceano Atlântico sul e o Atlântico norte. Porém, quantitativamente o Atlântico sul tem uma maior contribuição que o Atlântico norte, ou seja, a ASAS tem maior importância do que o ar proveniente da região Amazônica. O estudo numérico realizado por Insel et al. (2010) confirma a importância do alta subtropical do Atlântico Sul para a ZCAS. Os autores mostraram que a presença da cordilheira dos Andes e a deflexão dos ventos alísios causada por ela, não afeta significativamente os totais de precipitação na ZCAS, o conteúdo de vapor d'água e o transporte de umidade através desse sistema. Anteriormente, Lenters e Cook (1995), Herdies et al. (2002) e Doyle e Barros (2002) já haviam sugerido a importância do oceano Atlântico Sul para a ZCAS.

Se uma das principais fontes de umidade para o sudeste da AS e para a ZCAS é a região Amazônica, seria plausível pensar em uma ligação entre os sistemas atuantes nessas regiões, baseada na distribuição dessa umidade. A relação entre a convecção na ZCAS e a precipitação na região sudeste da AS foi primeiramente documentada por Nogués-Paegle e Mo (1997). As autoras observaram que a intensificação da convecção na ZCAS é associada com a supressão da precipitação no sudeste da AS e o enfraquecimento da convecção na ZCAS com precipitação abundante naquela região. Herdies et al. (2002) e Liebmann et al. (2004) confirmaram estas condições e investigaram os padrões de circulação associados a cada uma delas. Segundo Herdies et al. (2002), quando a ZCAS está ativa há um intenso transporte de umidade gerando convergência na Amazônia, sudeste e centro do Brasil e o enfraquecimento do transporte de umidade para a bacia do Prata. Na ausência de eventos ZCAS, o fluxo de umidade de norte é enfraquecido e deslocado para oeste, próximo à cordilheira dos Andes. O deslocamento para oeste favorece a convergência de umidade sobre o Paraguai e norte da Argentina e o transporte de umidade ocorre primariamente em direção à bacia do Prata (JONES; CARVALHO, 2002). Outro aspecto da circulação

associada a esse padrão de dipolo foi descrito por Liebmann et al. (2004), a partir de compostos de precipitação para os casos em que o JBN está intenso e para os casos de intensa atividade convectiva na ZCAS, observaram que a alternância entre esses comportamentos é determinada pela fase que um trem de ondas de Rossby, originado sobre o oceano Pacífico central, apresenta depois de atravessar a cordilheira dos Andes. Esse padrão de dipolo é o modo de variabilidade mais proeminente observado sobre a AS, as suas variações ocorrem, principalmente, na escala de tempo intrasazonal, em diferentes períodos.

2.2 Variabilidade da atividade convectiva sobre a América do Sul

A atividade convectiva sobre a América do Sul varia em diversas escalas temporais, desde a escala diária até a interanual e interdecenal e multidecenal. As distintas escalas temporais de variabilidade causam influência umas sobre as outras, os elementos do clima e da variabilidade de alta frequência, por exemplo, dependem das condições estabelecidas pela baixa frequência. Grimm (2011) destaca a importância da variabilidade interanual como um modulador das variabilidades nas escalas intrasazonal e sinótica, que são as escalas que abrigam maior parte das flutuações da atividade convectiva sobre a AS. Apesar de uma menor contribuição da escala de tempo interanual, sua importância reside no impacto que ela causa nestas escalas de alta frequência, portanto, iniciar a discussão deste tópico a partir da escala interanual, torna-se a forma mais coerente para abordagem deste assunto. Partindo, posteriormente, para as escalas intrasazonal e sinótica.

A variabilidade associada ao ciclo interanual está, primeiramente, relacionada à influência do evento El Niño Oscilação Sul nos sistemas responsáveis pela convecção (RAO; HADA, 1990; GRIMM, 2003 e 2004). As anomalias de temperatura da superfície do mar (TSM) no oceano Pacífico alteram o padrão de circulação em grande escala, impactam as células de Hadley e Walker e causam a propagação de ondas de Rossby, afetando o transporte de umidade sobre a AS, o que causa variabilidade na convecção e, conseqüentemente, na precipitação.

Na fase positiva do ENOS, eventos El Niño, observa-se um fortalecimento da circulação de Hadley, que leva a intensificação do jato subtropical. Essa configuração do escoamento em altos níveis causa a permanência dos sistemas frontais no sul da AS, resultando em condições úmidas sobre as planícies subtropicais e secas sobre o norte da AS e o contrário

em sua fase negativa (GRIMM et al., 1998; GRIMM, 2003). O norte da AS é afetado pelas alterações na circulação de Walker, devido as anomalias de TSM no próprio Pacífico e pelas anomalias de TSM desencadeadas devido ao fenômeno no oceano Atlântico.

Na região sudeste da AS, a variabilidade na escala de tempo interanual foi relacionada ao transporte de umidade pelo JBN (ZHOU; LAU 2001). Nieto-Ferreira et al. (2003) documentaram as diferenças no transporte de umidade para os subtropicais nos anos de 1998 (El Niño) e 1999 (La Niña). Durante 1998, foi observado um JBN com o dobro da intensidade do ano de 1999 e conseqüentemente um maior transporte da umidade tropical para os subtropicais, que foi relacionado a maiores e mais numerosos sistemas convectivos e aproximadamente o dobro de precipitação na região sudeste da AS em relação ao ano de 1999. Rao et al. (2002) também atribuíram as anomalias de precipitação na região subtropical da AS, durante os anos de El Niño, à intensificação do transporte de umidade nesta região. A intensificação do fluxo de saída pela fronteira sul da bacia Amazônica, que resulta em um maior transporte de umidade para os subtropicais e a redução da entrada de umidade do oceano Atlântico equatorial através das fronteiras norte e leste são consideradas as causas de condições secas sobre a bacia Amazônica (SATYAMURTY et al., 2013).

Silva e Ambrizzi (2010) observaram que durante eventos El Niño intensos há uma circulação ciclônica em altos níveis na região tropical e uma circulação anticiclônica nos subtropicais. Este padrão contribuiu para a ascensão do ar em 500 hPa e a intensificação do transporte meridional de umidade do oceano Atlântico equatorial e do oeste da Amazônia. Em conseqüência, foram observados uma maior densidade de ciclones extratropicais e menores valores de pressão no seu centro, o que os autores identificaram como a causa das anomalias positivas de precipitação naquela região.

A maior frequência de sistemas sinóticos na região extratropical, em anos sob a influência do El Niño, é também relacionada ao padrão de teleconexão trópico-extratropical PSA (Pacific South Atlantic) e a intensificação do jato subtropical. As fontes de calor anômalas associadas aos eventos ENOS causam alterações na forçante de ondas de Rossby em grande escala que causam mudanças nas “storm tracks” e canalizam os sistemas sinóticos para a região sudeste da AS (GRIMM et al., 2000; TRENBERTH et al., 1991).

Liebmann et al. (2001) mostraram que o número de eventos extremos de precipitação, no Estado de São Paulo, aumenta durante a fase quente dos eventos ENOS. Posteriormente, Carvalho et al. (2004) observaram que os extremos, neste período, são mais frequentes na região costeira do sudeste do Brasil, devido ao posicionamento oceânico da ZCAS. Em anos de La Niña os extremos são observados na parte continental do sistema. Além disso, a fase dos eventos ENOS ainda modula o número de eventos continentais ou oceânicos persistentes da ZCAS (CARVALHO et al., 2004).

A frequência de eventos extremos em anos de El Niño e La Niña foram ainda analisados por Grimm e Tedeschi (2009). As autoras ressaltam que as mudanças na frequência de eventos extremos de precipitação na AS são geralmente coerentes com as alterações no total mensal de precipitação, mas destacam que as mudanças nos extremos são mais significativas, já que a maior sensibilidade dos eventos ENOS parece estar na faixa extrema da precipitação diária.

Uma das causas dominantes da variabilidade da atividade convectiva na escala de tempo intrasazonal na região tropical é a oscilação de Madden-Julian (OMJ). A OMJ caracteriza-se por uma onda atmosférica de número de onda zonal 1 ou 2, que se propaga para leste ao longo da faixa equatorial (MADDEN E JULIAN, 1971; 1994). Sua propagação é associada à supressão ou intensificação da convecção tropical, cada uma dessas fases se alterna em um período de 30 a 60 dias, por isso, a OMJ é também denominada de oscilação de 30-60 dias.

Sobre a AS tropical, a influência da OMJ na atividade convectiva tem sido amplamente discutida e apesar de ser menos pronunciada do que sobre o oceano Pacífico oeste e Índico (KNUTSON; WEICKMANN, 1987; JONES; WEARE, 1996) ela apresenta um sinal significativo e impacta o SMAS (NOGUÉS-PAEGLE et al., 2000; LIEBMANN et al.; 2004; SOUZA; AMBRIZZI, 2006; ROBALLO, 2012).

Eventos extremos de precipitação na região leste da AS foram relacionados aos períodos ativos da OMJ (JONES et al., 2004), assim como a frequência de ocorrência de eventos extremos secos e chuvosos, que dependem das suas diferentes fases de propagação (MUZA et al., 2009).

A atuação da OMJ também exerce forte influência sobre o regime de precipitação do nordeste do Brasil, como foi destacado por Carvalho et al. (2004), Nobre e Melo (2001),

Kayano e Kousky (1999), Repelli et al. (1998) e Kousky e Kayano (1994). Carvalho et al. (2004) observaram o aumento do percentil de 95% da precipitação diária sobre o norte/nordeste do Brasil nos casos de aumento da atividade convectiva sobre o Pacífico central e características opostas nos casos de supressão da convecção. Nobre e Melo (2001) observaram que a periodicidade dos episódios secos e chuvosos, ao longo da estação chuvosa, sobre o Nordeste durante o período de 1998 a 2000 são modulados pela atuação de oscilações de 30-60 dias. Quando a fase negativa da OMJ, associada com a supressão da convecção no oceano Pacífico central, atinge o nordeste ela contribui para redução da precipitação. Esse comportamento é mais acentuado na ausência de mecanismos de grande escala que causem subsidência sobre a região, como o El Niño. Kayano e Kousky (1999) e Kousky e Kayano (1994) constataram a importância da OMJ sobre a precipitação da região nordeste em análises utilizando funções ortogonais empíricas. Para o ano de 1997, Repelli et al. (1998) também ressaltaram o papel da OMJ sobre a precipitação do nordeste do Brasil.

A respeito da influência da OMJ na ZCAS, Carvalho et al. (2004) identificaram que a OMJ modula os episódios de ZCAS com persistência maior que 3 dias. Cunningham e Cavalcanti (2006) mostraram que o modo equatorial da OMJ influencia a ZCAS que ocorre em latitudes tropicais e a ZCAS que ocorre mais ao sul, sofre maior influência do modo extratropical, através da propagação de ondas de Rossby. Outros autores documentaram a importância da OMJ e dos trens de ondas de origem extratropical na modulação da intensidade e da variabilidade espacial da convecção sobre a ZCAS na escala de tempo intrasazonal (CASARIN; KOUSKY, 1986; GRIMM; SILVA DIAS, 1995; LIEBMANN et al., 1999).

Mais do que a variabilidade na ZCAS, os trens de onda de Rossby modulam o dipolo entre a precipitação no sudeste da AS e a convecção na ZCAS, discutido anteriormente (GRIMM; SILVA DIAS, 1995; MO; NOGUÉS-PAEGLE, 2000, 2001; LIEBMANN et al., 2004). Esses trens de ondas podem ser induzidos pelo aquecimento tropical e estarem associados à propagação da OMJ (JONES et al., 2004; RAUPP; SILVA DIAS, 2009). As ondas induzidas se propagam preferencialmente zonalmente, entretanto, quando cruzam os Andes podem adquirir uma componente meridional e se deslocar em direção ao equador, dependendo das condições do estado básico (HOSKINS; VALDES, 1990), que fornece um guia de ondas e orienta a propagação (HOSKINS; AMBRIZZI, 1993). Segundo Liebmann

et al. (2004), a fase do trem de ondas, depois de atravessar a cordilheira dos Andes, determina o comportamento da precipitação no dipolo.

Nogués-Paegle et al. (2000) identificaram dois modos responsáveis por modular o dipolo entre a ZCAS e a região sudeste da AS na escala de tempo intrasazonal. O primeiro modo tem período de 40 dias e o segundo de 22 dias, ambos modulam a variabilidade na ZCAS e o modo mais rápido também está relacionado à variabilidade na região sudeste da AS. O modo de 40 dias foi associado à Oscilação de Madden Julian. Já o modo com período de 22 dias relaciona-se a um trem de ondas originado no Pacífico central, que se curva para nordeste sobre a América do Sul. Nos casos em que os modos tornam-se meridionalmente alinhados observa-se a intensificação da atividade convectiva na ZCAS.

Além dos trens de onda na escala intrasazonal, a AS sofre influência de trens de ondas na escala das altas frequências, que apresentam menor comprimento de onda e indicam a atuação de sistemas de escala sinótica, os sistemas frontais. Quando os fenômenos da escala sinótica e da escala intrasazonal encontram-se em fase ficam estabelecidas condições favoráveis ao desenvolvimento da ZCAS (CUNNINGHAN; CAVALCANTI, 2006).

Os sistemas frontais são os principais mecanismos geradores de variabilidade na atividade convectiva na escala das altas frequências, afetando desde o sul do continente até as regiões subtropicais e tropicais. Nesta escala de variabilidade ainda deve-se destacar a atuação dos vórtices ciclônicos de altos níveis do nordeste do Brasil, que tem uma relação direta com a variabilidade da convecção sobre a região nordeste do Brasil. A formação e intensidade destes sistemas determinarão a disponibilidade de precipitação em regiões altamente suscetíveis ao excesso ou a falta de chuvas (KOUSKY; GAN, 1981).

A atividade convectiva no sul da região nordeste do Brasil também sofre a influência dos sistemas frontais. Essa relação foi avaliada por Kousky e seus colaboradores em diversos artigos, utilizando diferentes abordagens (KOUSKY, 1979; 1988). Os autores salientam a importância dos sistemas frontais na organização da convecção e da precipitação naquela região. A penetração dos sistemas frontais na região tropical, além disso, tem uma estreita relação com o desenvolvimento dos Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis. A gênese desse vórtice está relacionada à intensificação de uma crista na alta troposfera, devido à interação com uma frente fria (KOUSKY; GAN 1981). Dois padrões de nebulosidade associados

com frentes frias responsáveis por precipitação acima da média no nordeste do Brasil foram identificados por Ferreira et al. (2001), no primeiro padrão a orientação da convecção é noroeste-sudeste e no segundo a convecção tem orientação norte-sul, resultado da interação entre os sistemas frontais, os VCANs e a ZCAS.

A penetração de sistemas frontais nos subtropicais e trópicos e as incursões de ar extratropical desencadeadas por esses sistemas estimulam a organização da convecção no centro e norte do Brasil (MARENGO et al., 1997; MACHADO et al., 1998; GARREUD; WALLACE, 1998). A contribuição das incursões do ar de origem extratropical para o total de precipitação durante o verão varia de 25% na Amazônia central até 50% nas planícies subtropicais do continente. Essa contribuição é particularmente importante durante o verão, quando a atividade convectiva é mais intensa e se estende para o sul (GARREUD; WALLACE, 1998).

2.3 Análise de séries temporais

Uma série temporal é um conjunto de observações sequenciais no tempo, essas observações fornecem informações físicas, biológicas ou socioeconômicas do sistema que as produziu (GHIL et al., 2002). A principal característica de uma série temporal é a dependência entre suas observações, essa dependência é decorrente da suposição de que observações consecutivas, em curtos períodos de tempo tendem a ser similares ou correlacionadas. Analisar e caracterizar a natureza dessas correlações temporais é o objetivo da análise de séries temporais, isso permitirá a determinação de algumas propriedades fundamentais do sistema e possibilitará prever o seu comportamento futuro (BOX et al., 1994).

Duas abordagens podem ser utilizadas na análise de séries temporais: a análise no domínio do tempo e a análise no domínio da frequência (WILKS, 2006; MORETTIN E TOLOI, 2006). Na primeira, o interesse reside na magnitude de eventos que ocorrem em determinado instante de tempo e na relação entre observações em diferentes instantes de tempo (Pereira et al., 1986). A ferramenta utilizada é a função de autocorrelação e a análise é baseada em modelos paramétricos (com um número finito de parâmetros). Uma descrição dos métodos de análise de dados discretos e contínuos no domínio do tempo é feita por WILKS (2006). Já, na análise no domínio da frequência, a série de dados é representada em termos das contribuições que ocorrem em diferentes escalas de tempo, em

busca de periodicidades na série (movimentos cíclicos, por exemplo). Os componentes periódicos são caracterizados pelo período associado, amplitude e fase. A ferramenta utilizada é o espectro (que é uma transformada de Fourier da função de autocorrelação) e a análise é baseada em modelos não paramétricos. Diversos métodos de análise espectral univariada e multivariada foram discutidos por Ghil e seus colaboradores (GHIL et al., 2002).

O sistema climático é composto por uma enorme variedade de escalas temporais e espaciais somadas a um conjunto de interações determinísticas, multivariadas e não lineares. Esta alta complexidade do sistema e seu grande número de graus de liberdade são um obstáculo para pesquisas climáticas. A fim de facilitar as análises e a identificação dos padrões climáticos dominantes, diversos métodos propõe a redução de processos complexos até processos de ordem menor, diminuindo os graus de liberdade do sistema até um número mínimo que explique o máximo da sua variabilidade. E possibilitem a identificação das oscilações periódicas. Transformações ortogonais e bi-ortogonais são frequentemente utilizadas para esta função, essas transformações codificam a informação no domínio espectral discreto, é o caso de métodos como Funções Ortogonais Empíricas (EOF - sigla em inglês), Padrões Principais de Oscilação, Transformada de Ondaletas, entre outras.

2.3.1 Transformada de Ondaletas: aplicações

A transformada de ondaletas é um método de análise espectral univariado que pode utilizar transformações ortogonais ou biortogonais, esse método é capaz de decompor as séries temporais para o domínio da frequência com a vantagem de manter sua informação temporal.

As ondaletas têm sido utilizadas em diversas aplicações na área de geociências, a fim de acompanhar as mudanças na frequência de um ou mais sinais periódicos (GHIL et al., 2002). Além disso, são aplicadas na compressão, transmissão e reconstrução de sinais de áudio, imagens e dados (PIMENTEL; SILVA, 2011). Nesse texto serão especificamente discutidas aquelas aplicações que tratam da dinâmica climática, abordando aspectos da variabilidade da atividade convectiva e da precipitação sobre a AS.

Neste contexto, recentemente, Roballo (2012) aplicou a transformada de ondaleta em dados de ROL, a fim de identificar as características regionais da atividade convectiva

sobre o continente sul americano na escala intrasazonal. A autora observou que a oscilação intrasazonal esteve mais intensa na região sudeste do Brasil, ao longo da posição climatológica da ZCAS e na região nordeste do Brasil, principalmente, entre os meses de janeiro e fevereiro. Os campos de amplitude da ondaleta identificaram modos de propagação equatorial e extratropical da oscilação intrasazonal. Os resultados indicam que estes modos modulam a atividade convectiva em grande parte da AS, interagindo com sistemas de frequências mais altas tais como sistemas frontais, ZCAS e VCANs.

Vitorino et al. (2006), também utilizou a transformada de ondaletas em dados ROL para avaliar a atividade convectiva sobre a AS. Nesse estudo, as escalas intrasazonal e submensal foram identificadas como predominantes na região tropical, entretanto, as oscilações de 7 e 15 dias foram observadas durante a primavera e o inverno nas latitudes tropicais e extratropicais, demonstrando a importância dos distúrbios transientes.

Obregon (2001) utilizou a transformada de ondaleta a fim de investigar a variabilidade da precipitação na escala intrasazonal sobre o Brasil. Esse autor identificou dois modos da oscilação intrasazonal: o primeiro, com período de 20 dias, foi relacionado a trens de ondas do Pacífico sul associado a ondas baroclínicas e o segundo modo, com período de 40 dias, mostrou maior influência das oscilações de escala global e interações com a atmosfera tropical. O estudo de Souza e Ambrizzi (2003) também utilizou dados de precipitação, porém, se restringiu as regiões leste da Amazônia e nordeste do Brasil, esse estudo confirmou a presença dos modos de 20 e 40 dias, na escala intrasazonal e ainda identificou um terceiro modo na escala de 55 dias. A transformada de ondaleta ainda foi utilizada por Souza e Ambrizzi (2006), nesse estudo foram identificados picos centrados na escala de 30-70 dias, particularmente no norte do nordeste e leste e sudeste da Amazônia.

2.3.2 Padrões Principais de Oscilação: aplicações

O POP é um método de análise espectral multivariado, derivado da extrapolação do Método da Máxima Entropia (GHIL et al., 2002). É utilizado para extrair os modos dominantes de variabilidade de um sistema complexo, considerando suas características espaço-temporais (HASSELMANN 1988; STORCH et al. 1988). Os coeficientes real e imaginário associados com os padrões do POP permitem a observação da origem e das características de propagação dos padrões de variabilidade. Outra vantagem do POP é que, 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” (STORCH et al., 1988).

O POP tem sido utilizado com sucesso tanto na análise de dados observacionais quanto na avaliação de simulações numéricas. Alguns artigos serão citados como exemplo da aplicabilidade do método, procurando enfatizar as publicações mais recentes.

Uma das primeiras aplicações do POP foi a identificação das características de propagação da OMJ (STORCH et al., 1988), que por apresentar uma natureza propagatória se beneficia de uma ferramenta capaz de acompanhar as variações espaço-temporais ao longo do seu deslocamento. Posteriormente, muitos trabalhos utilizaram dados observacionais e saídas de modelos numéricos para este fim (STORCH; XU 1990; GUALDI et al., 1997,1999).

Ainda na escala intrasazonal, uma aplicação interessante do POP foi feita por Annamalai e Slingo (2001). Os autores investigaram o comportamento das fases ativas e inativas do sistema monçônico Asiático e os modos de variabilidade dominantes na escala intrasazonal em dois períodos: 10-20 dias e 30-60 dias. O POP permitiu a identificação da origem e das características de propagação destes modos de variabilidade e sua relação com os períodos ativos e inativos da monção Asiática, a variabilidade interanual destes padrões também foi abordada. Mais recentemente, Yang (2009) associou as características dos principais padrões espaço-temporais da circulação global na escala intrasazonal aos padrões de precipitação na escala intrasazonal na região do vale do rio Yang-tze e a eventos de precipitação intensa na mesma região. Do mesmo modo, OrtizBeviá et al. (2012) fizeram uso do método POP para caracterização dos principais modos de variabilidade do Mediterrâneo oeste durante o verão. A dependência e os possíveis feedbacks desses modos com os sinais globais e regionais também foram avaliados no estudo.

A fim de identificar os padrões da circulação atmosférica na escala intrasazonal, especificamente sobre a AS, Roballo (2012) aplicou o POP aos dados de altura geopotencial (250 hPa). Três modos foram identificados pelo POP, o primeiro deles foi relacionado à OMJ e sua componente extratropical, o PSA, o segundo apresentou número de onda zonal 2 e uma configuração de dipolo entre a AS e o oceano Índico e no terceiro padrão foi identificado um número de onda zonal 3, caracterizando um padrão de dipolo confinado na região tropical.

A variabilidade interanual também tem sido objeto de pesquisas utilizando o POP. Eckert e Latif (1997) avaliaram a capacidade de um modelo dinâmico estocástico em representar o ENSO através dessa ferramenta. Já no trabalho desenvolvido por Ding (2010), o POP foi utilizado para avaliar os modos de variabilidade climática interanual do Atlântico equatorial e seu impacto sobre os oceanos Índico e Pacífico.

Em escalas de frequência ainda mais baixa, Latif (2000) utilizou os padrões identificados pelo POP para avaliar as alterações no sistema climático do Pacífico tropical, ocorridas nos últimos 150 anos, decorrentes das mudanças climáticas. O POP também foi utilizado para avaliar as mudanças na circulação de Walker no século 20, no estudo foram utilizados dados observacionais e um modelo de circulação geral da atmosfera (MENG, et al., 2011).

3 DADOS E METODOLOGIA

3.1 Dados

No presente estudo, os dados de radiação de ondas longas emergente foram utilizados como indicativo da atividade convectiva (KILADIS; WEICKMANN, 1997), esses dados são provenientes do NOAA/OAR/ESRL PSD (National Oceanic and Atmospheric Administration/ Earth System Research Laboratory/ Physical Sciences Division) e referem-se ao período de 1982 a 2011. Sua resolução espacial é de $2.5 \times 2.5^\circ$, as médias diárias são calculadas considerando as passagens diurna e noturna do satélite. Para apoiar a discussão dos resultados, foram utilizadas as reanálises do ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts), versão ERA-Interim, em uma grade global com resolução de $1.5 \times 1.5^\circ$ (Tabela 3.1). Uma breve descrição dessas fontes é feita abaixo.

Os dados de ROL, como mencionado anteriormente, foram utilizados como um indicativo da atividade convectiva. Essa relação se baseia na Lei de Stefan-Boltzmann, que postula que a radiação emitida por um corpo depende diretamente da sua temperatura, portanto, nuvens com grande desenvolvimento vertical, ou seja, com topos muito frios devido à intensa atividade convectiva, apresentam valores baixos de emissão e podem ser identificadas por meio dessa variável. A estimativa da atividade convectiva por meio da radiação de ondas longas emitida é limitada a região tropical, onde a temperatura da superfície terrestre é alta e permite a distinção clara entre as nuvens e a superfície. Entretanto, na região extratropical da AS, Alvarez et al. (2014) mostraram que as anomalias negativas de ROL estavam positivamente correlacionadas com as anomalias positivas de precipitação. Concordando com Gonzalez et al. (2008) que demonstraram que a ROL é capaz de reproduzir as principais características da variabilidade intrasazonal da precipitação sobre a AS subtropical e com o estudo de Ferraz (2000) que conclui que a ROL representa, com algumas diferenças, os modos de variabilidade obtidos por meio da precipitação observada sobre o sudeste e o sul do Brasil.

Os dados de ROL são estimados por satélites meteorológicos de órbita polar da NOAA (LIEBMANN; SMITH, 1996), as médias diárias são calculadas considerando as passagens diurna e noturna do satélite. A NOAA disponibiliza os dados interpolados em uma grade regular global, no endereço: [HTTP://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.interp_OLR.html](http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.interp_OLR.html).

As reanálises atmosféricas, apesar de apresentarem algumas restrições em relação aos dados de umidade, oferecem séries longas e dinamicamente consistentes, obtidas a partir da assimilação de dados de diversas fontes em modelos dinâmicos. O ECMWF disponibiliza seus dados de reanálise desde 1995, o primeiro conjunto gerado, ERA 15, cobriu o período de janeiro de 1978 a fevereiro de 1994 (GIBSON et al., 1997). Em 2003, após melhorias no sistema de previsão e assimilação de dados foi lançado o ERA-40, para o período de janeiro de 1957 a agosto de 2002 (SIMMONS; GIBSON, 2000; UPPALA et al., 2005). A versão mais recente produzida pelo ECMWF é a ERA-Interim, que cobre o período de 1979 até os dias atuais. A versão ERA-Interim tem melhorias na representação do ciclo hidrológico, da circulação estratosférica e dos desvios no sistema de observação. Os dados têm resolução espacial de 1.5x1.5° e 60 níveis na vertical (UPPALA et al., 2008).

Tabela 3.1 Descrição dos dados.

DADOS	FONTE	RESOLUÇÃO
Radiação de ondas longas emitida	NOAA/OAR/ESRL PSD (National Oceanic and Atmospheric Administration/ Earth System Research Laboratory/ Physical Sciences Division)	2.5x2.5°
Altura geopotencial: 850 e 300 hPa	ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) Versão: ERA-Interim	1.5x1.5°
Temperatura do ar: 850 hPa		
Vento horizontal: 850 e 300 hPa		
Precipitação		

3.2 Metodologia

Dois métodos de análise espectral foram aplicados a uma série de dados diários de ROL com extensão de 30 anos (1982 a 2011), a Transformada de Ondaletas e o POP. O uso da transformada de ondaletas teve o intuito de identificar as escalas temporais predominantes e os sistemas responsáveis pela variabilidade da atividade convectiva sobre a AS. E, através do método POP foram identificados os modos dominantes de variabilidade da atividade convectiva sobre a AS. A descrição desses métodos é encontrada nos subitens 3.2.1, 3.2.2.

A transformada de ondaletas foi aplicada na série temporal diária de ROL não filtrada. Em cada ponto de grade, em escala global, foram calculados o espectro global de potência e a amplitude do sinal (Figura 3.1), o espectro global de potencia fornece informações sobre a densidade de energia da ondaleta, já a amplitude mostra as oscilações das ondaletas individuais.

Através do espectro global de potência foram calculadas as médias das frequências nas escalas temporais de interesse (Tabela 3.2), as quais serviram de base para a espacialização temporal dessas bandas de frequência. Essa análise se restringiu a AS e oceanos adjacentes e aos períodos de verão e inverno.

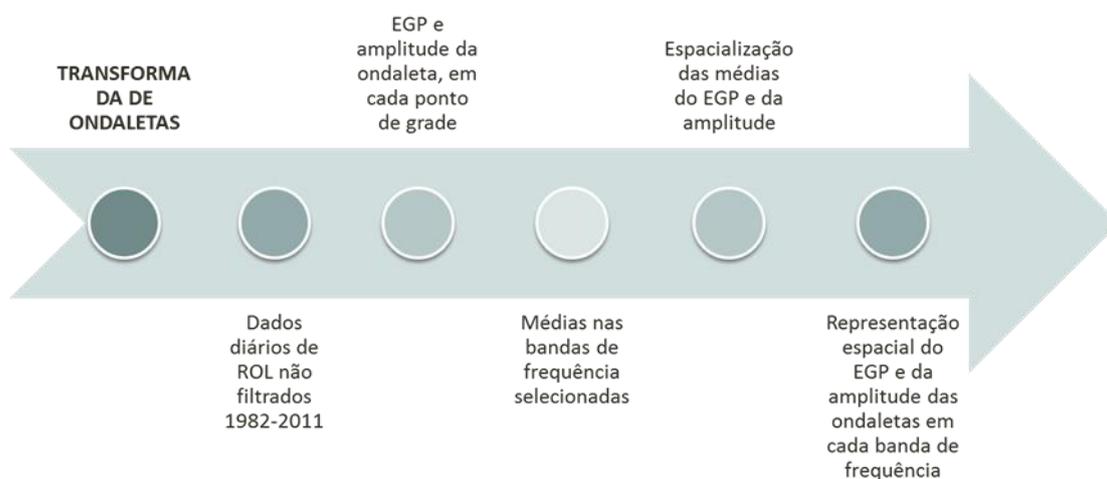


Figura 3.1 Síntese das etapas seguidas para aplicação da transformada de ondaletas.

Tabela 3.2 Bandas de frequência das escalas temporais selecionadas.

ESCALAS TEMPORAIS	BANDAS DE FREQUÊNCIA
Escala sinótica	2 a 10 dias
Escala submensal	10 a 30 dias
Escala intrasazonal	30 a 100 dias
Escala interanual	2 a 7 anos

Nas análises do POP foram utilizadas as anomalias de ROL, os cálculos das anomalias foram realizados calculando-se, primeiramente, a média para cada dia do ano durante todo o período de dados, a partir dessas médias diárias foram obtidas as anomalias, subtraindo-se os valores de cada dia em um determinado ano do valor médio diário, para todo o período. Isto resultou numa série temporal diária de anomalias sem a presença do ciclo anual para os 30 anos de dados.

Os dados de entrada para as análises do POP, geralmente, são submetidos a um truncamento através da seleção dos modos de variabilidade mais significativos, obtidos através da análise de Funções Ortogonais Empíricas (HANNACHI et al., 2007). Dessa forma, as análises do POP são realizadas a partir do vetor dos primeiros coeficientes da EOF. Com esse procedimento os ruídos são excluídos das análises e a matriz de covariância torna-se quadrada.

Outro procedimento comum para adequação dos dados é o uso de um filtro no tempo, quando há informação da banda de frequência do sinal esperado (STORCH; ZWIERS, 2001). Nesse caso foi selecionado um filtro passa banda, que utiliza a transformada de ondaleta (TORRENCE; COMPO, 1998). A Figura 3.2 sumariza esse procedimento.

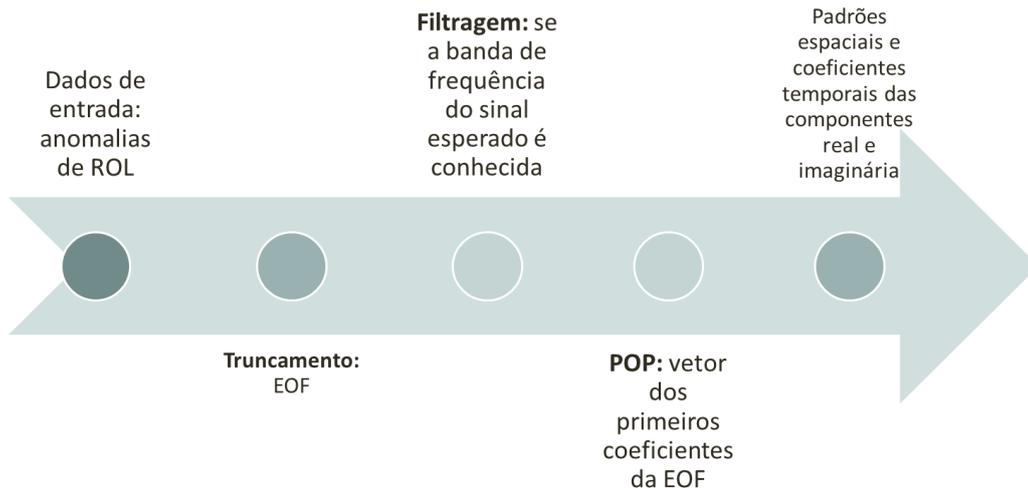


Figura 3.2. Síntese das etapas seguidas para aplicação do POP.

A coesão e estabilidade do método POP foram avaliadas através da sua aplicação em períodos de tempo e domínios distintos. A sensibilidade do POP em relação à extensão do período considerado nas análises, foi investigada através da utilização de uma série temporal com extensão de 30 anos (1 janeiro de 1982 até 31 de dezembro de 2011) e seus subintervalos decadais (1 de janeiro de 1982 até 31 de dezembro de 1991; 1 de janeiro de 1992 até 31 de dezembro de 2001 e 1 de janeiro de 2002 a 31 de dezembro de 2011). O efeito do domínio espacial sobre os resultados foi avaliado através de variações longitudinais e latitudinais da área de análise. Longitudinalmente foram considerados três intervalos: o primeiro engloba todo o hemisfério oeste ($180^{\circ}\text{W}-0^{\circ}$), o segundo se estende do Pacífico leste ao Atlântico oeste ($110^{\circ}\text{W}-0^{\circ}$) e o terceiro limita-se a região sobre a AS ($90^{\circ}\text{W}-0^{\circ}$). Duas faixas latitudinais foram consideradas em cada um desses intervalos, elas variaram de $80^{\circ}\text{S}-0^{\circ}$, $60^{\circ}\text{S}-20^{\circ}\text{N}$ (Figura 3.3). Como o presente estudo tem como foco a variabilidade da atividade convectiva na AS, acredita-se que as regiões selecionadas fornecem uma boa perspectiva geral, dentro da infinidade de possibilidades.

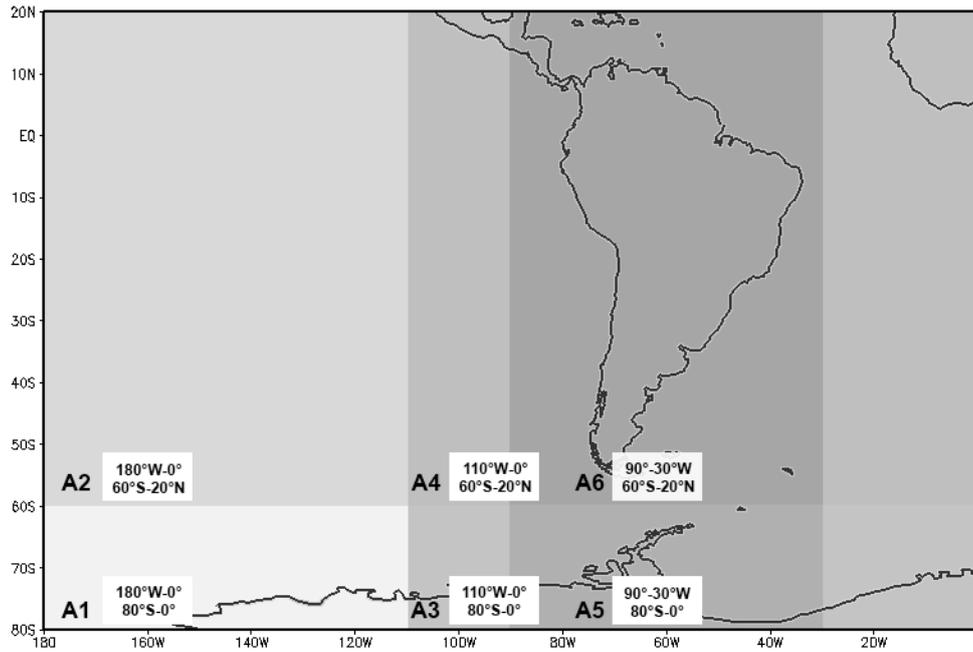


Figura 3.3. Áreas selecionadas para a avaliação da sensibilidade do método POP em relação às variações no domínio espacial. A1=180°W-0°/80°S-0°; A2=180°W-0°/60°S-20°N; A3=110°W-0°/80°S-0°; A4=110°W-0°/60°S-20°N; A5=90°-30°W/80°S-0°; A6=90°-30°W/60°S-20°N.

Identificadas às escalas de tempo dos modos que dominam a variabilidade da convecção sobre a AS, os dados foram filtrados nessa escala e utilizados para cálculo das EOFs e, posteriormente, dos POPs.

Para facilitar a compreensão da evolução dos padrões espaciais do POP, suas componentes real e imaginária podem ser analisadas simultaneamente, o que permite que a propagação das anomalias de ROL, que caracterizam um modo, sejam acompanhadas através de um ciclo. O ciclo do POP tem período T e segue a sequência cíclica infinita:

$$-P_i \rightarrow -P_r \rightarrow P_i \rightarrow P_r$$

Onde: $-P_i$ é a parte negativa da componente imaginária, $-P_r$ é a parte negativa da componente real, P_i é a parte positiva da componente imaginária e P_r é a parte positiva da componente real.

A transição entre cada etapa do ciclo é realizada em $\frac{1}{4}$ do período.

As variações na intensidade desses padrões espaciais ao longo de toda série temporal são obtidas por meio dos coeficientes temporais do POP. As componentes real e imaginária desses coeficientes (mostradas no Apêndice A) foram utilizadas para a preparação de

compostos de algumas variáveis, com o intuito de uma melhor compreensão física de cada modo e do seu processo de propagação. Para elaborar os compostos foram selecionadas as datas em que os valores dos coeficientes temporais foram mais extremos e feita a média dos campos de temperatura, altura geopotencial e dos vetores do vento horizontal nessas datas, considerando dois níveis, 300 e 850 hPa.

3.2.1 Transformada de Ondaletas

A transformada de ondaletas decompõe uma função contínua $f(t)$ em termos de um grupo de ondaletas $\psi_{r,s}(t)$. Cada ondaleta é derivada de uma função básica $\psi(t)$ (ondaleta mãe) através de uma translação r e de uma dilatação s . A função ondaleta é dada por (TORRENCE; COMPO, 1998):

$$\psi_{r,s}(t) = \frac{1}{\sqrt{s}} \psi\left(\frac{t-r}{s}\right) \quad 1$$

em que $\psi(t)$ refere-se a ondaleta mãe e as funções derivadas são chamadas de ondaletas filhas. O termo r corresponde aos diferentes instantes ao longo do tempo. O termo s (>0) refere-se à escala temporal da perturbação, durante a contração (dilatação) s aumenta (diminui). A decomposição do sinal original da série temporal em diferentes componentes localizadas no tempo e frequência é realizada pela aplicação sucessiva da transformada de ondaletas em diversos valores de r e s (BARBOSA; BLITZKOW, 2008). As ondaletas filhas são geradas do seguinte modo:

Translação: $\psi_r(t) = \psi(t-r)$

Escalonamento: $\psi_s(t) = \frac{1}{\sqrt{s}} \psi\left(\frac{t}{s}\right)$

A transformada de ondaletas contínua 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 e normalizada, sendo expressa por:

$$W_{(r,s)}(t) = \frac{1}{\sqrt{s}} \int \psi^*\left(\frac{t-r}{s}\right) f(t) dt \quad 2$$

onde ψ^* é o complexo conjugado da ondaleta mãe ($\psi(t)$). O fator $1/\sqrt{s}$ da integral é utilizado para normalizar a energia de cada ondaleta filha, de forma a manter a energia da ondaleta principal.

A transformada de ondaleta, $W_{(r,s)}(t)$ é geralmente complexa, podendo ser dividida em uma parte real $R\{W_{(r,s)}(t)\}$ e uma parte imaginária $I\{W_{(r,s)}(t)\}$. Importantes informações podem ser extraídas do coeficiente de ondaleta, por exemplo:

Amplitude: $|W_{(r,s)}(t)|$

Fase: $\tan^{-1} [I\{W_{(r,s)}(t)\} / R\{W_{(r,s)}(t)\}]$

Espectro de potência da ondaleta: $|W_{(r,s)}(t)|^2$

O espectro de potência da ondaleta fornece informações sobre a densidade de energia da ondaleta, já a amplitude e a fase mostram as oscilações das ondaletas individuais.

A equação 1, transforma a função $f(t)$ do domínio temporal para a função $W(r,s)$ no domínio da translação e da escala, ou no domínio $r-s$. Para uma ondaleta dada, usualmente existe uma relação que translada r para o tempo t , e a escala s para a frequência f , permitindo desta maneira obter $W(r,s) \rightarrow W(t,f)$. Em outras palavras, a transformada de ondaleta, Equação 2, decompõe a função $f(t)$ no espaço tempo-frequência t, f .

As ondaletas possuem a capacidade de capturar simultaneamente sinais de alta e baixa frequência de uma série temporal, ajustando para frequências mais altas janelas mais estreitas, com maior resolução temporal, e para frequências mais baixas janelas mais dilatadas. Portanto, pode-se dizer que as ondaletas conseguem captar o comportamento local e global de um sinal temporal (PIMENTEL; SILVA, 2011). Há uma relação intrínseca entre a resolução no domínio do tempo e no domínio da frequência, aumentar o detalhamento em um dos domínios implica na diminuição da resolução no outro, essa relação é arbitrada pelo princípio da incerteza de Heisenberg.

3.2.1.1 Ondaleta mãe

A escolha da função mãe deve considerar a representatividade da mesma às características da série temporal (WENG; LAU, 1994). Séries com variações na amplitude e na fase requerem uma função complexa, por melhor se adaptar ao comportamento oscilatório. Uma função amplamente difundida nas geociências é a função complexa de Morlet (MORLET et al., 1982a, 1982b).

A função complexa de Morlet, que é composta de uma onda plana modulada por um envelope Gaussiano é expressa como:

$$\psi(t) = e^{iW_0 t} e^{-t^2/2} \quad 3$$

O termo t refere-se a cada valor da série temporal e W_0 representa a frequência adimensional, geralmente considera-se o valor de $W_0 = 6$ (TORRENCE; COMPO, 1998). A transformada 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. As ondaletas geradas tem a forma:

$$\psi_{r,s}(t) = \frac{1}{\sqrt{s}} e^{iW_0 \left(\frac{t-r}{s}\right)} e^{-\left(\frac{t-r}{s}\right)^2/2} \quad 4$$

A relação entre o espaço $r - s$ e o espaço $t - f$ para a ondaleta de Morlet é:

$$t = r, \quad f = \frac{w_0 + \sqrt{w_0^2 + 2}}{4\pi s} \quad 5$$

3.2.2 Padrões Principais de Oscilação

O POP é uma ferramenta diagnóstica, utilizada para extrair os modos dominantes de variabilidade de um sistema com dinâmica desconhecida ou com um grande número de graus de liberdade, considerando suas características espaço-temporais (HASSELMANN 1988; STORCH et al. 1988).

Nas análises do POP um autovetor, fisicamente significativo, calculado a partir de um sistema matricial baseado nos dados de interesse, constitui um POP complexo, cujas partes real e imaginária descrevem o padrão espacial e seu respectivo modo de oscilação. As

características temporais dos padrões oscilatórios, como o período e tempo de decaimento, são uma saída direta do POP e uma de suas vantagens em relação a outras técnicas, como, por exemplo, a EOF complexa. O período da oscilação pode ser determinado através do correspondente autovalor. E os coeficientes das séries temporais formam um índice bivariado, possibilitando o monitoramento da oscilação durante todo o período considerado.

Seguindo as formulações originalmente propostas por HASSELMANN (1988), os POPs de um determinado conjunto de dados podem ser obtidos a partir de um sistema de duas variáveis associadas às equações dinâmicas lineares:

$$\begin{aligned}\frac{dy_1}{dt} &= L_1(x_1, x_2) \\ \frac{dy_2}{dt} &= L_2(x_1, x_2)\end{aligned}\tag{6}$$

onde L_1 e L_2 são funções lineares. A forma discretizada da Equação 6 pode ser expressa por:

$$\begin{aligned}y_1(t+1) &= a_{11}y_1(t) + a_{12}y_2(t) \\ y_2(t+1) &= a_{21}y_1(t) + a_{22}y_2(t)\end{aligned}\tag{7}$$

onde a_{ij} são parâmetros.

No caso de um sistema de equação dinâmica, linear de primeira ordem de variável m , as equações governantes podem ser expressas por:

$$y(t+1) = Ay(t)\tag{8}$$

onde y é um elemento m do vetor coluna e A é uma matriz $m \times n$. Geralmente, A é uma matriz real, mas não simétrica. Dessa forma, seus autovalores K_s e seus autovetores P são geralmente complexos. Tomando o complexo conjugado da equação do autovetor, tem-se:

$$AP = \Lambda P\tag{9}$$

onde os P_s elementos da j -ésima coluna são os j -ésimos autovetores p_j , ou seja:

$$P = [p_1 p_2 \dots p_m] \quad 10$$

$$\Lambda = \begin{bmatrix} \lambda_1 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & \lambda_2 & 0 & \dots \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & \dots & 0 & \lambda_m \end{bmatrix} \quad 11$$

Dessa forma:

$$P^{-1}AP = \Lambda = \begin{bmatrix} \lambda_1 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & \lambda_2 & 0 & \dots \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & \dots & 0 & \lambda_m \end{bmatrix} \quad 12$$

Aplicando P-1 à Equação 8, tem-se:

$$P^{-1}y(t+1) = P^{-1}Ay(t) = P^{-1}AP P^{-1}y(t) \quad 13$$

Que pode ser expressa por:

$$z(t+1) = \Lambda z(t) \quad 14$$

onde:

$$z = P^{-1}y \quad 15$$

Aplicando P a Equação 15, a transformada inversa pode ser expressa por:

$$y(t) = Pz(t) \quad 16$$

ou seja:

$$y(t) = \sum_{i=1}^m p_i z_i(t) \quad 17$$

O autovetor $p_j = p'_j + ip_j^i$ é denominado POP de $y(t)$. Assim, o correspondente coeficiente POP pode ser expresso por: $z_j(t) = z_j^r(t) + iz_j^i(t)$, que obedece a Equação 15, ou seja:

$$z_j(t+1) = \lambda_j z_{j(t)} \quad 18$$

$$\lambda_j = |\lambda_j| e^{i\theta_j} = e^{-1/\tau_j} e^{i2\pi/T_j} \quad 19$$

Como geralmente $|\lambda_j| < 1$:

$$z_j(t+1) = e^{-1/\tau_j} e^{i2\pi/T_j} z_j(t) \quad 20$$

onde, $\tau = -1/\ln(|\lambda|)$ é a escala do tempo de decaimento (“e-folding time”) que corresponde ao período necessário para reduzir a amplitude inicial $|z(0) = 1/e|$. Por outro lado, T_j é o período oscilatório. Dessa forma, z_j evoluirá no tempo apresentando um decaimento exponencial e um comportamento oscilatório, governado pelos parâmetros τ_j e T_j , respectivamente. Como $y(t)$ é real a Equação 17 pode ser escrita na forma:

$$y(t) = \text{Re}[Pz(t)] = \sum |p_j^r z_j^r(t) - p_j^i z_j^i(t)| \quad 21$$

À medida que t evolui, o sinal de z_j^r e z_j^i oscila, resultando num padrão de evolução, $p_j^r z_j^i - p_j^i z_j^r$, tipo:

$$\begin{aligned} z_j^r &: \dots \rightarrow + \rightarrow 0 \rightarrow - \rightarrow 0 \rightarrow + \rightarrow \dots \\ z_j^i &: \dots \rightarrow 0 \rightarrow + \rightarrow 0 \rightarrow - \rightarrow 0 \rightarrow \dots \\ p_j^r z_j^i - p_j^i z_j^r &: \dots \rightarrow p_j^r \rightarrow -p_j^i \rightarrow -p_j^r \rightarrow p_j^i \rightarrow p_j^r \rightarrow \dots \end{aligned} \quad 22$$

Para dados reais, o ruído ϵ pode ser adicionado ao sistema dinâmico. Na forma:

$$y(t+1) = Ay(t) + \epsilon \quad 23$$

4 RESULTADOS

Conforme foi exposto, a atividade convectiva sobre a AS pode ser caracterizada por diferentes modos ou escalas de variabilidade, como a escala diurna, sinótica e intrasazonal. Inúmeros estudos investigaram essas características do ponto de vista observacional (RAO; HADA, 1990; MARENGO et al., 1997; GARREUAD; WALLACE, 1998; MO; NOGUÉS-PAEGLE, 2000 e 2001; GRIMM, 2003 E 2004; LIEBMANN et al., 2004; SOUZA; AMBRIZZI, 2006) ou por meio de experimentos utilizando modelagem numérica (GRIMM; SILVA DIAS, 1995; LENTERS; COOK, 1995).

Na seção 4.1, apresenta-se um enfoque novo para descrever o comportamento médio dessas escalas por meio da transformada de ondaletas. Inicialmente, como base para o entendimento da variabilidade da atividade convectiva apresenta-se uma síntese do campo médio sazonal da ROL. Os modos de variabilidade nas escalas interanual, intrasazonal, submensal e sinótica são avaliados através do espectro global de potência e da amplitude da transformada de ondaleta, essas análises são apresentadas nos subitens 4.1.1, 4.1.2, 4.1.3 e 4.1.4, respectivamente.

Na seção 4.2, são apresentados os resultados da aplicação do método dos Padrões Principais de Oscilação às anomalias de ROL. A coerência e a estabilidade do método foram avaliadas através da sua aplicação em domínios espaciais e temporais distintos. E, posteriormente, a escala sinótica foi selecionada para um estudo detalhado. Os mecanismos físicos responsáveis pelos dois principais modos de variabilidade nessa escala temporal foram discutidos através da elaboração de compostos.

4.1 Transformada de Ondaletas

Com o intuito de ilustrar as variações sazonais da convecção e da circulação atmosférica sobre a AS, na Figura 4.1 são apresentadas as médias climatológicas (1982-2011) da ROL sobrepostas ao vento em 850 e 300 hPa, para os períodos de verão (dez, jan e fev) e inverno (jun, jul e ago). Análises detalhadas das características da convecção e da circulação sobre a AS podem ser encontradas nos textos de: Virji (1981), Kousky (1988), Horel (1989), Satyamurty (1998), Vera et al. (2006), Garreaud et al. (2009), Garcia e kayano (2009), Marengo et al. (2012).

Na Figura 4.1, os altos valores de ROL sobre a região sudoeste do Atlântico e sudeste do Pacífico destacam-se como uma característica comum aos períodos de verão e inverno. A alta emissão de ROL nessas regiões está relacionada à subsidência do ar nos centros de alta pressão subtropicais (ASPS e ASAS). Observa-se que, durante o verão, a abrangência meridional da região de alta emissividade associada às altas subtropicais é maior do que no inverno, porém, no período de inverno a circulação anticiclônica associada a ASAS tem maior atuação sobre o continente sul americano, devido ao seu deslocamento para oeste e intensificação (SATYAMURTY, 1998).

As demais características dos períodos de verão e inverno são bastante divergentes. Durante o verão (Figura 4.1 a e b) observa-se atividade convectiva sobre o Atlântico equatorial, relacionada à ZCIT e uma extensa região sobre o centro e leste da AS com convecção intensa (valores de ROL $< 200 \text{ W/m}^2$), relacionada ao SMAS. A convecção sobre o continente sul americano no período de verão tem uma forte ligação com a oscilação da ZCIT na faixa equatorial, que modula o suprimento de umidade na bacia Amazônica, influenciando, inicialmente, a convecção sobre a região noroeste da AS. O aquecimento diabático, resultado dos processos convectivos decorrentes dessa maior advecção de umidade, causa o desenvolvimento, em altos níveis, da alta da Bolívia e da circulação ciclônica corrente abaixo, observada sobre o nordeste do Brasil (SILVA DIAS et al., 1983; FIGUEROA et al. 1995; LENTERS; COOK 1995, 1997) (Figura 4.1 b). Quando esse centro convectivo se prolonga para sudeste configura a ZCAS e o SMAS atinge sua fase madura, determinando a estação chuvosa na região subtropical. É importante salientar que nessa média climatológica sazonal o padrão característico da ZCAS (KODAMA, 1992 e 1993) mostrou-se menos expressivo do que em casos isolados, demonstrando que esse não é um padrão dominante para atividade convectiva.

No inverno (Figura 4.1 c e d), a convecção fica restrita ao noroeste da AS e América central, e a região equatorial, sobre os oceanos Pacífico e Atlântico. Nesse período, devido à variação da incidência de radiação solar, a ZCIT assume uma posição ao norte em relação ao verão. Essa oscilação do centro de energia causa o deslocamento para norte de toda circulação, nas regiões subtropical e extratropical os ventos de oeste, em altos níveis, predominam até latitudes ao sul de 15°S (Figura 4.1 d), o jato subtropical e, conseqüentemente, as “storm tracks” também se encontram deslocados para norte (TRENBERTH, 1991). A atividade convectiva nas regiões subtropicais e extratropicais,

que durante o verão se restringia a latitudes ao sul de 40°S passa a ser observada até 30°S. Essa maior penetração dos distúrbios transientes e a baroclínia são favorecidas pela intensificação do gradiente horizontal de temperatura entre o equador e os polos (MENDES, 2006; GAN; RAO, 1991; TRENBERTH, 1991).

Dado esse apanhado geral sobre as variações sazonais da atividade convectiva na AS, é possível analisar o comportamento dessa variável nas escalas temporais em que são observados fenômenos meteorológicos mais importantes. Com esse objetivo, a transformada de ondaletas foi aplicada às séries temporais de ROL não filtradas. Em cada ponto de grade da área de estudo foi obtido o espectro global de potência e a amplitude das ondaletas. Posteriormente, foram calculadas as médias das escalas temporais selecionadas para o estudo (interanual, intrasazonal, submensal e sinótica), as quais serviram de base para a espacialização dessas bandas de frequência. A análise desses resultados no domínio espaço temporal, para os períodos de verão e inverno, permitiu identificar as variações sazonais apresentadas pela atividade convectiva nas escalas temporais selecionadas.

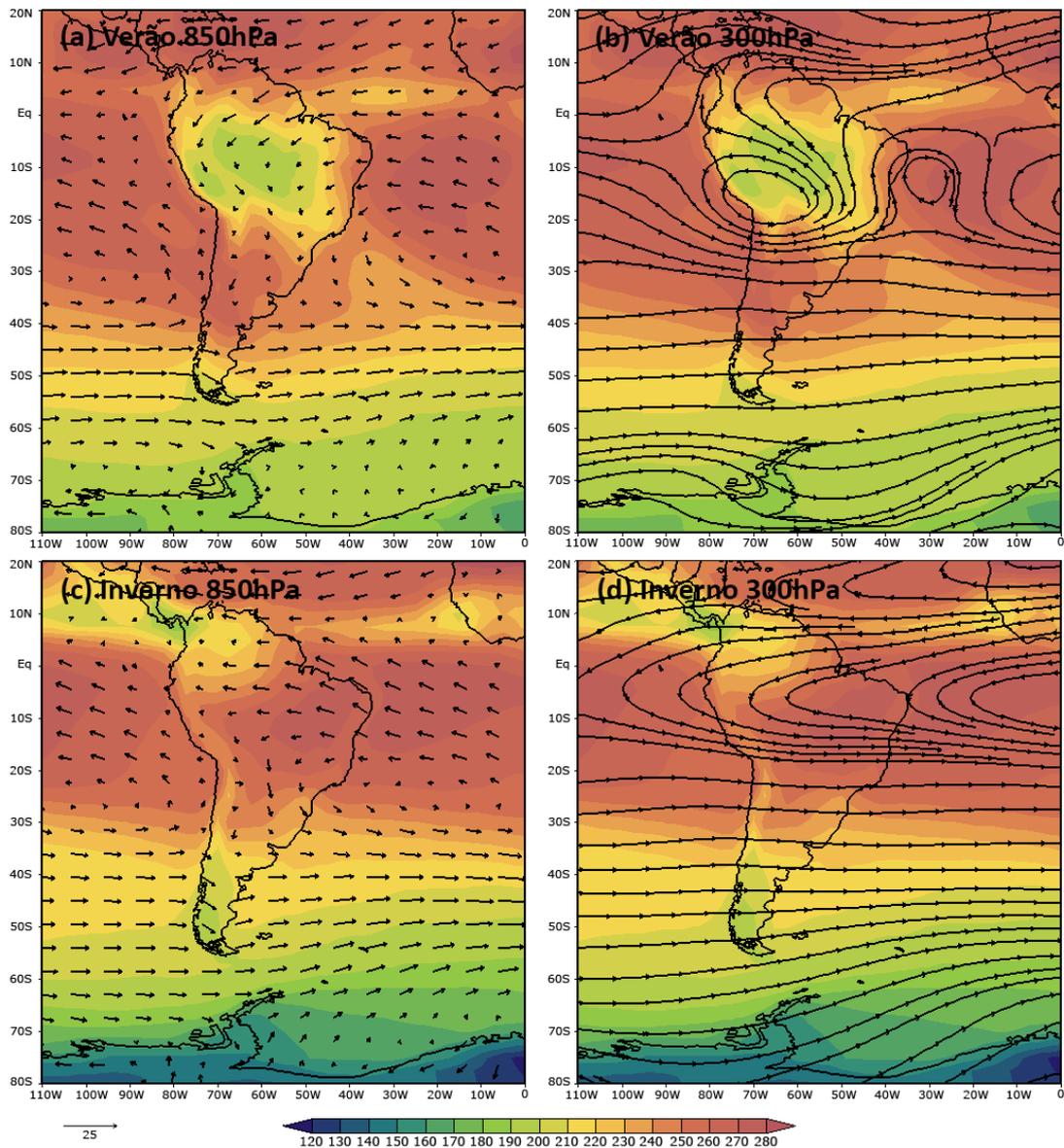


Figura 4.1 Média climatológica da ROL (W/m^2) sobreposta ao vento médio em 850hPa e 300hPa (m/s), para o verão, figuras (a) e (b) e o inverno, figuras (c) e (d), calculadas a partir da série temporal de 1982-2011.

4.1.1 Espectro global de potência e amplitude da transformada de ondaletas da ROL na escala interanual

Na Figura 4.2, são mostrados o espectro global de potência e a amplitude das ondaletas na escala interanual (2 a 7 anos) para os meses de verão (DJF) e inverno (JJA). A escala interanual envolve a variabilidade climática de baixa frequência.

Através do espectro global de potência (Figura 4.2 a e c), observa-se que as variâncias no período de verão e inverno apresentam padrões e intensidades semelhantes. Os maiores valores estão localizados na região equatorial, sobre o oceano Pacífico leste, o nordeste da AS e o oceano Atlântico. Sinais menos intensos são identificados no sudeste da AS e se estendendo meridionalmente no oeste do continente.

Apesar dos padrões de variância serem análogos nos períodos de verão e inverno, a amplitude das ondaletas difere nesses períodos (Figura 4.2 b e d). No período de verão, a região sudeste da AS e a região da costa do Peru, Equador e Colômbia, são dominadas por amplitudes negativas, ou seja, fase favorável à convecção. E o norte do continente apresenta amplitudes positivas, desfavoráveis à atividade convectiva (Figura 4.2 b). Esse é o padrão de variabilidade característico dos meses de verão, quando a AS está sob a influência da fase negativa da oscilação sul (anomalias positivas de TSM sobre o Pacífico tropical) (ROPELEWSKI; HALPERT, 1987; GRIMM, 1998; GARREAUD; ACEITUNO, 2007). As amplitudes no período de inverno permanecem negativas sobre a costa do Peru, Equador e Colômbia e são positivas no oeste e nordeste da AS (Figura 4.2 d). Esse padrão de variabilidade também é associado à fase negativa da oscilação sul, porém, no período de inverno (GRIMM, 2011).

Na escala interanual, a transformada de ondaletas mostrou que os padrões de variabilidade dominantes sobre a AS nos períodos de verão e inverno são semelhantes aos padrões de teleconexão desencadeados pela fase negativa dos eventos ENOS, descritos em outros estudos (KOUSKY et al. 1984; ROPELEWSKI; HALPERT 1987, 1989; ACEITUNO 1988; RAO; HADA 1990; GRIMM et al. 2000; GRIMM 2003, 2004). O enfoque inovador utilizado na metodologia desse trabalho possibilita espacializar e mapear globalmente as regiões sobre influência ou mais afetadas pelo ENOS.

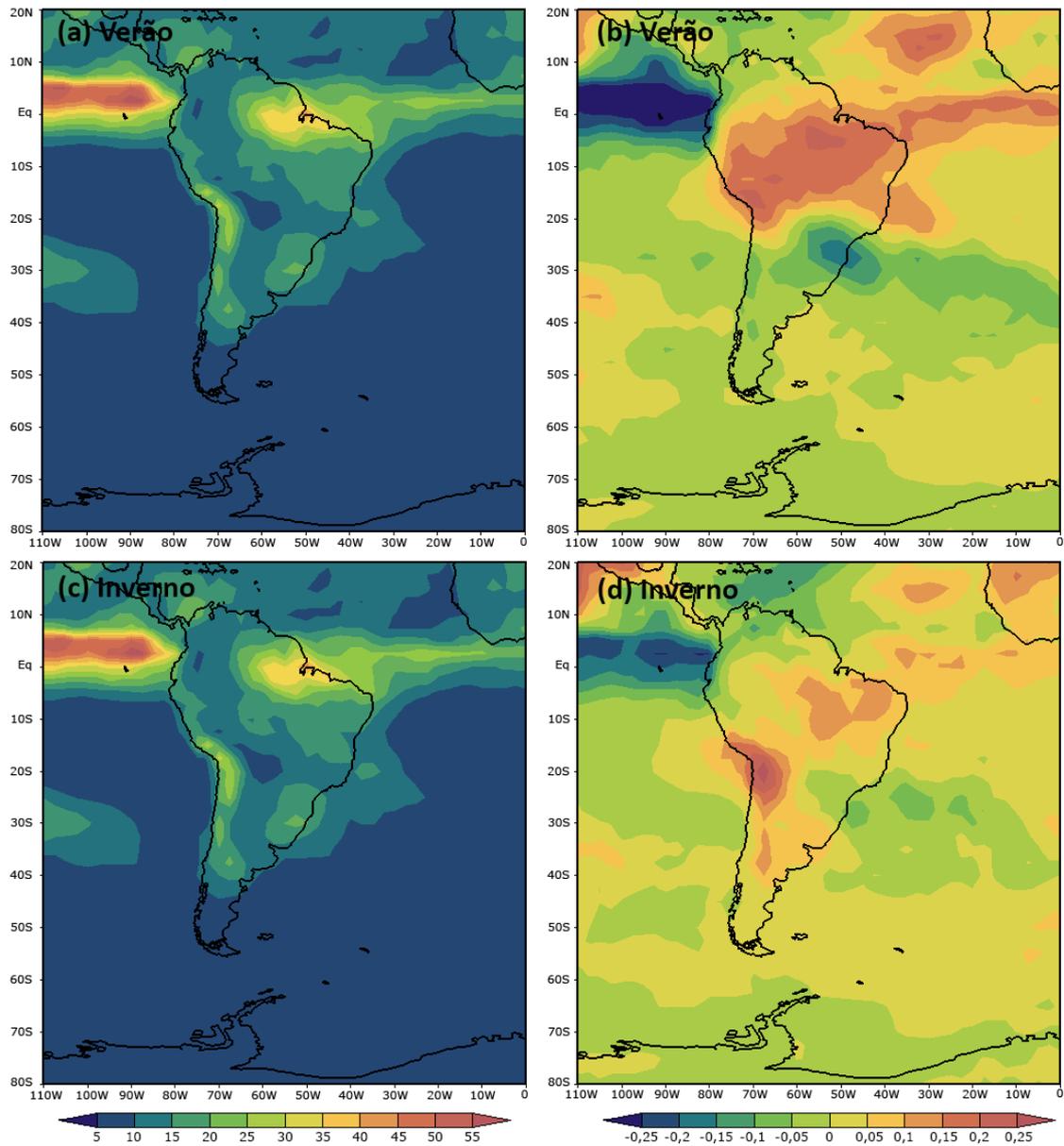


Figura 4.2 Espectro global de potência (W^2/m^4) e amplitude das ondaletas (W/m^2) de ROL na escala temporal de 2 a 7 anos, médias para o período de verão, figuras (a) e (b) e de inverno, figuras (c) e (d), de 1982-2011.

4.1.2 Espectro global de potência e amplitude da transformada de ondaletas da ROL na escala intrasazonal

Na Figura 4.3, são mostrados o espectro global de potência e a amplitude das ondaletas na escala intrasazonal (30 a 100 dias) para os meses de verão (DJF) e inverno (JJA). A principal causa de variabilidade na escala intrasazonal sobre a região tropical é a OMJ (NOGUÉS-PAEGLE et al., 2000; LIEBMANN et al.; 2004; MO; NOGUÉS-PAEGLE, 2005; SOUZA; AMBRIZZI, 2006; ROBALLO, 2012).

Durante o verão (Figura 4.3 a), as variâncias mais expressivas na escala intrasazonal localizam-se sobre o nordeste da AS, incluindo o sudeste do Brasil e se prolongando para o Atlântico sudoeste, refletindo o padrão associado à ZCAS, região onde se observa os valores máximos de variância. Os resultados de Alvarez (2014), Roballo (2012) e Carvalho et al. (2004) confirmam esse padrão das variâncias na escala intrasazonal.

A amplitude das ondaletas (Figura 4.3 b) revela que essas variâncias estão associadas a um padrão de dipolo com amplitudes negativas, favoráveis à convecção, sobre o sudeste da AS e amplitudes positivas, desfavoráveis à convecção, sobre a região da ZCAS. Esse é o padrão de variabilidade característico na escala intrasazonal sobre a AS, sendo identificado por diversos autores (HERDIES et. al, 2002; LIEBMANN et. al, 1999; NOGUÉS-PAEGLE; MO, 1997). Associa-se esse padrão de dipolo a eventos de precipitação intensa na região que está sobre a atuação da fase favorável à atividade convectiva (CARVALHO et al. 2004; LIEBMANN et al. 2004; GONZALEZ et al. 2008). Além disso, é observado um aumento na frequência das ondas de calor e eventos extremos de calor sobre o sudeste da AS quando a fase favorável à atividade convectiva está sobre a ZCAS, devido à subsidência do ar naquela região (CERNE; VERA, 2010). Esse padrão de variabilidade é decorrente de duas forçantes dinâmicas, estruturas de número de onda zonal 1 propagando-se para leste, similar a OMJ e padrões de teleconexão que se estendem sobre o oceano Pacífico sul até a AS (GONZALEZ et al., 2013). A relação entre o padrão de dipolo na escala intrasazonal e a circulação na região extratropical, através da propagação de um trem de ondas tipo PSA foi discutida por: Casarin e Kousky (1986), Mo e Higgins (1998), Nogués- Paegle e Mo (1997), Nogués-Paegle et al. (2000), Mo e Nogués-Paegle (2001) e Castro e Cavalcanti (2006).

A variância da oscilação intrasazonal durante o inverno (Figura 4.3 c) apresenta valores menores do que no verão. Os máximos são centrados sobre o sudeste da AS, ao sul da posição observada no verão e sobre a América Central. Alvarez et al. (2014) identificaram o mesmo padrão de variabilidade sobre o sudeste da AS. Esses autores analisaram as oscilações intrasazonais e submensais na mesma escala, agrupando as frequências de 10 a 90 dias. O máximo de variabilidade observado sobre a América Central tem relação com a propagação da OMJ, cujo maior impacto na convecção durante o inverno é observado naquela região, segundo Kayano e Kousky (1999).

A amplitude das ondaletas para o período de inverno (Figura 4.3 d) mostra um padrão tripolar. São observadas amplitudes negativas ao sul, com orientação noroeste-sudeste, seguidas de amplitudes positivas sobre a região subtropical da AS. Esse padrão se assemelha aos padrões observados por Alvarez et al. (2014), porém, no presente estudo, ainda é observada sobre o nordeste da AS um segundo polo de amplitudes negativas.

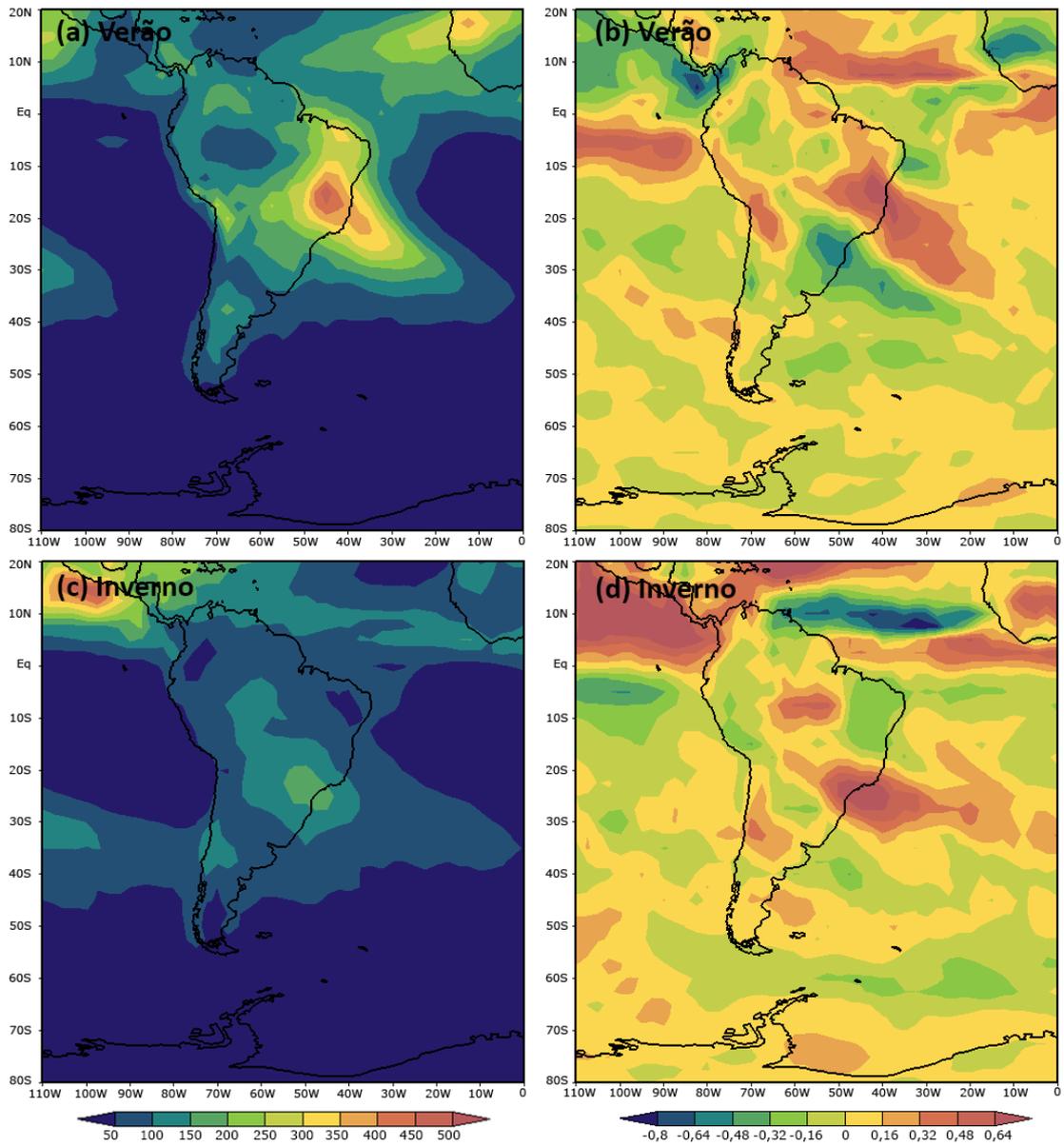


Figura 4.3 Espectro global de potência (W^2/m^4) e amplitude das ondaletas (W/m^2) de ROL na escala temporal de 30 a 100 dias, médias para o período de verão, figuras (a) e (b) e de inverno, figuras (c) e (d), de 1982-2011.

4.1.3 Espectro global de potência e amplitude da transformada de ondaletas da ROL na escala submensal

Na Figura 4.4, são mostrados o espectro global de potência e a amplitude das ondaletas na escala submensal (10 a 30 dias) para os meses de verão (DJF) e inverno (JJA). A escala submensal é usada para determinar características dos sistemas de alta frequência, mais especificamente, das oscilações originadas a partir das interações trópicos-extratrópicos, por exemplo, os trens de ondas desencadeados devido à convecção tropical.

As maiores variâncias na escala submensal, durante o verão (Figura 4.4 a), localizam-se sobre o nordeste da AS e o Atlântico sudoeste. Essa região de alta variabilidade conecta-se a um polo de variabilidade equatorial, sobre o noroeste da África. A variabilidade na escala submensal e na escala intrasazonal refletem padrões muito parecidos, porém, os mecanismos que os desencadeiam podem ter origens diferentes.

Através da amplitude das ondaletas (Figura 4.4 b), observam-se, na região de máxima variabilidade, duas faixas de sinais opostos, dispostas paralelamente. A faixa ao sul, de amplitude negativa, é a fase favorável da atividade convectiva e a faixa ao norte, de amplitude positiva, é a fase desfavorável. Esse padrão se assemelha ao dipolo observado na escala intrasazonal, porém, na escala submensal observa-se uma disposição mais meridional. Gonzalez et al. (2013) analisou isoladamente a escala intrasazonal curta (10-30 dias), denominada no presente estudo de escala submensal e a escala intrasazonal longa (30-90 dias), e identificou um padrão de dipolo similar nessas duas escalas, mas com forçantes dinâmicas distintas. Os autores destacam que a forçante das anomalias na escala submensal não está relacionada a anomalias de convecção nos trópicos, nesse caso, as anomalias exibem, nos extratrópicos, a estrutura de trens de onda de Rossby. Outros estudos identificaram sinais na escala submensal influenciando o sudeste da AS e a região de atuação da ZCAS, como Liebmann et al. (1999), Nogués-Paegle et al. (2000), Schneider (2004).

O padrão apresentado pela máxima variância durante o inverno na escala submensal (Figura 4.4 c) é bastante semelhante ao padrão observado na escala sinótica no mesmo período (Figura 4.5 c), com altos valores sobre o sudeste da AS, o Atlântico sudoeste e a região equatorial, principalmente sobre o oceano Pacífico, no caso da escala submensal. Esse padrão, na escala sinótica, foi relacionado à penetração de frentes frias. Na escala de

10 a 30 dias, isso não seria possível devido à natureza transiente dos sistemas frontais, portanto, pode-se interpretar esses padrões como característicos de situações em que bloqueios atmosféricos impedem a propagação das frentes frias, esses bloqueios duram de dias a algumas semanas (NASCIMENTO, 1999), de acordo com a escala submensal.

Outro aspecto que reforça a hipótese desse padrão estar associado a bloqueios atmosféricos é o fato da amplitude das ondaletas (Figura 4.4 d) mostrar uma faixa favorável à atividade convectiva que se estende do sul do Brasil ao oceano Atlântico e ao norte dessa faixa uma região extensa de amplitudes positivas, desfavoráveis à atividade convectiva. A fase favorável à convecção justifica-se pela presença de uma frente estacionária no sul do continente, já a região onde foram observadas as amplitudes positivas das ondaletas coincide com a região de anomalias negativas de precipitação, observadas sobre a AS e o oceano Atlântico, no estudo realizado por Mendes (2005), considerando casos de bloqueios ocorridos de 1960 a 2000 durante o inverno.

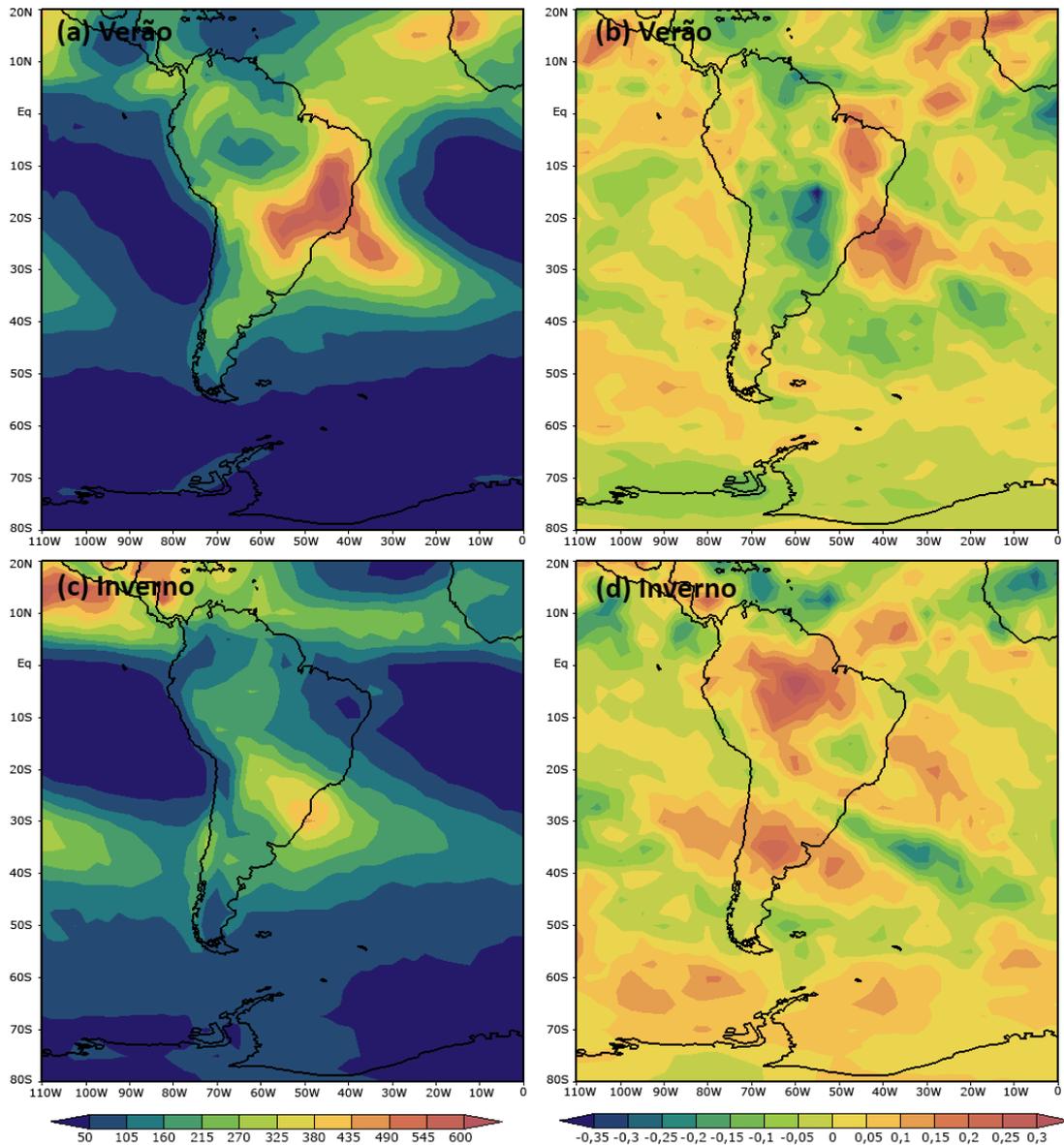


Figura 4.4 Espectro global de potência (W^2/m^4) e amplitude das ondaletas (W/m^2) de ROL na escala temporal de 10 a 30 dias, médias para o período de verão, figuras (a) e (b) e de inverno, figuras (c) e (d), de 1982-2011.

4.1.4 Espectro global de potência e amplitude da transformada de ondaletas da ROL na escala sinótica

Na Figura 4.5, são mostrados o espectro global de potência e a amplitude das ondaletas na escala sinótica (2-10 dias) para os meses de verão (DJF) e inverno (JJA). A escala sinótica é caracterizada por oscilações de alta frequência, como frentes frias e vórtices ciclônicos de altos níveis.

O espectro global de potência mostra no período de verão (Figura 4.5 a) a organização de dois polos de variabilidade, o primeiro na região equatorial e noroeste da África e o segundo nas regiões subtropicais e extratropicais da AS e oceano Atlântico sudoeste. As variâncias máximas desse segundo polo estão dispostas meridionalmente das latitudes de 10 a 40°S. Os polos de variabilidade na região equatorial/tropical e em maiores latitudes parecem estar conectados durante esse período.

A amplitude das ondaletas (Figura 4.5 b) mostra a propagação de um trem de ondas para direção nordeste, com a alternância de amplitudes negativas e positivas ao longo da AS e do oceano Atlântico oeste. Esse padrão não é muito organizado, isso ocorre devido à interação entre a atividade convectiva do sistema transiente e do SMAS. Como resultado dessa interação sobre o centro da AS e sudeste do Brasil, as amplitudes negativas tornam-se mais pronunciadas, favorecendo a convecção. Kayano (2003) obteve um modo de variabilidade semelhante para a componente meridional do vento em 925 hPa e demonstrou que esse modula as anomalias de precipitação observadas sobre o nordeste do Brasil. A autora ainda discute a interação entre os sistemas de origem extratropical e os distúrbios ondulatórios de leste, oriundos da região equatorial. Essa interação causaria o deslocamento das anomalias de precipitação para oeste, em direção ao interior do continente. A aparente conexão entre os dois polos de variabilidade, indicados pelo espectro global de potência (Figura 4.5 a), pode ser explicada baseando-se nesse aspecto.

Observando o espectro global de potência para o período de inverno (Figura 4.5 c), nota-se que os valores de variância na área continental são muito menores do que para o período de verão. No entanto, o polo de variabilidade na região equatorial é mais intenso e bem definido, podendo ser observado também sobre o oceano Pacífico, esse polo está deslocado para norte em relação ao período de verão (entre 0° e 20°N) e desconectado do polo de variabilidade sobre a região extratropical.

Kayano (2003) sugeriu que a variabilidade de alta frequência da componente meridional do vento em 925 hPa na região tropical do oceano Atlântico norte, durante o inverno, deve-se principalmente a propagação para oeste de distúrbios tropicais embebidos nos ventos de leste. Na Figura 4.5 d, a amplitude das ondaletas mostra, na região tropical, um padrão similar ao obtido por Kayano, um trem de ondas com orientação quase zonal, centrado em 15°N. Apesar das ondas de leste serem melhor representadas no campo de vento, acredita-se que, devido a instabilidade a leste do cavado, a alta variabilidade da ROL, sobre a região tropical do oceano Atlântico, está relacionada à esse distúrbio ondulatório. Ainda é possível notar que a propagação dos distúrbios ondulatórios continua sobre o Pacífico, que também é uma região onde há propagação das ondas de leste (BERRY, 1945).

Nas regiões subtropical e extratropical da AS, observa-se o segundo polo de variabilidade da atividade convectiva, que apresenta as variâncias máximas sobre o Atlântico sudoeste (Figura 4.5 d). Vitorino (2006) também observou máximos na escala de alta frequência na região extratropical durante o inverno. A amplitude das ondaletas nessas regiões mostra uma estrutura de trens de ondas propagando-se do oceano Pacífico leste até a AS, esse padrão está associado à penetração de sistemas frontais e os ciclones e anticiclones que os compõe. A principal causa de variabilidade da atividade convectiva sobre a AS, na escala das altas frequências, durante o inverno, é a atuação de sistemas frontais, o que se encontra de acordo com o discutido por Cavalcanti e Kayano (1999) e Vera et al. (2002).

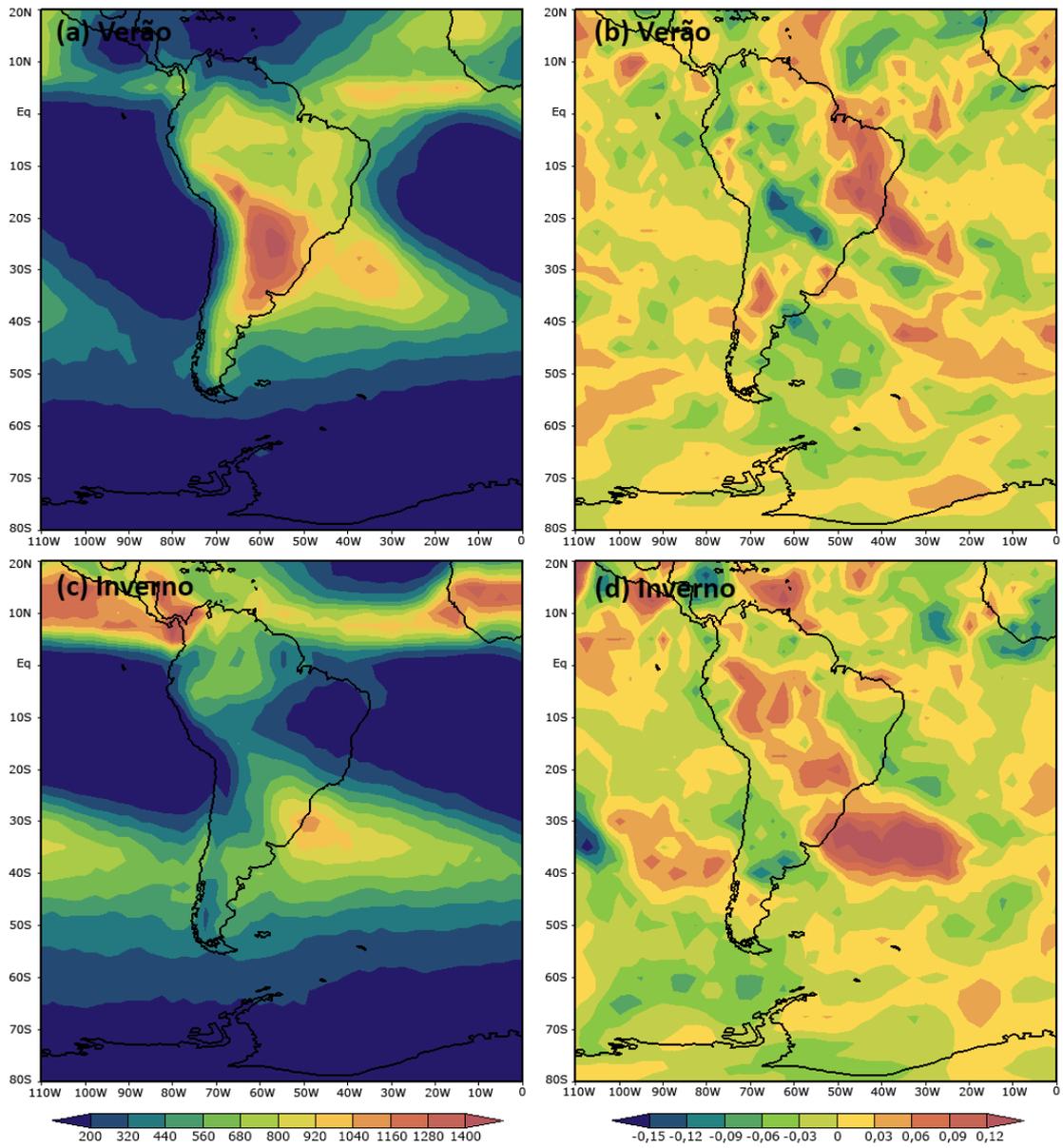


Figura 4.5 Espectro global de potência (W^2/m^4) e amplitude das ondaletas (W/m^2) de ROL na escala temporal de 2 a 10 dias, médias para o período de verão, figuras (a) e (b) e de inverno, figuras (c) e (d), de 1982-2011.

4.1.5 Estudo de caso utilizando a transformada de ondaletas na análise da atividade convectiva associada a múltiplas escalas

Durante os dias 11 a 12 de janeiro de 2011, foram observadas chuvas intensas na região serrana do Estado do Rio de Janeiro, causando um dos piores desastres naturais do Brasil (Figura 4.6). Nesse período, a ZCAS canalizou a umidade oriunda da bacia amazônica sobre o sudeste brasileiro, resultando em um total de cerca de 250 mm de chuva. Nos Estados vizinhos de Minas Gerais e São Paulo também ocorreram inundações e deslizamentos de encostas, responsáveis por 13 mortes. Além disso, milhares de pessoas ficaram desabrigadas, causando um colapso nos sistemas de eletricidade e comunicação, destruindo rodovias e pontes.



Figura 4.6 Área afetada pelo evento de chuvas intensas na região serrana do Rio de Janeiro em janeiro de 2011. Fonte: <http://www.v3.sigajandira.com.br/?p=8448>.

A região serrana do Rio de Janeiro está localizada na Serra dos Órgãos, a uma latitude de 22.5°S e longitude de 42.99°W (Figura 4.7). Ela é composta pelos municípios de Areal, Bom Jardim, Nova Friburgo, Petrópolis, São José do Vale do Rio Preto, Sumidouro e Teresópolis. A altitude da região serrana do Rio de Janeiro varia de 100 a 2.263 metros. Essa região possui um clima tropical de altitude, com invernos frios e secos e verões amenos e úmidos. A temperatura média anual é de 16°C e a precipitação média anual de 1283 mm. No mês de janeiro de 2011, a precipitação acumulada no município de Nova

Friburgo foi de 432,8 mm e para os primeiros quinze dias desse mês foi de 379,8 mm. É importante ressaltar que em apenas 48 horas, entre os dias 11 e 12 de janeiro de 2011, a precipitação acumulada nesse município foi de 250,8 mm, ou seja, nesses dois dias choveu mais do que a média climatológica para do mês (232,1 mm).



Figura 4.7 Região serrana do Rio de Janeiro.

O sudeste do Brasil tem seu regime de chuvas influenciado por sistemas atmosféricos de diversas escalas espaciais e temporais. Na escala sinótica, por exemplo, os sistemas frontais são considerados os principais causadores de precipitação na região. Esses sistemas podem ativar a convecção na ZCAS, que é responsável pela variabilidade da precipitação na escala intrasazonal durante o verão austral. A posição e intensidade da ZCAS são moduladas pela atuação da Oscilação Madden Julian. Além disso, a atuação da oscilação intrasazonal na AS é responsável por modular um padrão de dipolo entre a atividade convectiva na região da ZCAS e a precipitação no sudeste da AS (CASARIN; KOUSKY, 1986; NOGUÉS-PAEGLE; MO, 1997; LIEBMANN et al. 1999; CARVALHO et al., 2004; CASTRO; CAVALCANTI, 2006).

Esse estudo tem como objetivo avaliar a potencialidade da transformada de ondaletas para o entendimento de um caso extremo, como o ocorrido em janeiro de 2011 na região serrana do Rio de Janeiro. Especificamente pretende-se avaliar o papel dos fatores de grande escala como a oscilação intrasazonal e o transporte de umidade da região Amazônica.

4.1.5.1 Condições globais

Do ponto de vista da grande escala, o período de janeiro de 2011 foi dominado por um evento La Niña moderado, caracterizado pelo resfriamento anormal das águas superficiais do oceano Pacífico tropical. Por outro lado, a persistência de águas relativamente quentes no Atlântico equatorial norte também favorece o aumento do fluxo de umidade e precipitação sobre a na Bacia Amazônica e sudeste do Brasil durante o verão austral, mas essa característica não estava evidente na presente situação. De um modo geral, as características de grande escala associadas ao evento extremo no sudeste do Brasil em janeiro de 2011 não apresentaram evidências de estarem associadas aos padrões globais de circulação devido à La Niña.

A Figura 4.8 mostra a carta sinótica de superfície correspondente ao dia 12 de janeiro, quando foram observadas as chuvas mais intensas na área serrana do Rio de Janeiro. Nota-se a presença da ZCAS (área hachurada verde) cruzando o continente sul-americano desde o Atlântico Sudoeste até o sul da região Amazônica. Observa-se também que a ZCAS tem como suporte a presença de um ciclone extratropical no oceano Atlântico Sul, aproximadamente em 35°S.

Para uma compreensão mais ampla do comportamento das chuvas sobre a região afetada, a Figura 4.9 mostra a distribuição média e as anomalias de precipitação sobre o Brasil como um todo no período de 01 a 20 de janeiro de 2011. Observa-se que o sul, o sudoeste do estado do Rio Grande do Sul, grande parte do centro oeste da Amazônia e leste do Nordeste do Brasil caracterizou-se por condições climáticas com déficit de chuvas. Por outro lado, os totais mais elevados (acima de 250 mm mensais) desse período ocorreram ao longo da faixa que se estende do sul da Amazônia até o sudeste do Brasil, ao longo da ZCAS. Além disso, na área que envolve parte do leste do estado de São Paulo, centro norte do estado do Rio de Janeiro e sul do estado de Minas Gerais também foram observadas anomalias expressivas de chuva (acima de 200 mm) para um período de 20 dias. Isto significa que a região serrana do Rio de Janeiro vinha sendo castigada por chuvas relativamente anômalas, ou seja, acima dos valores esperados para esta época do ano. Desta forma, o solo que já estava significativamente saturado, o que pode ter contribuído para ocorrência dos variados deslizamentos de encostas registrados nas cidades de Petrópolis, Teresópolis e Nova Friburgo.

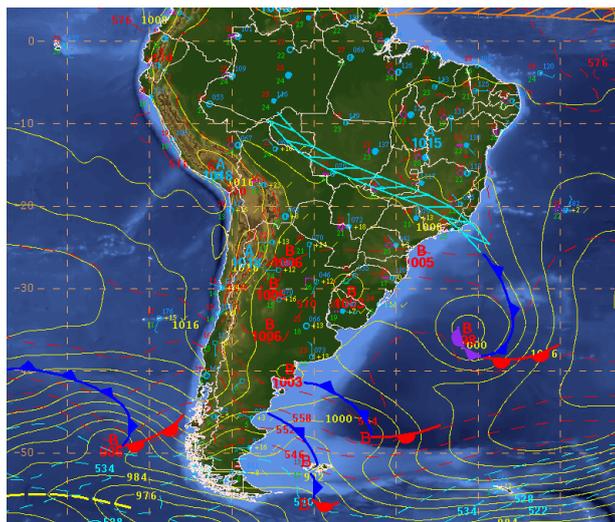


Figura 4.8 Carta sinótica de superfície para o dia 12 de janeiro de 2011. Fonte: CPTEC.

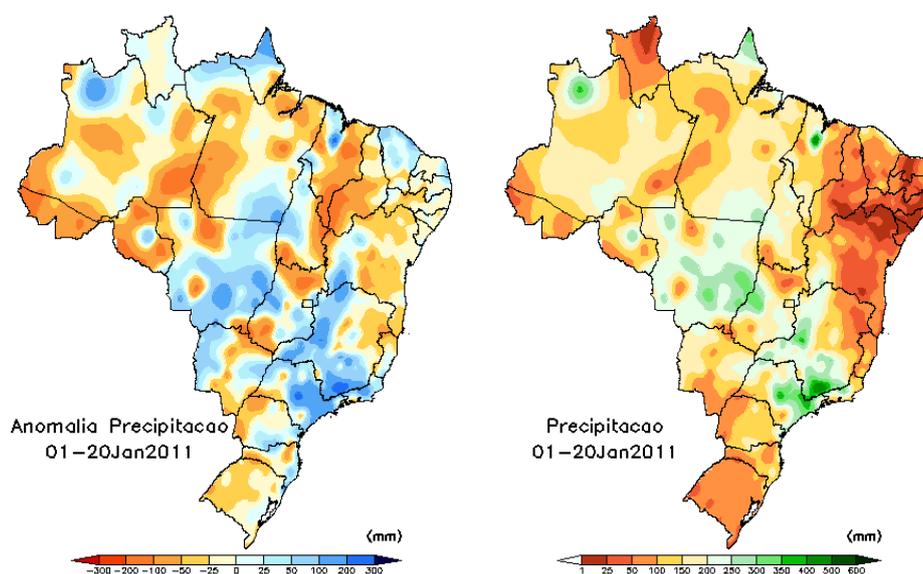


Figura 4.9 Anomalias de precipitação no Brasil durante o período de 01 a 20 de janeiro de 2011.

4.1.5.2 O impacto da oscilação intrasazonal

A Figura 4.10 mostra o comportamento do espectro global de potência das ondaletas de ROL filtradas na escala de 30 a 70 dias, durante o período crítico associado ao evento extremo na região de estudo. Observa-se que as maiores variâncias de ROL na escala da oscilação intrasazonal (Figura 4.10) estendem-se de noroeste para sudeste do Brasil, coincidindo com o estabelecimento de um período convectivamente ativo na ZCAS (anomalias negativas de ROL), que pode ser observado na Figura 4.11, através da amplitude das ondaletas. Essas anomalias foram responsáveis por grandes volumes de chuvas nos estados de São Paulo, Minas Gerais, Goiás, e Mato Grosso. Além disso,

durante esse período a ZCAS interage com um VCAN causando chuvas no norte do NEB. Por sua vez a fase de supressão de convecção (anomalias positivas de ROL) (Figura 4.11) esteve presente sobre o sudeste da AS. Esse padrão espacial caracterizado por sinais opostos de convecção entre as planícies subtropicais e a região onde a ZCAS, é dominante durante o verão austral na AS (NOGUÉS-PAEGLE; MO, 1997; LIEBMANN et al. 1999; CARVALHO et al. 2004).

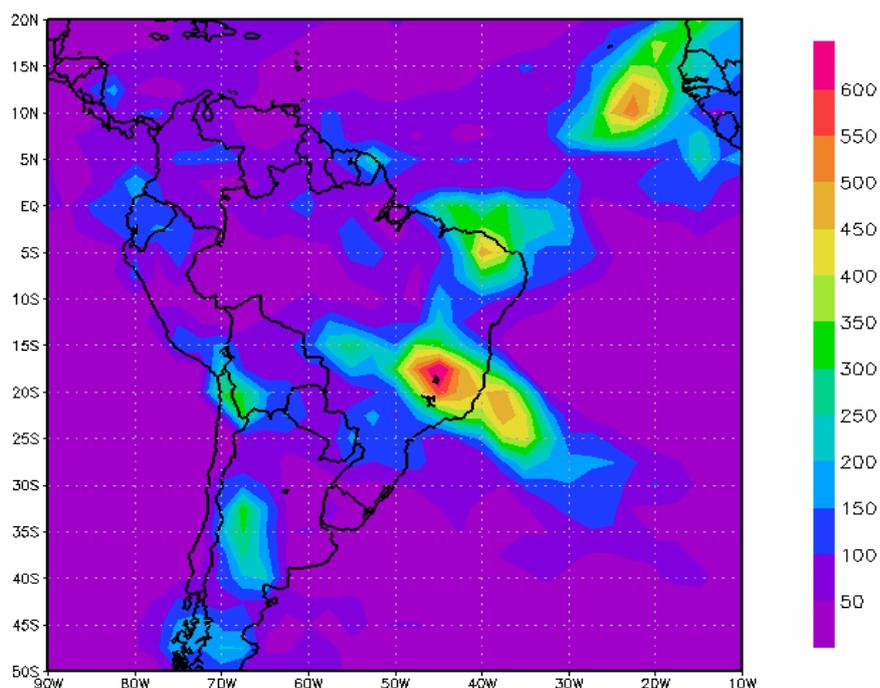


Figura 4.10 Espectro global de potência das ondaletas de ROL (W^2/m^4) filtradas na escala de 30 a 70 dias durante o período de 05 a 11 de janeiro de 2011.

Como foi mencionado, na Figura 4.11 é mostrada a componente real da amplitude das ondaletas (W/m^2), nessa, observa-se a partir da ZCAS um trem de ondas cruzando o oceano Pacífico na direção da América do Sul. Esse padrão de ondas, tipo PSA, envolve áreas alternadas de anomalias negativas/positivas de ROL.

Essa característica é melhor observada na Figura 4.12, que mostra a amplitude do espectro da ondaleta para a série temporal das anomalias de ROL centrada sobre a posição média da ZCAS durante o período de 01/01/2010 a 31/12/2011. Os coeficientes da transformada da ondaleta estão apresentados no eixo tempo versus período com indicação de suas amplitudes em escala logarítmica. Destaca-se o cone de influencia e o escalograma da frequência da ondaleta (linha vermelha que se estende de SE para NE passando pelo centro da figura). Levando em consideração o nível de confiança de 95% para o espectro global

da ondaleta da ROL observa-se na vizinhança do dia 11 de janeiro uma forte interação das componentes espectrais intrasazonais subdivididas em grupos de ondas com períodos de 88, 73, 58 e 31 dias, harmônico submensal com período de 17 e ondas com períodos de 10 dias, harmônicos de escala sinótica. Com base no presente caso e em outros casos similares não mostrados sugere-se que quando na região sudeste do Brasil o padrão espacial da fase negativa da OIS (favorável para atividade convectiva) coincidir com o correspondente padrão de distúrbios de escala sub-mensal e sinótica presentes nessa região, ocorre uma interação de escalas tal que a ZCAS torna-se mais ativa e chove mais. Em situações desse tipo, na escala sinótica a adveccão de vorticidade ciclônica e a divergência associada na alta troposfera tornam-se mais eficientes para a manutenção dos movimentos verticais ascendentes e instabilidade na região.

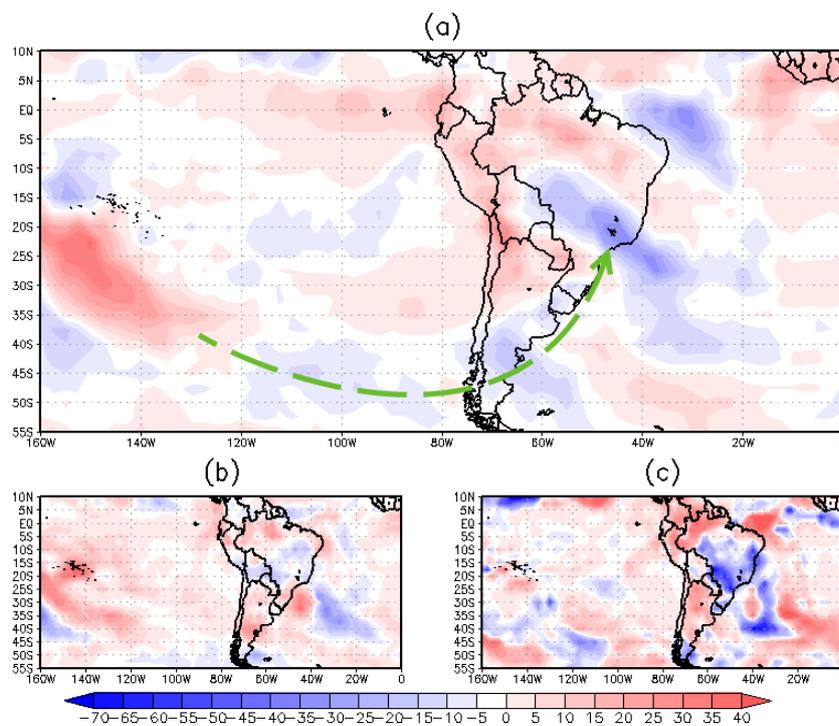


Figura 4.11 Amplitude das ondaletas das anomalias de ROL (W/m^2) médias na banda de 20-100 dias no dia 12 de janeiro de 2011.

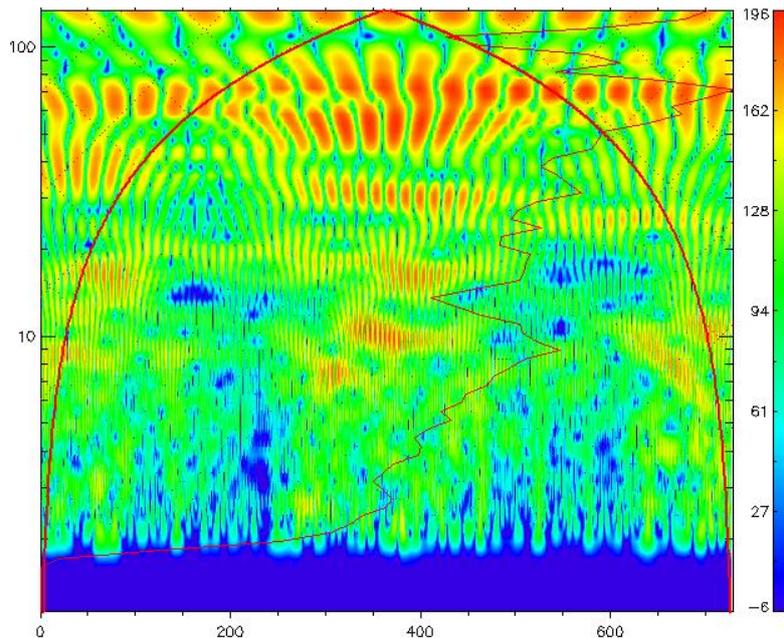


Figura 4.12 Espectro da amplitude da ondaleta da série temporal de ROL centrada em 20°S e 45°W (posição da ZCAS) durante o período de 01 de novembro de 2010 a janeiro de 2011. A intensidade dos coeficientes das ondaletas e os períodos associados estão apresentados em escala logarítmica.

4.1.5.3 A presença de zonas de convergência

A maioria das chuvas anômalas na região serrana do Rio de Janeiro foram provocadas pela atuação de diversos episódios de zona de convergência de umidade (ZCOU) que muitas vezes transformaram-se em ZCAS. Em situações desse tipo, principalmente entre outubro e março, ocorrem as chuvas mais intensas e torrenciais sobre grande parte das regiões sudeste, centro-oeste e norte do Brasil. Esta zona de convergência de umidade é forçada pela presença de um sistema frontal estacionário ou um cavado no oceano Atlântico que mantém as chuvas persistindo por vários dias e também associada com uma banda de nebulosidade determinada por aglomerados de nuvens, principalmente de tipo convectiva, associada com chuvas intensas, descargas elétricas e ocasionais rajadas de vento. Em altitude, aproximadamente no nível de 250 hPa, tipicamente observa-se forte difluência dos ventos e divergência que colabora para a manutenção da convergência de umidade na baixa troposfera. Desde outubro de 2010 até meados de fevereiro de 2011, foram identificados dez episódios de ZCOU/ZCAS. Este tipo de eventos estava relacionado diretamente com a configuração de dipolo, mencionada anteriormente, ou seja, falta de chuva no sul do Brasil e excesso de chuvas em parte do sudeste brasileiro.

Na região serrana do Rio de Janeiro, tipicamente, a distribuição da chuva é bem mais irregular, porém mais intensa e em consequência mais severa em relação ao seu impacto. Durante o período de 11 a 12 de janeiro observou-se em algumas localidades acumulados

diários de chuva que ultrapassaram os 150 mm. Vale ressaltar que eventos extremos deste tipo não são frequentes, mas já ocorreram em outros anos em algumas localidades dessa região, sendo, portanto, provável que novamente ocorram durante a estação chuvosa no futuro.

No presente episódio, a divergência nos altos níveis (não mostrado) esteve concentrada sobre o sul do estado de Minas Gerais e grande parte do estado do Rio de Janeiro, contribuindo assim para intensificar as chuvas nas áreas serranas do Rio de Janeiro. Além disso, o evento extremo teve curta duração e a ZCOU já estava configurada na semana anterior (04 a 08 de janeiro) à ocorrência do evento extremo (Figura 4.13 a). Durante esta semana destacam-se a ocorrência de convergência de umidade no norte da AS embebida num fluxo de leste próximo da região equatorial sul e o fluxo de noroeste para sudeste a partir do sudoeste da Amazônia. O fluxo de vapor d'água de leste no norte da AS tem um papel importante para a regime de chuvas da Amazônia. Observa-se também os ventos de leste adentrando a Amazônia quase paralelo ao equador, exceto mais a sudoeste da Amazônia, nordeste do Peru e sudoeste da Colômbia, quando o escoamento progressivamente muda para sudeste tal que se estabelece convergência de umidade moderada no sudeste do Brasil e em áreas oceânicas vizinhas. Neste período estabelece-se a partir do centro sul da Amazônia uma vigorosa esteira transportadora de umidade ao longo da ZCAS, e em particular na região serrana do Rio de Janeiro, causando forte convergência de umidade, movimentos verticais ascendentes e precipitação na região. Nesse contexto, é claro a importância da Amazônia como fonte de umidade para alimentar as chuvas contínuas observadas em grande parte da região sudeste do Brasil durante aquele período.

No período crítico (Figura 4.13 b), o transporte de umidade que se encurvou para sul no período anterior, desta vez encurva-se para sudeste, apresentando convergência de umidade ao longo da região climatológica da ZCAS. Neste período observa-se uma grande área com convergência de umidade, caracterizando as condições atmosféricas que favorecem a formação de nuvens na região A umidade transportada pela ASAS também contribui para a convergência de umidade. Comparando-se o padrão do transporte de umidade do período crítico com o da semana anterior destaca-se que um fator determinante para o estabelecimento do vigoroso influxo de umidade na região sudeste do Brasil foi o deslocamento para leste da ASAS e a presença do escoamento de noroeste em grande parte

do Brasil central, sucedendo influxo de umidade de nordeste na costa norte da América do Sul.

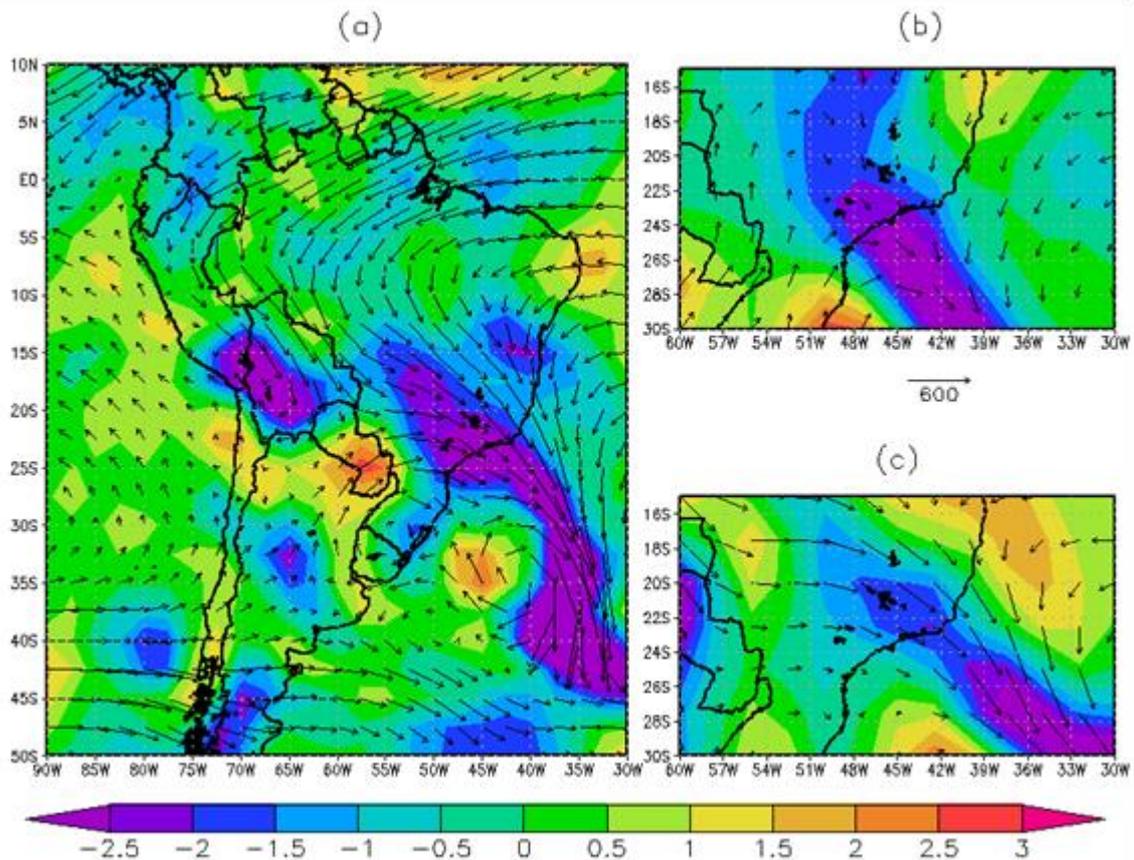


Figura 4.13 Fluxo de vapor de água verticalmente integrado (kg/ms) sobre a América do Sul e a convergência do fluxo (mm/dia) para os dias 12 de janeiro (a), 10 de janeiro (b) e 14 de janeiro de 2011 (c).

O estudo de caso apresentado avaliou a influência da OIS no evento de precipitação intensa observado durante o verão austral de 2010-2011 sobre a região sudeste do Brasil, por meio da transformada de ondaleta. Os resultados mostraram que acentuada atividade convectiva na escala intrasazonal começou a atuar no sudeste do Brasil no final do mês de dezembro, intensificando a atuação de um evento de ZCAS. A OIS continuou a intensificar-se até o fim da primeira quinzena do mês de janeiro de 2011. Esta oscilação contribuiu de maneira significativa na ocorrência dos grandes volumes de chuva na região sudeste intensificando a atuação dos sistemas atmosféricos regionais. Esta situação foi comprovada através da série temporal de precipitação diária observada juntamente com a série da parte real da ondaleta de ROL para um ponto de grade na região Sudeste. Constatou-se que as chuvas que ocorreram em novembro também foram associadas à fase ativa da OIS. O mesmo não foi verificado para o mês de dezembro, marcado pela fase de supressão de convecção na

escala intrasazonal. O volume de chuva no mês de dezembro foi devido, principalmente aos mecanismos atmosféricos regionais que atuam durante o verão austral.

Campos espaciais do fluxo de umidade integrado na vertical também detectaram a presença de convergência de umidade durante a primeira quinzena de janeiro de 2011. Grande parte do transporte de umidade na AS foi proveniente da região equatorial do Oceano Atlântico, que se curvou para sudeste na região da Bacia Amazônica. A ASAS intensificou o transporte de umidade, reforçando as condições atmosféricas que favoreceram a formação de nuvens.

4.2 POP

A primeira etapa das análises do POP foi dedicada a mensurar a sensibilidade do método em relação ao intervalo de tempo e ao domínio espacial utilizados na sua implementação. O POP foi aplicado em períodos de tempo e domínios distintos, para que fosse possível observar o impacto desses parâmetros sobre os resultados obtidos e avaliar a coerência e estabilidade do método.

A fim de verificar a influência do período de tempo considerado na análise sobre os resultados do POP, o método foi aplicado na série temporal de 30 anos e em seus subintervalos decadais, para todo o hemisfério oeste e duas faixas latitudinais, 80°S-0 e 60°S-20°N (A1=180-360°W/80°S-0; A2=180-360°W/60°S-20°N). A implementação do POP em subintervalos foi utilizada em estudos anteriores, devido à limitação computacional (ROBALLO, 2012; VITORINO, 2006), daí surge o interesse em mensurar a importância desse parâmetro. Os resultados obtidos são apresentados na Tabela 4.1. Pode-se, através deles, verificar que o intervalo de tempo das análises não causa variações drásticas nos números característicos do POP, como o período e tempo de decaimento dos modos (colunas 5 e 6), que se mantêm praticamente os mesmos quando considerado o período completo ou cada década separadamente. Esse resultado está de acordo com o estudo de Storch e Xu (1990), que analisaram um período de 5 anos e um subintervalo desse conjunto, de 2 anos, observando que não houveram diferenças notáveis entre os resultados obtidos a partir de cada série.

Para avaliar a sensibilidade do método em relação às variações no domínio espacial foram considerados outros dois intervalos longitudinais, nas mesmas faixas latitudinais (A3=250-360°W/80°S-0° e A4=250-360°W/60°S-20°N; A5=270-330°W/80°S-0° e A6=270-

330°W/60°S-20°N). As diferenças longitudinais não causaram grandes alterações nos números característicos do POP, como o período e o tempo de decaimento dos modos, já em relação às diferentes faixas de latitude os resultados mostraram grande sensibilidade diante das variações. A faixa latitudinal mais ao sul (80°S-0°) demonstrou forte relação com os distúrbios de alta frequência. Todos os padrões obtidos nas áreas A3 e A5 encontram-se na escala sinótica, com períodos que variam de, aproximadamente, 4 a 11 dias (coluna 5). Na faixa deslocada 20° de latitude para norte (60°S-20°N) a escala sinótica ainda prevalece, mas dois modos das áreas A4 e A6 localizam-se na escala de tempo intrasazonal, com períodos que variam de, aproximadamente, 15 a 20 dias (coluna 5), respondendo por 28 e 27% da variância total (coluna 7). Esse resultado concorda com estudos anteriores, que demonstram a importância da escala intrasazonal na região tropical (KILADIS; WEICKMANN, 1992; KOUSKY; KAYANO, 1994; KAYANO; KOUSKY, 1999), porém, em nenhum desses estudos foi possível mensurar a importância da escala intrasazonal nos trópicos.

Tabela 4.1 Variação dos números característicos do POP em relação à extensão do período e ao domínio espacial considerados nas análises.

Faixa longitudinal	Intervalo de tempo	Variância explicada 20 EOFs	Modos POP	Período (dias)	Tempo de decaimento (dias)	Variância explicada POPs
A1 (180-360°W/ 80°S-0)	1982-2011 (30 anos)	37%	1	7,13	2,62	47%
			2	8,82	2,34	25%
			3	11,13	2,95	16%
			4	13,09	2,50	13%
A1 (180-360°W/ 80°S-0)	1982-1991 (1° década)	39%	1	7,33	2,56	43%
			2	9,98	2,29	21%
			3	10,60	2,98	15%
			4	19,22	3,09	21%
A1 (180-360°W/ 80°S-0)	1992-2001 (2° década)	38%	1	7,21	2,73	46%
			2	7,88	2,21	26%
			3	12,21	3,06	17%
			4	12,02	2,68	11%
A1 (180-360°W/ 80°S-0)	2002-2011 (3° década)	36%	1	6,38	2,46	49%
			2	8,60	2,59	22%
			3	10,97	2,17	17%
			4	11,67	2,90	12%
A2 (180-360°W/ 60°S-20°N)	1982-2011 (30 anos)	30%	1	8,96	2,76	46%
			2	10,25	3,03	25%
			3	23,00	3,68	15%
			4	23,20	3,07	14%
A2 (180-360°W/ 60°S-20°N)	1982-1991 (1° década)	31%	1	8,89	2,94	40%
			2	11,85	3,08	22%
			3	25,09	2,85	17%
			4	27,71	4,18	21%
A2 (180-360°W/ 60°S-20°N)	1992-2001 (2° década)	31%	1	8,70	2,86	46%
			2	10,14	2,81	28%
			3	23,24	3,74	14%
			4	23,50	3,00	12%
A2 (180-360°W/ 60°S-20°N)	2002-2011 (3° década)	29%	1	8,28	2,50	51%
			2	10,40	3,04	26%
			3	21,07	3,03	11%
			4	26,64	3,17	12%
A3 (250-360°W/ 80°S-0)	2002-2011 (3° década)	43%	1	4,69	1,62	48%
			2	5,20	2,00	23%
			3	8,13	2,31	16%
			4	10,33	2,18	13%
A4 (250-360°W/ 60°S-20°N)	2002-2011 (3° década)	35%	1	6,05	2,19	47%
			2	10,79	2,05	25%
			3	19,20	3,09	14%
			4	20,85	2,30	14%
A5 (270-330°W/ 80°S-0)	2002-2011 (3° década)	53%	1	4,50	1,42	51%
			2	5,54	1,66	21%
			3	8,61	1,52	13%
			4	11,39	1,84	15%
A6 (270-330°W/ 60°S-20°N)	2002-2011 (3° década)	46%	1	5,38	1,70	51%
			2	7,31	1,72	22%
			3	14,83	2,14	18%
			4	19,55	2,50	9%

É possível observar, diante desses resultados, que as oscilações de alta frequência têm grande relevância na variabilidade da atividade convectiva, claramente, dominando as regiões tropical, subtropical e extratropical da AS. Portanto, a partir dessa etapa, essa escala temporal foi enfatizada. Os dados diários de ROL foram filtrados na escala de 2-10 dias (TORRENCE; COMPO, 1998).

A série temporal foi reduzida para a década mais recente, por não demonstrar ser um fator determinante nos resultados. Também, optou-se por basear as análises seguintes na região A3 (250-360°W/80°S-0), por representar com maior distinção os distúrbios de alta frequência e permitir a visão de parte dos oceanos Pacífico e Atlântico.

Antecedendo a análise do POP, foram selecionados os modos de variabilidade mais significativos através da análise de EOF. As 20 primeiras EOFs foram utilizadas para o cálculo dos Padrões Principais de Oscilação, representando 39% da variabilidade da série de dados filtrada.

A Tabela 4 apresenta a síntese dos resultados obtidos com a aplicação do POP na série de dados de ROL filtrada na escala de 2-10 dias, para o período de 2002-2011 e a área de estudo A3. Os modos do ROL/POP encontrados têm períodos que variam de 4 a 6 dias (coluna 5) e um tempo de decaimento médio menor que 3 dias (coluna 6). O tempo de decaimento de um modo é o tempo que a amplitude de uma sequência de padrões leva até decair exponencialmente. Dessa forma, o tempo de decaimento dos modos pode ser interpretado como a significância estatística desses modos ou o tempo em que o sinal ainda é observado antes que o ruído se torne predominante. No presente estudo, como o tempo de decaimento dos modos é menor que seu período, pode-se dizer que, no caso da onda com período de 6 dias, por exemplo, as oscilações permanecem durante a metade desse período antes de serem amortecidas.

Nas análises que seguem, foram descritos somente os dois primeiros modos do ROL/POP selecionados por representarem a maior parte da variabilidade da atividade convectiva (73%) (Tabela 4.2). Os padrões obtidos nesses modos têm características semelhantes, apresentam o deslocamento de trens de ondas, responsáveis por anomalias positivas e negativas de ROL, desde o Pacífico leste até a AS. Uma vez sobre o continente, se propagam para latitudes mais baixas, com deslocamento no sentido nordeste (Figura 4.14). Uma característica marcante desse modo é a banda de convecção que se intensifica ao

longo da sua propagação sobre o continente. Essa assinatura da atividade convectiva está associada às incursões de ar frio que ocorrem sobre o continente sul americano no período de verão (GARREAUD; WALLACE, 1998; SIQUEIRA; MACHADO, 2004; ARRAUT, 2008). O maior aporte de umidade sobre o continente nesse período, associado à penetração do ar frio de origem extratropical, são determinantes para esse processo (GARREUD; WALLACE, 1998; SATYAMURTY et al., 2013). O impacto das bandas convectivas sobre o total de precipitação durante o verão foi estimado por Garreud e Wallace (1998). Em latitudes ao sul de 25°S elas são responsáveis por 50% do total de precipitação observado, enquanto, no oeste da Amazônia respondem por 30% do total de precipitação e por 25% na costa nordeste do Brasil.

Uma forma de sintetizar a propagação dos distúrbios durante o ciclo do POP é apresentar a média dos padrões em uma faixa de latitude específica, como mostrado na Figura 18, para a faixa latitudinal entre 40 e 30°S, região onde estão localizados os núcleos com maior intensidade da convecção. Acompanhando os picos das anomalias nessa figura, pode-se observar a propagação dos distúrbios desde o Pacífico leste e a evolução do sinal em relação a sua localização. As maiores amplitudes das anomalias de ROL/POP são observadas entre 60 e 15°W, sobre o sudeste da AS e o oceano Atlântico sudoeste. (Figura 4.19). Garreaud (2000) descreveu padrões com as mesmas características associados ao deslocamento de massas de ar, originadas nos extratropicos, em direção ao equador, os quais ele denominou de incursões de ar frio. Outros autores também identificaram modos dominantes na escala sinótica relacionados às incursões de ar frio, como Kousky e Cavalcanti (1997), Marengo (1997), Vera e Vigliarolo (2000), Siqueira e Machado (2004), Siqueira et al. (2005), Pezza e Ambrizzi (2005a, 2005b) e Arraut (2008).

Tabela 4.2 Números característicos do POP obtidos a partir dos dados filtrados na escala sinótica (2-10 dias) para o período de 2002-2011 e a área de estudo A3.

Faixa longitudinal	Intervalo de tempo	Variância explicada 20 EOFs	Modos POP	Período (dias)	Tempo de decaimento (dias)	Variância explicada POPs
A3 (250-360°W/ 80°S-0)	2002-2011 (3ª década)	93%	1	4,20	2,63	49%
			2	5,83	3,49	24%
			3	4,14	2,28	15%
			4	5,20	2,71	12%

4.2.1 Primeiro modo do ROL/POP

Os padrões espaciais obtidos nas componentes real e imaginária do primeiro modo ROL/POP são apresentados na Figura 4.14. A análise simultânea dessas componentes possibilita que a propagação das anomalias de ROL, que caracterizam esse modo, sejam acompanhadas através de um ciclo. O ciclo do POP permite observar que os distúrbios relacionados ao primeiro modo se originam sobre o Pacífico leste e se propagam em direção a AS. Quando alcançam o continente, passam por alterações na sua trajetória, adquirindo uma componente meridional e se deslocando para nordeste, em direção as regiões subtropicais e tropicais. À medida que se propagam, os padrões decaem corrente acima enquanto novos centros se desenvolvem corrente abaixo.

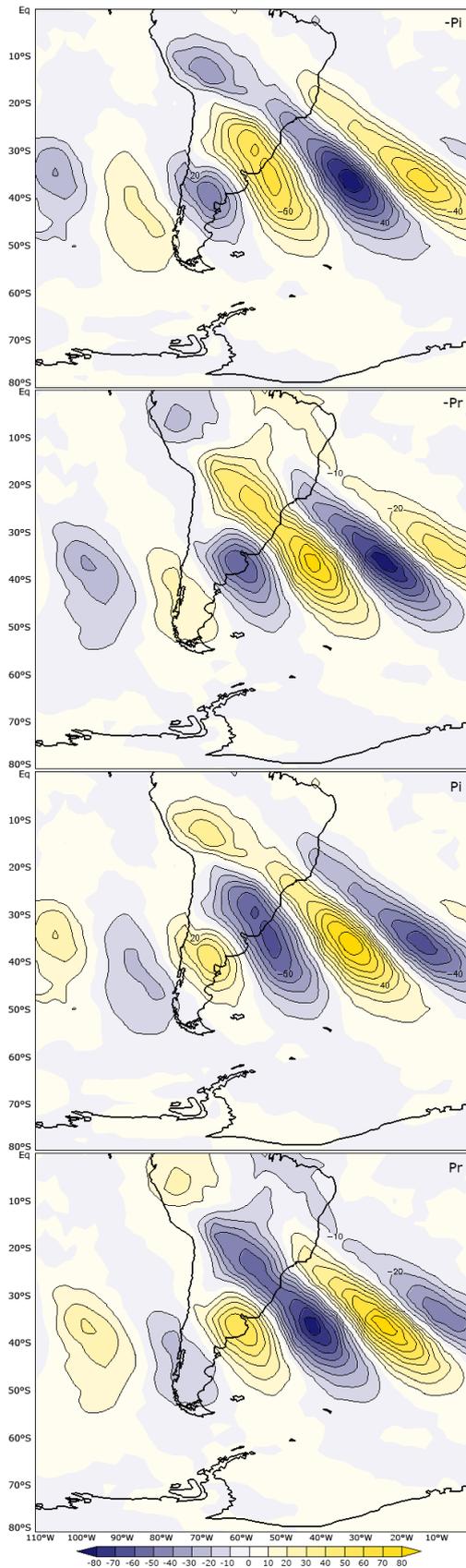


Figura 4.14 Padrões espaciais das componentes real e imaginária do primeiro modo do POP, obtidos a partir dos dados filtrados na escala sinótica (2-10 dias) para o período de 2002-2011 e área de estudo A3.

Uma característica marcante desse modo é a banda de convecção que se intensifica ao longo da sua propagação sobre o continente. Essa assinatura da atividade convectiva está associada às incursões de ar frio que ocorrem sobre o continente sul americano no período de verão (GARREAUD; WALLACE, 1998; SIQUEIRA; MACHADO, 2004; ARRAUT 2008). O maior aporte de umidade sobre o continente nesse período, associado à penetração do ar frio de origem extratropical, são determinantes para esse processo (GARREUD; WALLACE, 1998; SATYAMURTY et al., 2013). O impacto das bandas convectivas sobre o total de precipitação durante o verão foi estimado por Garreud e Wallace (1998). Em latitudes ao sul de 25°S elas são responsáveis por 50% do total de precipitação observado, enquanto, no oeste da Amazônia respondem por 30% do total de precipitação e por 25% na costa nordeste do Brasil.

Uma forma de sintetizar a propagação dos distúrbios durante o ciclo do POP é apresentar a média dos padrões em uma faixa de latitude específica, como mostrado na Figura 4.15, para a faixa latitudinal entre 40 e 30°S, região onde estão localizados os núcleos com maior intensidade da convecção. Acompanhando os picos das anomalias nessa figura, pode-se observar a propagação dos distúrbios desde o Pacífico leste e a evolução do sinal em relação a sua localização. As maiores amplitudes das anomalias de ROL/POP são observadas entre 60 e 15°W, sobre o sudeste da AS e o oceano Atlântico sudoeste.

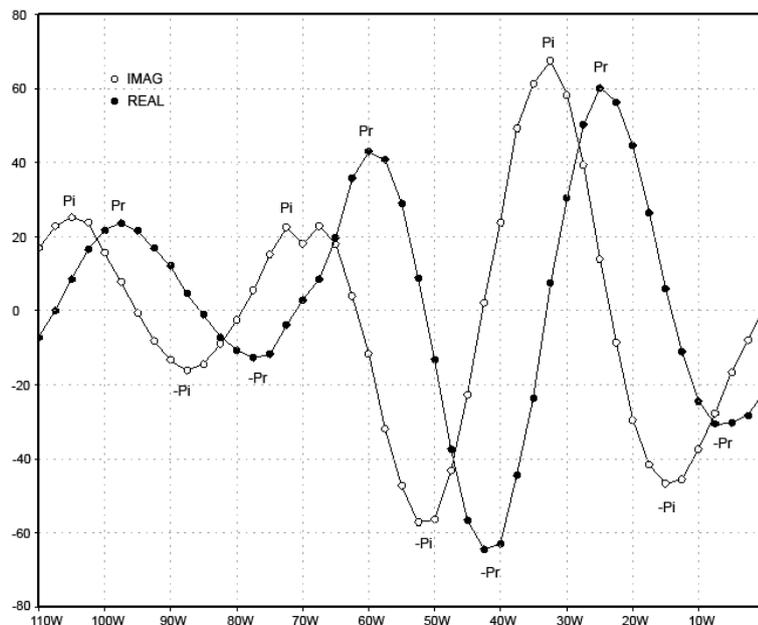


Figura 4.15 Média meridional dos padrões espaciais das componentes real e imaginária do primeiro modo do POP na faixa de latitude de 40-30°S.

Para melhor compreensão física de cada modo foram elaborados compostos de algumas variáveis, a partir dos coeficientes temporais das componentes real e imaginária do ROL/POP. As datas em que foram obtidos os maiores valores positivos ou negativos dos coeficientes temporais da série real e imaginária foram selecionadas (Tabela 4.3) e os campos médios nessas datas foram organizados de acordo com o ciclo do POP, a fim de que seja acompanhada a evolução temporal dos padrões. Para facilitar a comparação com estudos anteriores, a etapa em que foi observada a maior amplitude dos padrões (Figura 4.15), Pi, foi considerada como o estágio maduro da incursão de ar frio (DIA 0). Desta forma, os dias -n (+n) são n dias antes (depois) da máxima intensidade.

Tabela 4.3 Datas em que ocorreram os valores máximos dos coeficientes temporais do primeiro modo ROL/POP, utilizadas para elaboração dos compostos.

Pr	Pi	-Pr	-Pi
12/out/09	20/abr/09	27/nov/10	26/ago/09
12/dez/09	21/set/06	04/abr/05	15/set/03
30/mar/05	01/jun/06	05/mai/05	12/dez/10
07/jun/11	05/fev/09	15/out/05	12/jun/09
11/out/06	13/dez/09	23/jul/11	14/abr/06
25/dez/10	07/dez/05	25/jun/09	23/nov/07
31/mai/06	25/out/04	13/jan/07	24/ago/04
13/dez/10	31/mar/05	14/dez/09	10/ago/07
28/set/06	07/ago/03	04/set/04	29/set/08
20/set/06	08/dez/02	22/set/06	08/jan/06
22/mai/07	01/jan/04	02/jun/06	11/fev/09
01/out/05	29/set/04	10/abr/04	06/jun/11
16/mar/03	11/set/03	14/abr/06	12/jan/10
22/ago/11	27/abr/10	21/abr/09	29/out/04
15/abr/06	17/mai/05	22/nov/07	11/out/09
17/jan/08	27/mai/09	22/jan/03	28/set/03
13/jul/11	01/out/02	30/set/04	10/out/06
11/set/05	19/jun/02	05/dez/09	25/set/02
06/out/03	16/jan/05	05/jun/11	24/mai/05
09/set/06	05/mai/10	02/out/02	10/jul/04

Para que se tenha uma ideia geral da circulação atmosférica no decorrer da propagação dos distúrbios que caracterizam o primeiro modo, na Figura 4.16 são apresentados os compostos do vento horizontal em altos níveis (300 hPa), elaborados conforme a descrição anterior. Por meio dessa figura, observa-se que a circulação em grande escala exibe o

padrão tipicamente observado nos casos de incursões de ar frio descritas na literatura, uma onda de latitudes médias, com a crista localizada no sudeste do oceano Pacífico e o cavado sobre o sul da AS e o oceano Atlântico (GARREAUD, 2000; KRISHNAMURTI et al., 1999). À medida que se propaga para leste essa onda se amplifica, atingindo seu máximo nos dias -1 e 0. A amplificação desse sistema crista-cavado corrente abaixo sobre o oceano Pacífico foi relacionada às incursões de ar frio que ocorrem sobre a AS (KRISHNAMURTI et al., 1999). Essa configuração canaliza o ar frio sobre o continente em direção as regiões subtropicais.

Outro importante aspecto a ser discutido na Figura 4.16 é a presença da corrente de jato subtropical sobre o sudeste da AS e o Atlântico sul. Nos dias que antecedem o estágio maduro da incursão (DIA -2 e DIA -1), observa-se que o jato subtropical, localizado inicialmente em 45°S e 50°W, sofre uma intensificação, que ocorre como resultado da convergência, no lado equatorial do cavado, dos ventos de sudoeste predominantes sobre o sul da AS. No DIA 0, com o deslocamento do sistema crista/cavado para leste, o jato atinge sua máxima intensidade e extensão, nessa etapa seu núcleo localiza-se, aproximadamente, em 45°S e 30°W. A aceleração do vento horizontal, devido ao jato subtropical, induz uma célula de circulação secundária no plano normal ao eixo do jato, causando na sua entrada, movimento subsidente no lado polar e ascendente no lado equatorial. Essas duas características colaboram com a incursão do ar frio, a subsidência no lado polar é responsável por manter o anticiclone em baixas latitudes e o movimento ascendente no lado equatorial causa o resfriamento adiabático do ar na média troposfera favorecendo a entrada do ar frio (GARREAUD, 2000 E VERA; VIGLIAROLO, 2000).

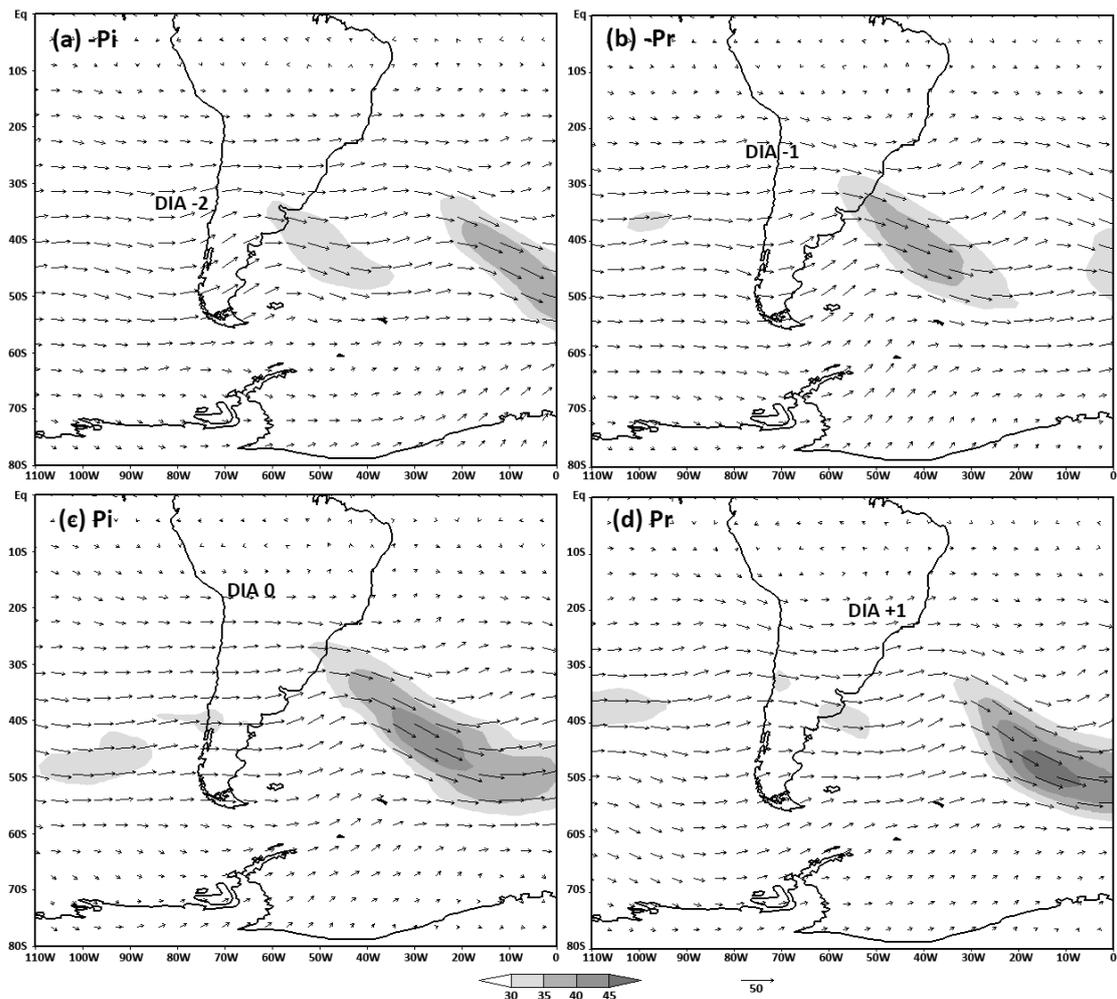


Figura 4.16 Compostos do vento horizontal (m/s) em 300 hPa para o primeiro modo ROL/POP. (a) Etapa -Pi, dia -2. (b) Etapa -Pr, dia -1. (c) Etapa Pi, dia 0. (d) Etapa Pr, dia +1. O vetor de referência é mostrado abaixo da figura. A região sombreada refere-se a magnitudes maiores que 30 m/s.

Os compostos das anomalias de altura geopotencial nos níveis de 850 e 300 hPa (Figura 4.17), confirmam o caráter baroclínico que predomina nas incursões de ar frio. Características típicas dos distúrbios baroclínicos, como a máxima amplitude das perturbações em altos níveis, a inclinação para oeste com a altura, a direção de propagação dos distúrbios, a sotavento da cadeia de montanhas, para nordeste com orientação noroeste-sudeste (GAN; RAO 1991; 1994; BERBERY; VERA 1996; SELUCHI et al. 1998), são observadas no primeiro modo ROL/POP.

Por meio das anomalias de geopotencial observa-se, dois dias antes da máxima amplitude das anomalias de ROL/POP, etapa -Pi (DIA -2), um distúrbio anticiclônico sobre o sudeste do Pacífico, enquanto outro centro anticiclônico está posicionado sobre o oceano Atlântico sul. Entre eles, a leste dos Andes, sobre a AS e o sul do oceano Atlântico, uma perturbação

ciclônica é observada. Essa circulação ciclônica também é observada no campo do vento horizontal em 850 e 300 hPa, nas Figura 4.18 e Figura 4.19, respectivamente. Nessas, observa-se que o centro ciclônico é precedido por uma região de anomalias positivas de temperatura e sucedido por anomalias negativas. Na etapa -Pr, DIA -1, a circulação ciclônica é intensificada e se desloca para sudeste e o centro anticiclônico, localiza-se sobre o continente (Figura 4.17). Observa-se, na Figura 4.18, que essa intensificação do ciclone favorece o avanço do ar frio, aumentando a advecção fria na região subtropical, as máximas anomalias negativas são observadas sobre o norte e centro da Argentina. Por meio da Figura 4.19, nota-se que essa massa de ar frio tem uma grande profundidade, mantendo suas características até os níveis mais altos. No dia 0 (Pi), o centro ciclônico sobre o oceano Atlântico atinge seu máximo e encontra-se conectado com um centro a leste da Península Antártica. Na Figura 4.18 observa-se que as máximas anomalias negativas de temperatura são observadas sobre o Uruguai e o sul do Brasil, porém o ar frio atinge latitudes de até 15°S. A ligação com o centro ciclônico a leste da Península Antártica parece promover essa advecção fria. Em altos níveis (Figura 4.19) a massa de ar frio pode ser identificada, ainda que menos intensa do que na etapa anterior. No DIA +1, os centros ciclônico e anticiclônico começam a desintensificar e se deslocam para leste.

O padrão espacial obtido no primeiro modo ROL/POP caracteriza as incursões de ar frio que ocorrem durante o verão. Por meio do ciclo do POP é possível acompanhar a propagação dos distúrbios de ROL relacionados a esses casos. E, através da elaboração de compostos, identificar os processos físicos associados a eles. Através dessas análises, foi possível observar que a máxima amplitude da atividade convectiva ocorreu na etapa Pi. Os compostos de altura geopotencial, vento horizontal e temperatura mostram que nessa etapa, o máximo desenvolvimento do centro ciclônico, proporciona a incursão do ar frio com origem na região leste da Península Antártica até latitudes acima de 15°S.

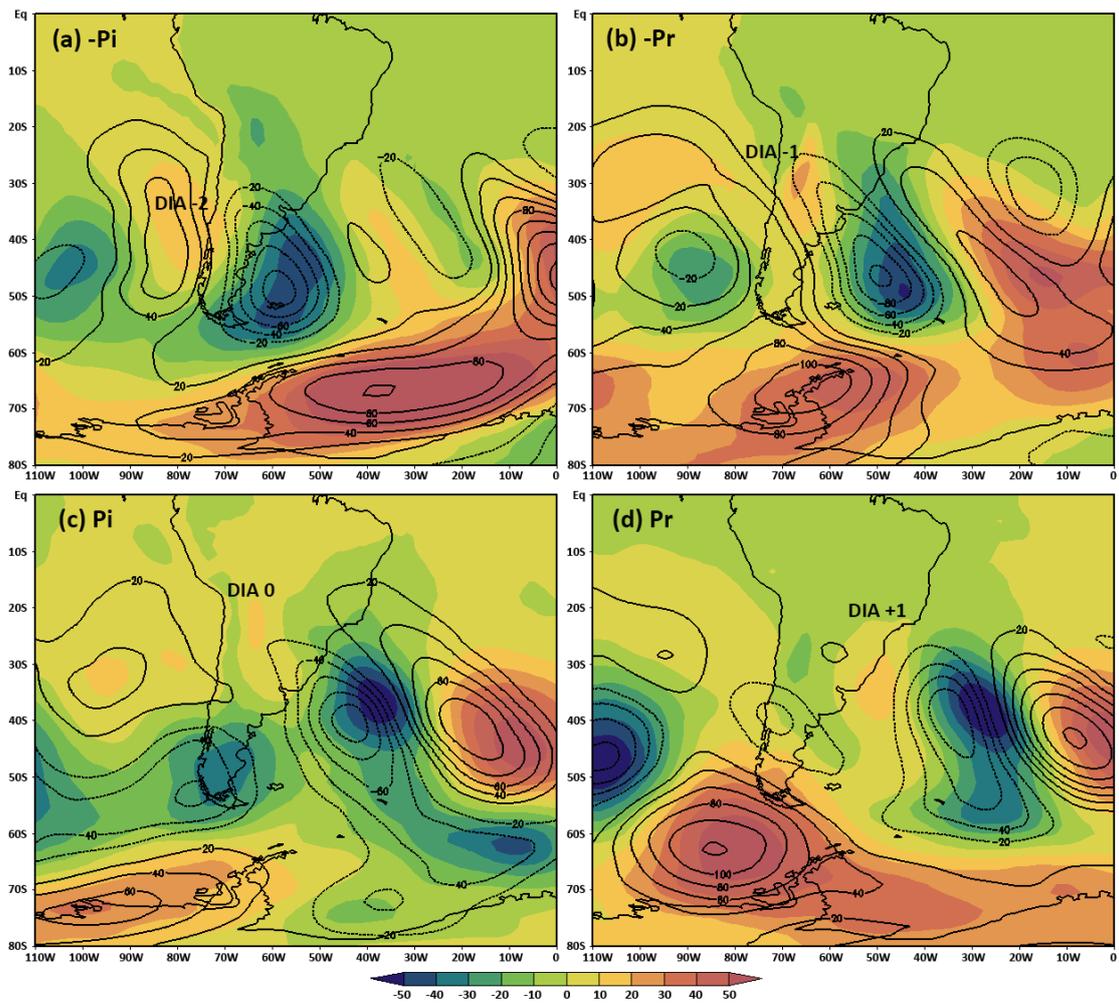


Figura 4.17 Compostos das anomalias da altura geopotencial (m) em 850 hPa (sombreado) e 300 hPa (contorno) para o primeiro modo ROL/POP. A escala de cores tem intervalo de 10 m. Os contornos tem intervalo de 20 m, as linhas negativas são pontilhadas e a linha zero omitida.

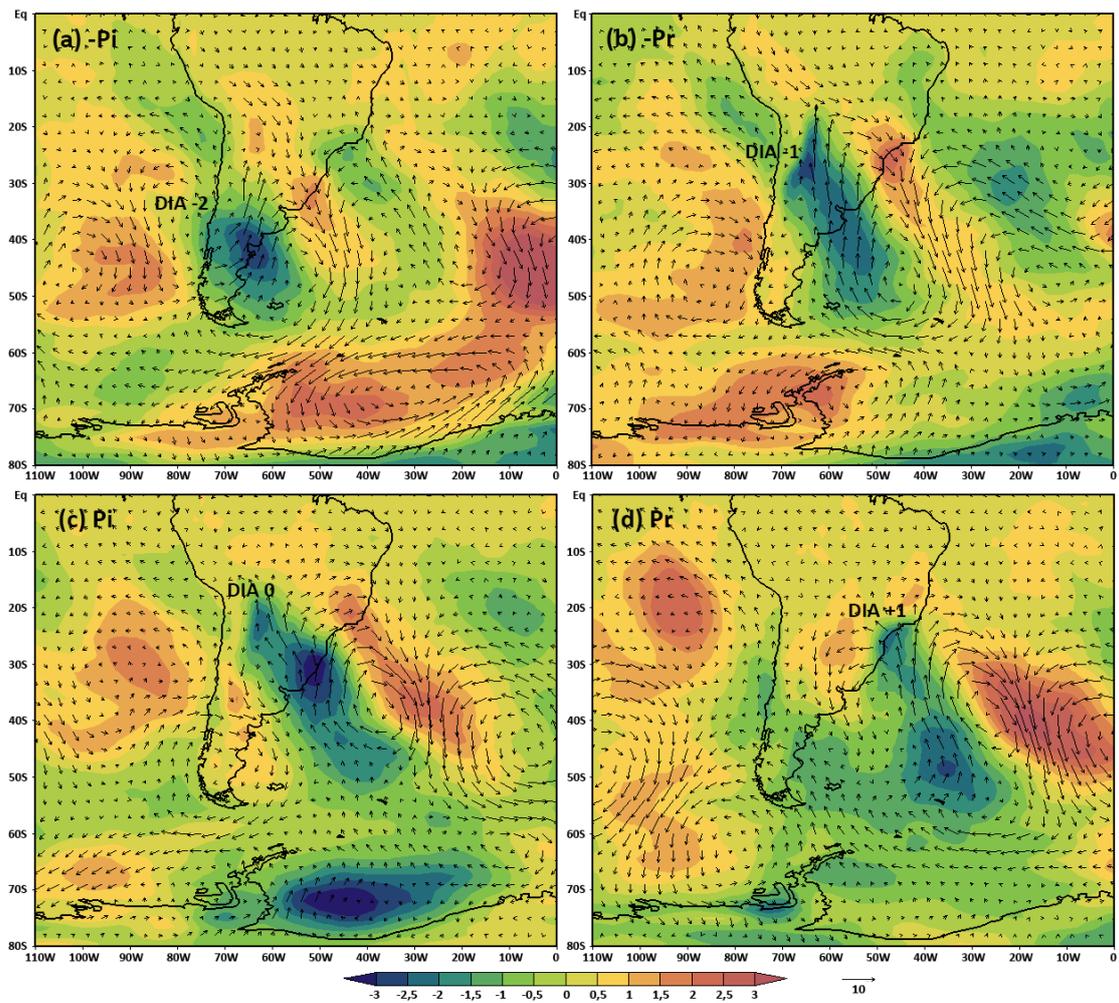


Figura 4.18 Compostos das anomalias do vento horizontal (m/s) e da temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) em 850 hPa para o primeiro modo ROL/POP. O vetor de referência é mostrado abaixo da figura.

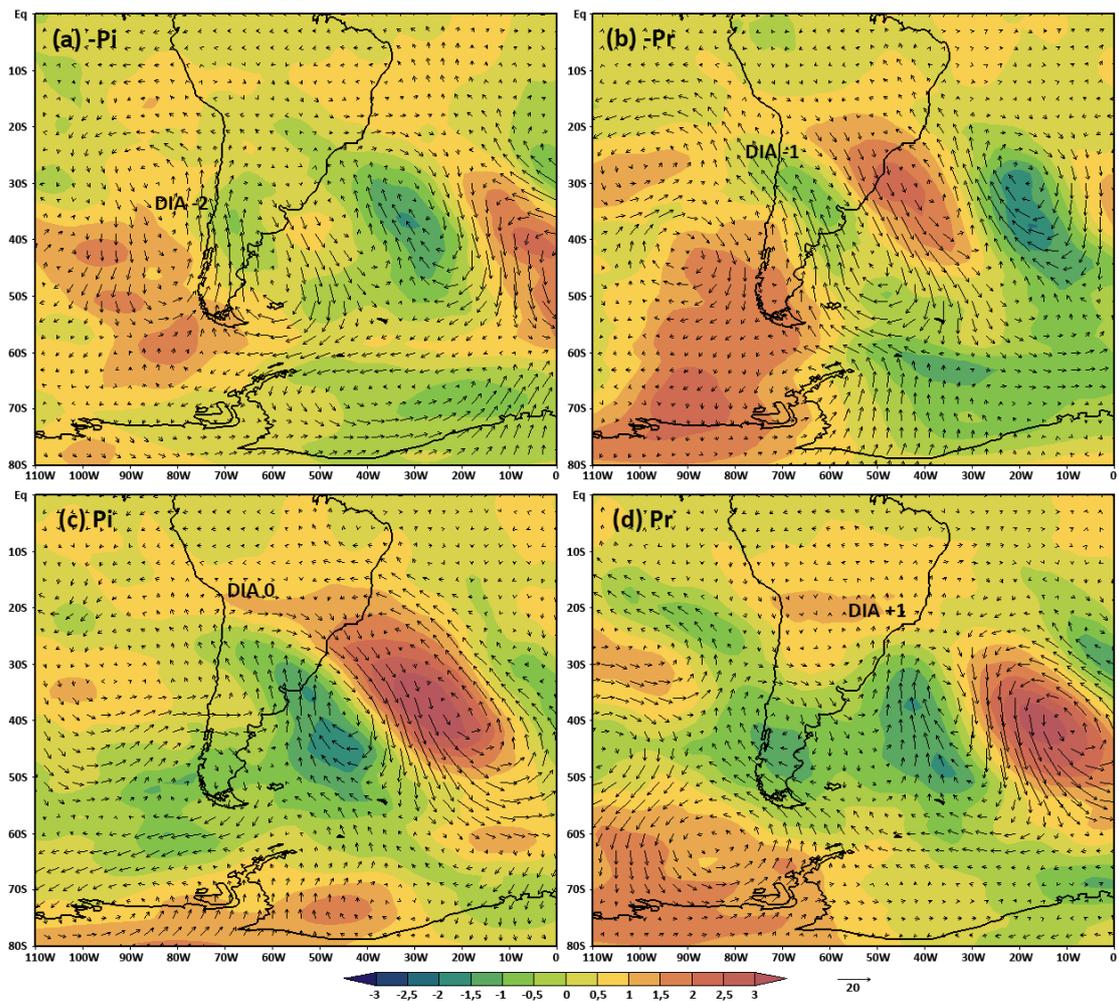


Figura 4.19 Compostos das anomalias do vento horizontal (m/s) e da temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) em 300 hPa para o primeiro modo ROL/POP. O vetor de referência é mostrado abaixo da figura.

4.2.2 Segundo modo do ROL/POP

O segundo modo obtido nas análises do POP (Figura 4.20) está relacionado às incursões de ar frio que ocorrem durante o inverno, nas quais a queda de temperatura é o principal efeito, podendo causar geadas nas regiões subtropicais (MARENGO, 1997; VERA; VIGLIAROLO, 2000; GARREAUD, 2000). Esse modo tem uma organização mais clara que o primeiro, pois não sofre influência da convecção na região tropical, por ser observado no período de inverno. Como já foi dito, as características dos padrões obtidos nos dois modos analisados são similares, porém, a extensão dos padrões do segundo modo sobre a região tropical é maior, devido a maior intensidade das massas de ar frio que acompanham os distúrbios. Esse fato demonstra a ação da escala sinótica na região tropical e ratifica a interação extratropicos-tropicos causada pelos sistemas de alta frequência.

Padrões semelhantes aos obtidos no segundo modo do POP, foram observados por Vera et al. (2002), Cavalcanti e Kayano (1999) e Berbery e Vera (1996), no campo do vento meridional em altos níveis no período de inverno. O uso de filtro foi dispensado nessas análises, devido a evidências de que a variabilidade do vento meridional concentra-se nas altas frequências, principalmente no hemisfério sul (TRENBERTH, 1981).

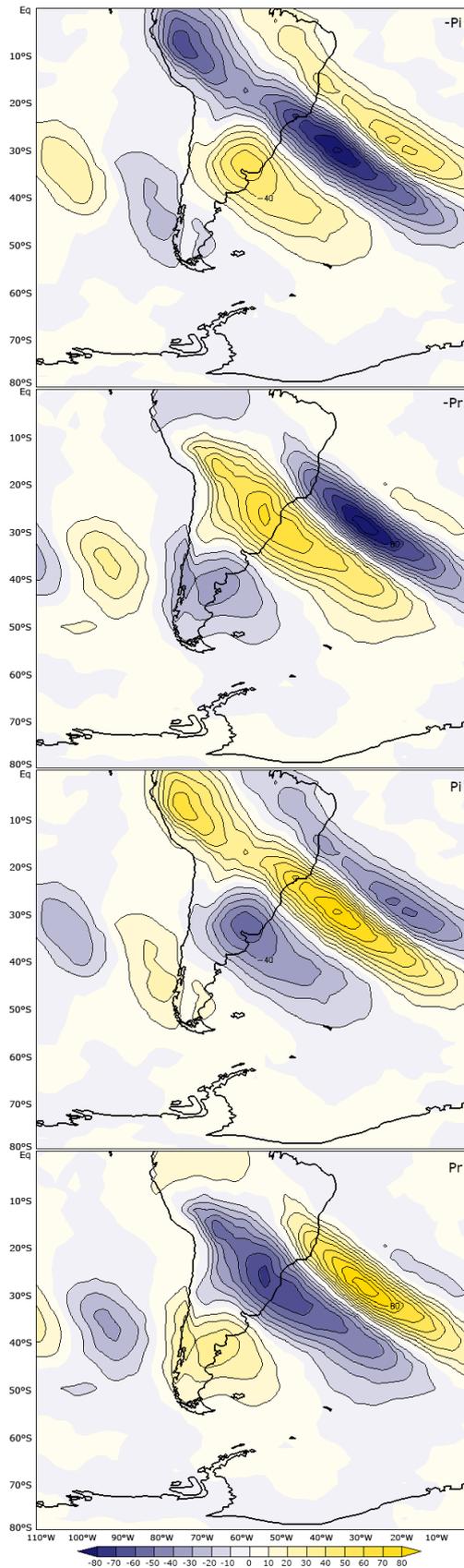


Figura 4.20 Padrões espaciais das componentes real e imaginária do segundo modo do POP, obtidos a partir dos dados filtrados na escala sinótica (2-10 dias) para o período de 2002-2011 e área de estudo A3.

No primeiro modo ROL/POP, o estágio maduro da incursão de ar frio é atingido em Pi , como mostrado na Figura 4.15. No segundo modo, a propagação é mais lenta, a intensidade máxima é atingida duas etapas depois, em $-\text{Pi}$, 1/2 do período a mais do que o primeiro modo (Figura 4.21). Na Tabela 4, pode-se verificar que o período do primeiro modo é de aproximadamente 4 dias e do segundo de 6 dias. A Figura 4.21 sintetiza a evolução desse distúrbio desde o Pacífico oeste até o oceano Atlântico.

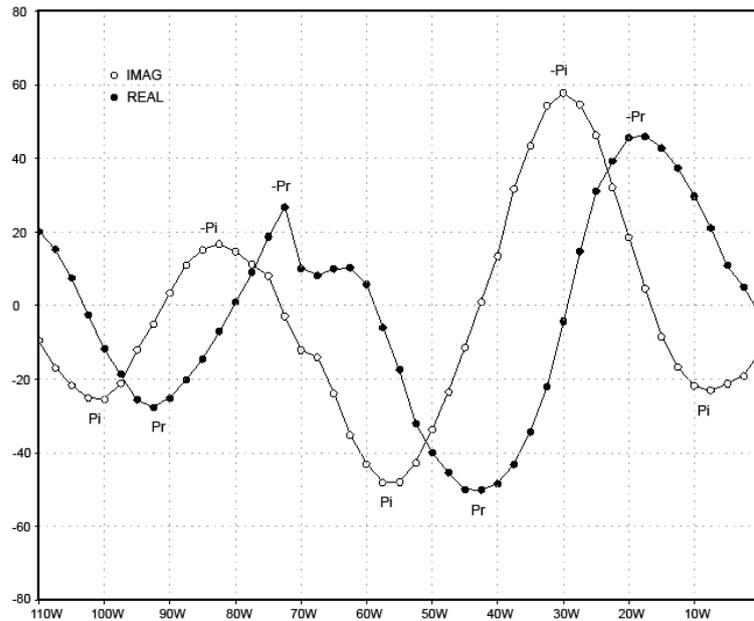


Figura 4.21. Média meridional dos padrões espaciais das componentes real e imaginária do segundo modo do POP na faixa de latitude de $40\text{-}30^\circ\text{S}$.

A Figura 4.22 mostra os compostos do vento horizontal em altos níveis (300 hPa) elaborados a partir dos coeficientes temporais do segundo modo ROL/POP (Tabela 4.4), conforme descrito anteriormente. Como foi observado no primeiro modo (Figura 4.16), a circulação em grande escala é caracterizada por um trem de ondas de latitudes médias, com a crista localizada no sudeste do oceano Pacífico e o cavado sobre o sul da AS e o oceano Atlântico. O sistema crista/cavado observado no segundo modo apresenta uma curvatura mais acentuada do que primeiro, a maior amplitude dessa onda é atingida nos dias -1 e 0. Deve-se destacar também que a extensão e a intensidade do jato subtropical são maiores no segundo modo do ROL/POP e sua localização mais oeste em relação ao primeiro modo, permanecendo mais próximo ao continente, o que pode justificar a maior penetração do ar frio sobre o continente.

Tabela 4.4. Datas em que ocorreram os valores máximos dos coeficientes temporais do segundo modo ROL/POP, utilizadas para elaboração dos compostos.

Pr	Pi	-Pr	-Pi
04/nov/02	27/set/05	13/nov/04	04/nov/10
10/abr/03	30/out/02	07/dez/07	30/mar/02
16/jan/05	21/set/08	25/set/02	20/out/10
10/jan/03	05/nov/02	13/out/06	03/jul/05
14/abr/08	06/nov/02	25/set/06	22/ago/05
07/nov/05	09/mai/07	01/dez/04	25/dez/10
15/nov/09	29/nov/04	01/ago/11	11/out/09
29/out/02	26/abr/05	09/abr/09	02/dez/04
06/nov/05	11/jan/05	01/nov/02	02/set/08
16/abr/06	17/abr/06	01/dez/06	16/jul/11
30/nov/05	13/set/05	30/nov/06	15/mai/10
26/set/05	16/ago/03	29/out/04	02/dez/06
01/dez/05	17/jan/05	16/abr/09	29/set/05
24/dez/11	03/jul/08	10/out/09	15/jan/05
19/jun/08	30/abr/05	30/nov/04	03/nov/02
20/set/08	17/jul/04	31/out/02	09/nov/04
15/ago/03	15/abr/09	13/jun/09	08/abr/03
03/dez/06	10/abr/04	30/ago/06	05/nov/05
04/abr/10	31/jul/11	28/set/05	28/nov/05
14/fev/04	25/nov/05	03/dez/05	23/ago/09

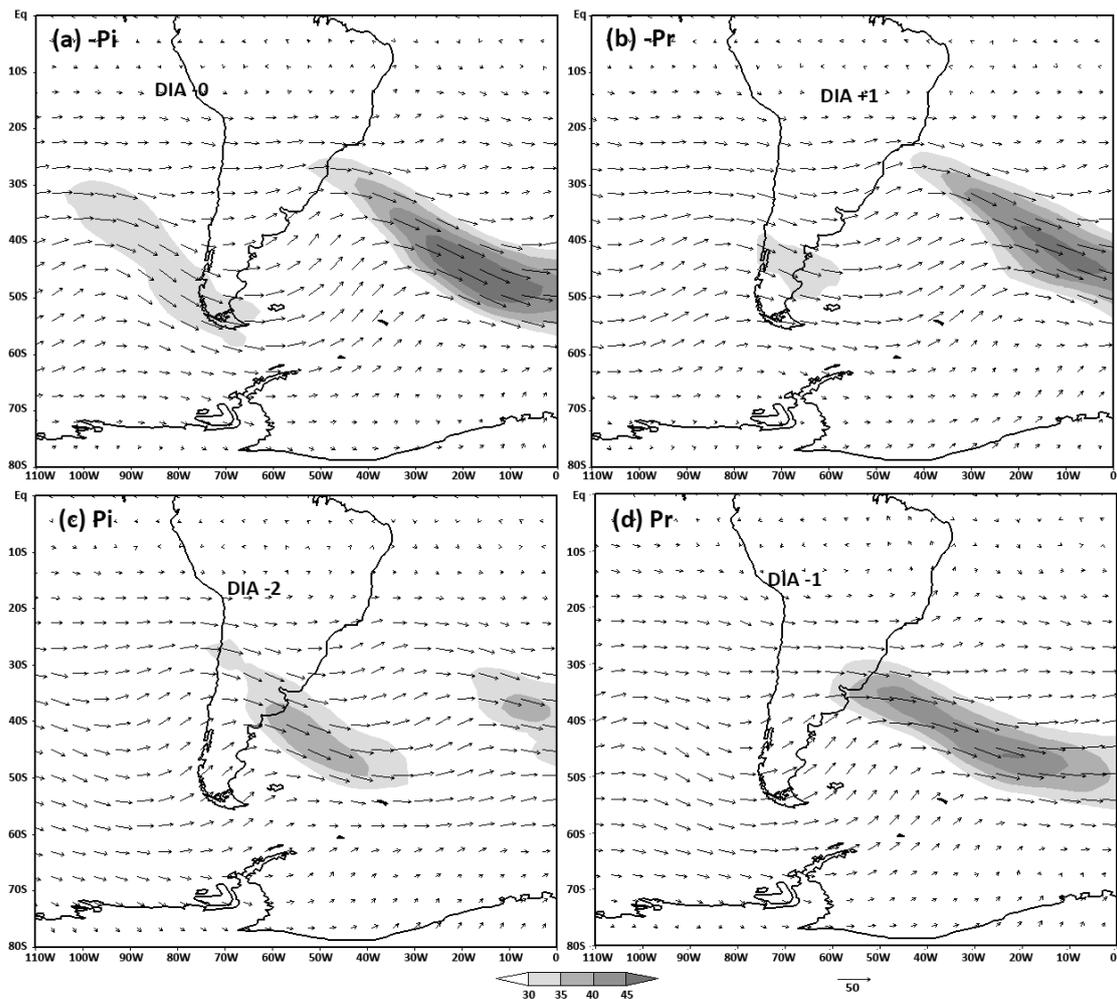


Figura 4.22 Compostos do vento horizontal (m/s) em 300 hPa para o segundo modo ROL/POP. O vetor de referência é mostrado abaixo da figura. A região sombreada refere-se a magnitudes maiores que 30 m/s.

Os compostos das anomalias de altura geopotencial nos níveis de 850 e 300 hPa do segundo modo ROL/POP são apresentados na Figura 4.23 Assim como foi observado no primeiro modo, os distúrbios exibem um caráter baroclínico. As anomalias de geopotencial nesse modo são mais intensas que as observadas no primeiro modo.

Por meio das anomalias de geopotencial observa-se, dois dias antes da máxima amplitude das anomalias de ROL/POP, na etapa Pi (DIA -2), uma extensa região de distúrbios anticiclônicos desde o oceano Pacífico até o leste da Península Antártica, que se conecta a um segundo centro posicionado sobre o Atlântico sul (Figura 4.23 c). Entre esses centros anticiclônicos é observado um centro de anomalias negativas de geopotencial. Em altos níveis, a orientação desses centros é noroeste/sudeste e os padrões observados caracterizam de forma clara o deslocamento de trens de ondas. Nas Figura 4.24 c e Figura 4.25 c, as anomalias do vento horizontal e da temperatura do ar em 850 e 300 hPa, mostram a

circulação associada ao campo geopotencial e o deslocamento da massa de ar frio. Observa-se, precedendo o centro ciclônico, a nordeste, uma região de anomalias positivas de temperatura e sucedendo esse centro, a sudoeste, uma região de anomalias negativas de temperatura. Na etapa Pr (DIA -1), a circulação ciclônica sobre o Atlântico atinge sua máxima intensidade e com apoio da circulação associada ao anticiclone sobre o Pacífico, aumenta a advecção de ar frio sobre o continente, cuja origem é o leste da Península Antártica (Figura 4.24 d). No padrão ROL/POP as anomalias negativas de ROL são a característica mais marcante nessa etapa (Figura 4.20 d) e são resultado do avanço desse ar frio. Nesse momento, os centros anticiclônicos já estão dissociados, possivelmente, devido à intensificação da convecção (Figura 4.23 d). No dia 0 (-Pi) (Figura 4.23 a Figura 4.24 a e Figura 4.25 a), são observadas as maiores anomalias positivas de geopotencial sobre o continente, a massa de ar frio atinge as latitudes mais baixas e a atividade convectiva tem sua maior extensão e profundidade. No DIA +1 (-Pr), as anomalias de geopotencial localizam-se sobre o oceano Atlântico (Figura 4.23 b), assim como, os centros ciclônico e anticiclônico (Figura 4.24 b e Figura 4.25 b), que começam a desintensificar.

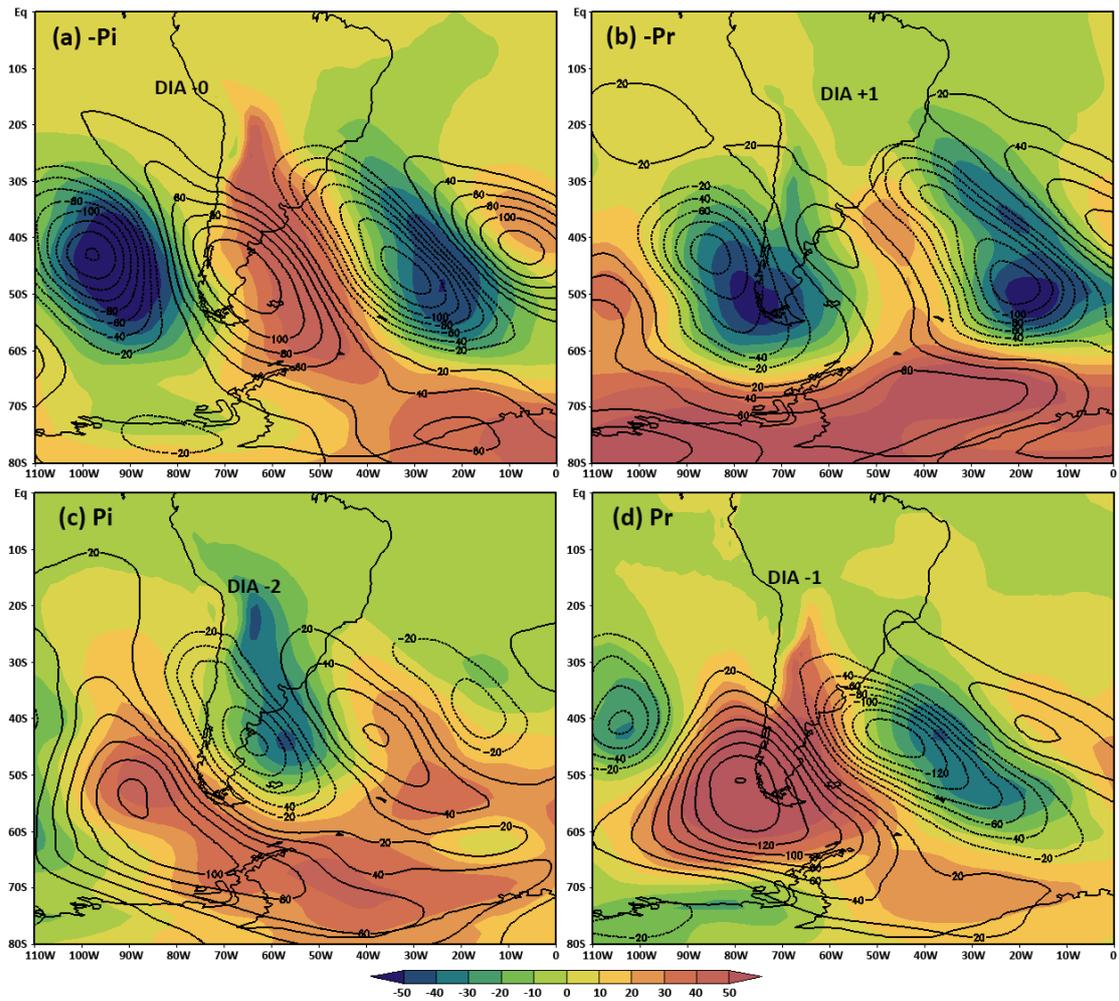


Figura 4.23 Compostos das anomalias da altura geopotencial (m) em 850 hPa (sombreado) e 300 hPa (contorno) para o segundo modo ROL/POP. A escala de cores tem intervalo de 10 m. Os contornos tem intervalo de 20 m, as linhas negativas são pontilhadas e a linha zero omitida.

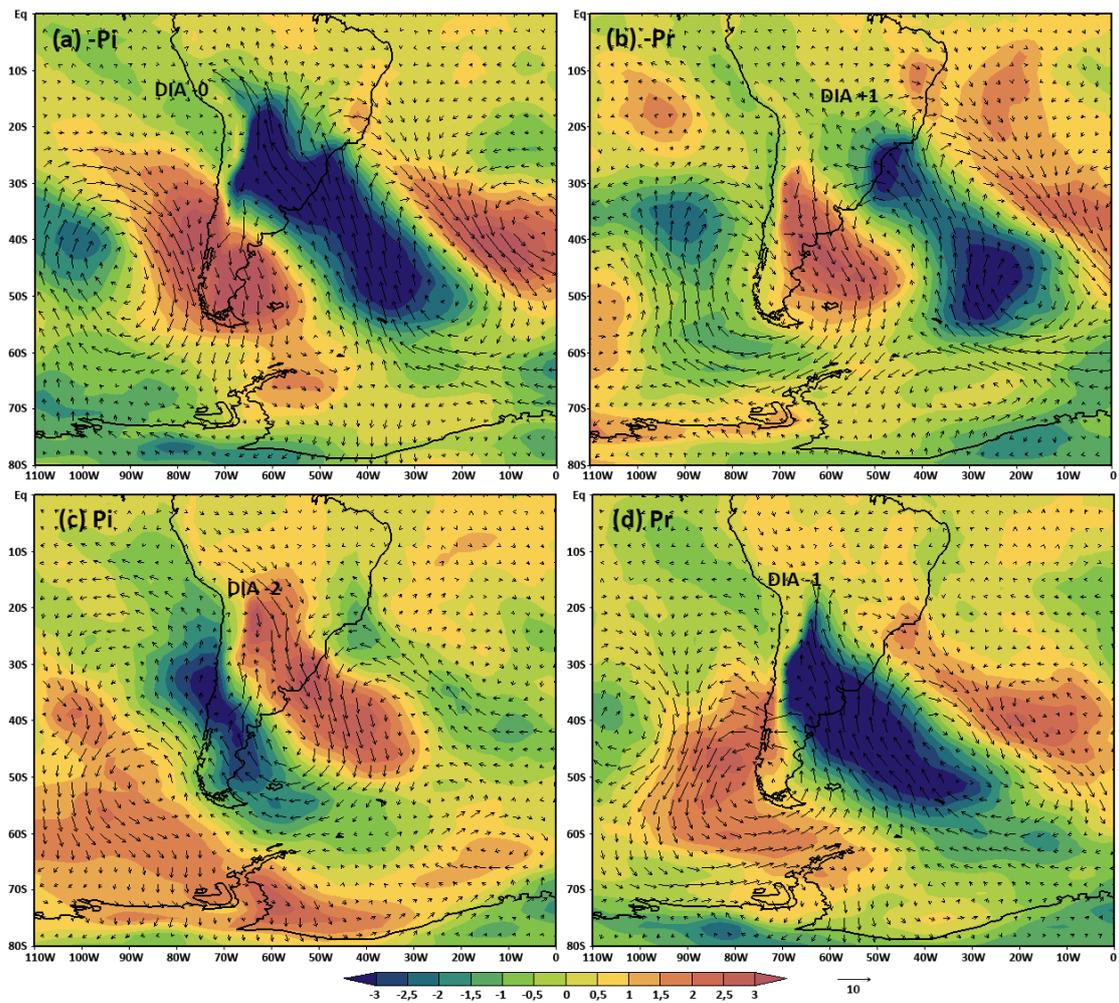


Figura 4.24 Compostos das anomalias do vento horizontal (m/s) e da temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) em 850 hPa para o segundo modo ROL/POP. O vetor de referência é mostrado abaixo da figura.

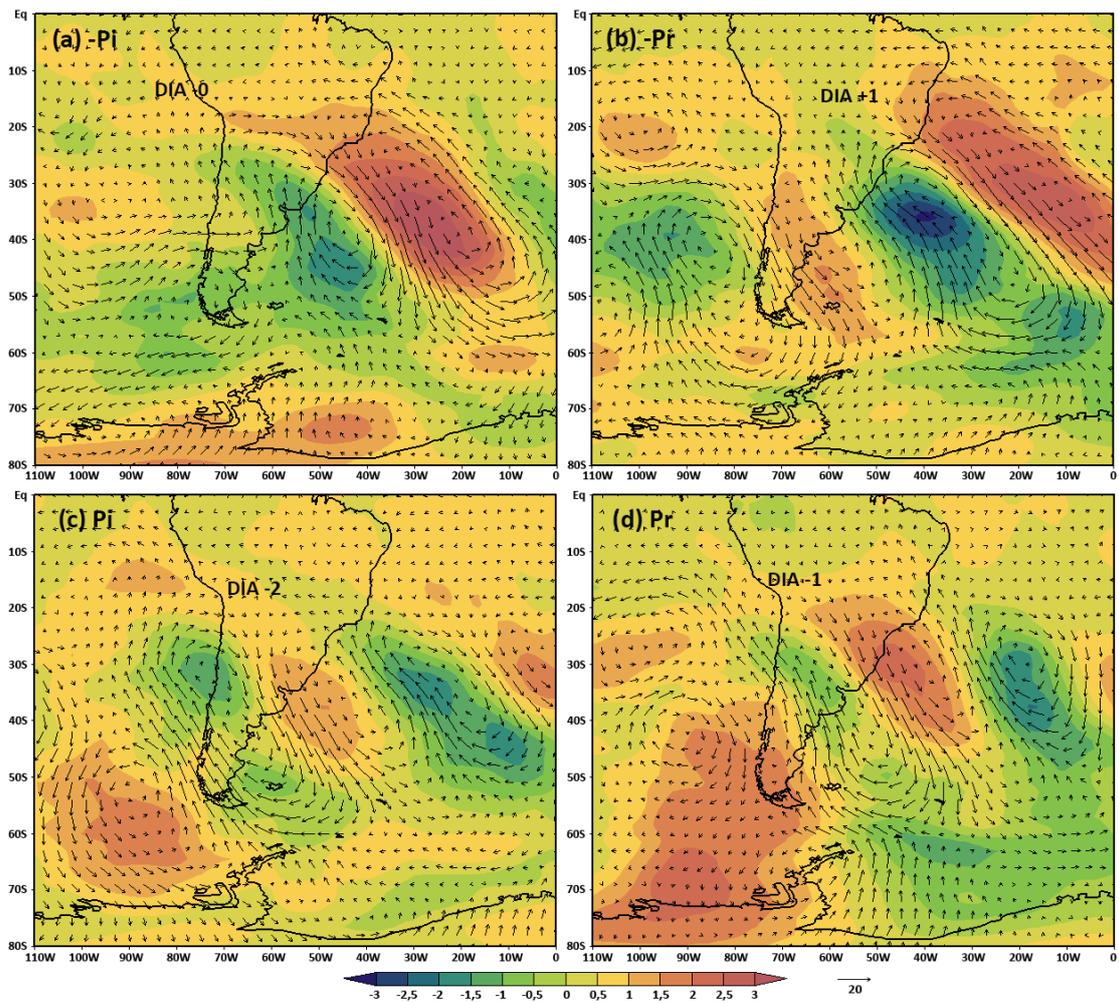


Figura 4.25 Compostos das anomalias do vento horizontal (m/s) e da temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) em 300 hPa para o segundo modo ROL/POP. O vetor de referência é mostrado abaixo da figura.

4.2.3 Compostos de precipitação

A Figura 4.26 mostra os compostos das anomalias de precipitação e temperatura do ar (850 hPa) nas etapas do ciclo do POP para o primeiro e o segundo modos obtidos nas análises. De forma geral, pode-se constatar que no primeiro modo (Figura 4.26 a, b, c, d) as anomalias de precipitação são mais intensas e persistentes, principalmente sobre o oceano Atlântico, e as anomalias de temperatura apresentam um gradiente menor que as observadas no segundo modo (Figura 4.26 e, f, g, h).

No primeiro modo ROL/POP, observa-se que as anomalias de precipitação sobre o continente (região extratropical) nas etapas iniciais (DIA -2 e -1) são mais intensas do que no segundo modo. Porém, como no período de verão a massa de ar frio perde suas características rapidamente devido às trocas de calor com a superfície, nas etapas finais do ciclo do POP (DIA 0 e +1) as maiores anomalias de precipitação ficam restritas a região oceânica, onde as trocas de calor são mais lentas e a massa de ar se mantém por um período mais longo. Ao contrário, no período de inverno, quando as massas de ar frio são mais intensas, as anomalias de precipitação sobre o continente (região subtropical e tropical) são maiores nas etapas finais (DIA 0 e +1), à medida que são alcançadas latitudes mais baixas, devido a maior disponibilidade de umidade.

Dessa forma, conclui-se que a dominância da escala sinótica no período verão é mais restrita a região extratropical. Essa constatação concorda com o que foi observado nas análises preliminares do POP, quando foi considerado o domínio espacial de 60°S-20°N, dois modos na escala intrasazonal aparecem para compor a variabilidade total. Portanto, no período de verão, o papel da escala intrasazonal na região tropical, apesar de não ser dominante, deve ser considerado.

As anomalias de temperatura observadas no segundo modo apresentam um gradiente maior que as observadas no primeiro. No segundo modo, observam-se valores de até -4 °C na região subtropical no dia em que a incursão de ar frio atinge seu estágio maduro. A abrangência das massas de ar frio nesse período, no período de inverno, também é maior do que no período de verão, atingindo o Brasil central e o sudoeste da Amazônia.

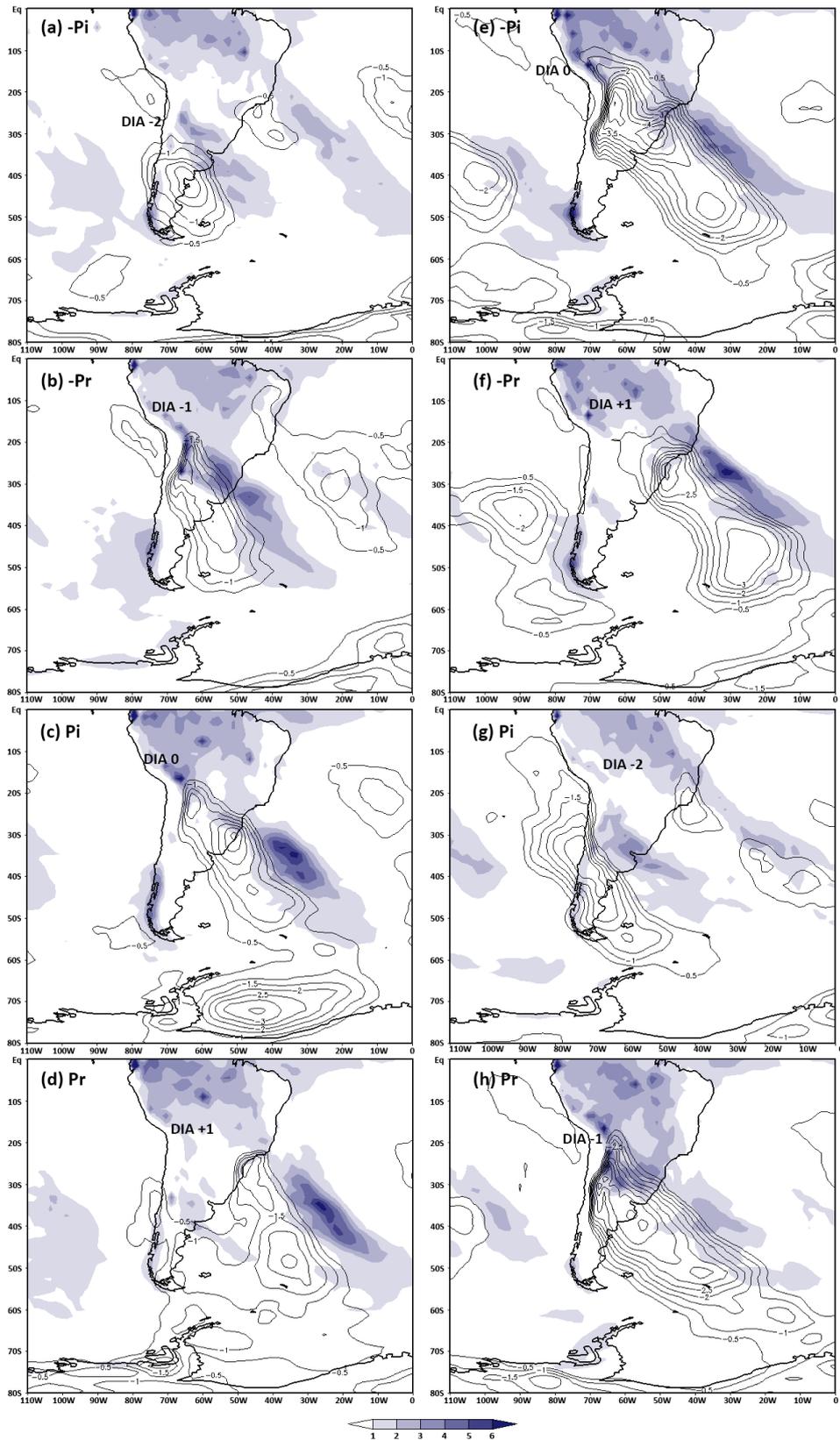


Figura 4.26 Compostos das anomalias de precipitação (mm) e temperatura do ar em 850 hPa ($^{\circ}\text{C}$) para o primeiro (a, b, c, d) e o segundo (e, f, g, h) modos do POP. Regiões sombreadas mostram as anomalias de precipitação e os contornos referem-se às anomalias negativas da temperatura.

5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Foram avaliados os modos dominantes da atividade convectiva sobre a América do Sul utilizando dois métodos de análise espectral, a Transformada de Ondaletas e os Padrões Principais de Oscilação (POP). A radiação de ondas longas emergente foi utilizada como um indicativo da atividade convectiva. O período de 1982 a 2011 foi selecionado para as análises.

A Transformada de Ondaletas foi aplicada na série temporal de dados diários de ROL não filtrada e foram avaliados o espectro global de potência e a amplitude das ondaletas espacializados nas escalas temporais de interesse. A utilização desse método permitiu o mapeamento das regiões de maior variabilidade nas escalas temporais determinadas. Em cada uma dessas escalas, destacam-se os seguintes resultados:

Na escala interanual, foi possível identificar que os padrões de variabilidade dominantes sobre a AS, nos períodos de verão e inverno, são semelhantes aos padrões de teleconexão desencadeados pela fase negativa dos eventos ENOS, nas duas estações.

Nas escalas intrasazonal, o padrão observado durante o verão é caracterizado por um dipolo entre o sudeste da AS e a região subtropical, esse padrão foi relacionado à propagação da OMJ e padrões de teleconexão que se estendem do oceano Pacífico sul até a AS.

Durante o verão, na escala submensal foi observado um padrão semelhante ao obtido na escala intrasazonal, porém com uma disposição mais meridional. No período de inverno foi observado na escala submensal um padrão característico de situações em que bloqueios atmosféricos impedem a propagação das frentes frias.

Na escala sinótica, os valores do espectro global de potência são muito superiores às demais escalas, indicando que os processos observados nessa escala envolvem transferências significativas de energia. O padrão obtido na escala sinótica durante o verão foi relacionado à propagação de um trem de ondas na direção nordeste, responsável por modular as anomalias de precipitação observadas sobre o nordeste do Brasil. Durante o inverno dois polos de variabilidade independentes são observados, o primeiro, na região tropical é caracterizado por um trem de ondas com orientação quase zonal, centrado em 20°N e foi relacionado às ondas de leste da África. O segundo polo afeta as regiões

subtropical e extratropical, apresenta as variâncias máximas sobre o Atlântico sudoeste e foi relacionado aos sistemas frontais.

O estudo de caso apresentado avaliou a influência da OIS na ocorrência da intensa precipitação observada durante o verão de 2010-2011 sobre a região sudeste do Brasil. Do ponto de vista da variabilidade interanual observou-se que a ocorrência das chuvas anômalas na região serrana do RJ em janeiro de 2011 não estava associada aos padrões globais de circulação devido à La Nina. Avaliaram-se também as conexões dessas chuvas anômalas com um bloqueio atmosférico que estava presente na vizinhança da AS. Observou-se que antes e durante o período analisado esse bloqueio possibilitou que entre os estados de Santa Catarina, Paraná e parte da região sudeste do Brasil houvesse chuvas contínuas com índices acima do esperado tal que o solo da região afetada e vizinhanças ficasse significativamente saturado antes mesmo do evento crítico, contribuindo assim para os deslizamentos de terra que foram observados. No que se refere ao impacto de sistemas de escala intrasazonal, os resultados mostraram que acentuada atividade convectiva na escala intrasazonal começou a atuar no sudeste do Brasil no final do mês de dezembro, intensificando a atuação de um evento de ZCAS. A OIS continuou a intensificar-se até o fim da primeira quinzena do mês de janeiro de 2011. Esta oscilação contribuiu de maneira significativa na ocorrência dos grandes volumes de chuva na região Sudeste intensificando a atuação dos sistemas atmosféricos regionais. Campos espaciais do fluxo de umidade integrado na vertical também detectaram a presença de convergência de umidade durante a primeira quinzena de janeiro de 2011. Grande parte do transporte de umidade na AS foi proveniente da região equatorial do Oceano Atlântico, que se curvou para sudeste na região da Bacia Amazônica. A ASAS intensificou o transporte de umidade, reforçando as condições atmosféricas que favoreceram a formação de nuvens.

O POP foi aplicado aos dados diários de ROL, assim como a Transformada de Ondaletas, porém nesse caso, houve a remoção do ciclo anual e semianual da série de dados. Ao contrário das aplicações envolvendo EOF que revelam essencialmente os padrões estáticos de variabilidade, o presente estudo, caracteriza a propagação da atividade convectiva por meio de padrões dinâmicos.

A utilização do método POP foi precedida de uma análise cujo intuito foi investigar o impacto dos parâmetros de entrada, como o período de tempo das análises e os domínios espaciais, sobre os resultados obtidos no método e avaliar sua coesão e estabilidade. Os

resultados obtidos demonstraram que o intervalo de tempo das análises não causa variações drásticas nos números característicos do POP, que se mantêm praticamente os mesmos quando foi considerado o período completo ou cada década separadamente. Com relação ao domínio espacial considerado na implementação do método, nota-se que as diferenças longitudinais não causaram alterações significativas nos números característicos do POP, já em relação às diferentes faixas de latitude, os resultados mostraram grande sensibilidade diante das variações. A faixa latitudinal mais ao sul ($80^{\circ}\text{S}-0^{\circ}$) demonstrou forte relação com os distúrbios de alta frequência. Todos os padrões obtidos nas áreas A3 ($250-360^{\circ}\text{W}/80^{\circ}\text{S}-0^{\circ}$) e A5 ($270-330^{\circ}\text{W}/80^{\circ}\text{S}-0^{\circ}$) encontram-se na escala sinótica, com períodos que variam de, aproximadamente, 4 a 11 dias. Na faixa deslocada 20° de latitude para norte a escala sinótica ainda prevalece, mas dois modos das áreas A4 ($250-360^{\circ}\text{W}/60^{\circ}\text{S}-20^{\circ}\text{N}$) e A6 ($270-330^{\circ}\text{W}/60^{\circ}\text{S}-20^{\circ}\text{N}$) localizam-se na escala de tempo intrasazonal, respondendo por 28 e 27% da variância total.

Essa análise preliminar permitiu que se identificasse a dominância das flutuações de alta frequência sobre a AS, com base nesses resultados, a série de dados foi filtrada na escala de 2-10 dias, reduzida para o período de 2002-2011 e para a área que abrange o continente sul americano e parte dos oceanos Pacífico e Atlântico ($250-360^{\circ}\text{W}/80^{\circ}\text{S}-0^{\circ}$).

A partir dessas simplificações, dois modos de variabilidade foram selecionados para serem analisados, respondendo por mais de 70% da variância explicada. Esses modos são caracterizados por padrões ondulatórios, que se propagam do Pacífico em direção a leste, sobre a região extratropical e subtropical da AS. Através da elaboração de compostos das anomalias de altura geopotencial (850 e 300 hPa), temperatura (850 hPa) e vento horizontal (850 hPa), foi possível associar esses padrões às como incursões de ar frio que ocorrem durante o verão, no caso do primeiro modo e durante o inverno, no caso do segundo.

Os compostos das anomalias de precipitação mostram que para as incursões que ocorrem durante o verão a precipitação é mais intensa sobre o continente nas fases iniciais (DIA -2 e -1), ficando restrita ao oceano nas demais etapas. No período de inverno a condição é oposta, os valores de precipitação sobre o continente são maiores nas etapas finais (DIA 0 e +1). A intensidade das massas de ar frio foi relacionada a esse comportamento.

Em síntese, o presente estudo diagnosticou a importância da escala sinótica na variabilidade da atividade convectiva sobre a AS explorando o método POP, uma abordagem espectral que possibilita a obtenção da evolução espaço-temporal de padrões dinâmicos de campos meteorológicos com características lineares. Essa abordagem, até o momento, tem sido pouco explorada no Hemisfério Sul. Outro método espectral também utilizado nesse trabalho foi a transformada de ondaleta, a fim de avaliar as escalas de variabilidade da ROL dominantes na AS. A espacialização do espectro global de potência mostrou-se importante para monitorar essa variável.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ACEITUNO, P. On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector. Part I: surface climate. **Monthly Weather Review**, v. 116, p. 505-524, 1988.
- ALVAREZ, M. S.; VERA, C. S.; KILADIS, G. N.; LIEBMANN, B. Intraseasonal variability in South America during the cold season. **Climate Dynamics**, v. 42, p. 3253–3269, 2014. DOI 10.1007/s00382-013-1872-z
- ANNAMALAI, H.; SLINGO, J. M. Active/break cycles: Diagnosis of the intraseasonal variability of the Asian summer monsoon. **Climate Dynamics**, v. 18, p. 85-102, 2001.
- ARRAUT, J. M. Frentes e frontogêneses no verão: aspectos geométricos, dinâmicos e impactos sobre as chuvas nos subtropicais da América do Sul. 2007. 175 p. (INPE-15178-TDI/1294). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2007. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m17@80/2007/12.19.10.53>>. Acesso em: 24 out. 2014.
- ARRAUT, J. M.; SATYAMURTY, P. Precipitation and water vapor transport in the Southern Hemisphere with emphasis on the South American region. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 48, n. 9, p. 1902-1912, 2009.
- BARBOSA, C. A. B; BLITZKOW, D. Ondas: história e aplicação. São Paulo, Brasil: IAG/USP, 2008.
- BARROS, V. R.; DOYLE, M.; GONZÁLEZ, M.; BEJARÁN, R.; CAFFERA, R. Climate variability over subtropical South America and the South American monsoon system: a review. **Meteorologica**, v. 27, p. 33-58, 2002.
- BERBERY, E. H.; VERA, C. S. Characteristics of the southern hemisphere winter storm track with filtered and unfiltered data. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 53, n. 3, p. 468-481, 1996. Disponível em: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469\(1996\)053<0468:COTSHW>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469(1996)053<0468:COTSHW>2.0.CO;2).
- BERBERY, E. H.; BARROS, V. R. The hydrologic cycle of the La Plata basin in South America. **Journal of Hydrometeorology**, v. 3, p. 630-645, 2002. Disponível em: [http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1525-7541\(2002\)003%3C0630:THCOTL%3E2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1525-7541(2002)003%3C0630:THCOTL%3E2.0.CO;2).
- BERRY, F. A.; BOLLAY, E.; NORMAN, R. B. **Handbook of meteorology**. McGraw-Hill Book Company, 1945. 1068 p.
- BOX, G. E. P. **Time series analysis: forecasting and control**. 3 ed. Pearson Education, 1994. 592 p.
- CAMPETELLA, C. M.; VERA, C. S. The influence of the Andes mountains on the South American low-level flow. **Geophysical Research Letters**, v. 29, n. 17, p. 1826, 2002. Disponível em: <http://www.agu.org/pubs/crossref/2002/2002GL015451.shtml>.

- 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. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, p. 8042, 2002. doi:10.1029/2001JD000745
- CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. The South Atlantic Convergence Zone: intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. **Journal of Climate**, v. 17, p. 88-108, 2004.
- CARVALHO, L. M. V.; SILVA, A. E.; JONES, C.; LIEBMANN, B.; SILVA DIAS, P. L.; ROCHA, H. R. Moisture transport and intraseasonal variability in the South America monsoon system. **Climate Dynamics**, 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. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 1, p. 83-90, 1986.
- CASTRO, C. A. C.; CAVALCANTI, I. F. A. Intraseasonal modes of variability affecting the South Atlantic Convergence Zone. **International Journal Climatology**, v. 26, p. 1165-1180, 2006.
- CAVALCANTI, I. F. A.; KAYANO, M. T. High-frequency Patterns of the Atmospheric Circulation over the Southern Hemisphere and South America. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 69, p. 179-193, 1999.
- CERNE B.; VERA, C. S. Influence of the intraseasonal variability on heat waves in subtropical South America. **Climate Dynamics**, v. 26, p. 2265-2277, 2010. doi: 10.1007/s00382-010-0812-4
- CUNNINGHAM, C. A. C.; CAVALCANTI, I. F. A. Intraseasonal modes of variability affecting the South Atlantic Convergence Zone. **International Journal of Climatology**, v. 26, p. 1165-1180, 2006.
- DING, H. **Annual to interannual equatorial atlantic variability: mechanisms and tropical impacts**. Tese de doutorado. Leibniz Institute of Marine Sciences, Kiel University, Kiel, Germany, 2010.
- DOYLE, M. E.; BARROS, V. R. Midsummer low-level circulation and precipitation in subtropical South America and related sea surface temperature anomalies in the South Atlantic. **Journal of Climate**, v. 15, p. 3394-3410, 2002.
- DRUMOND, A.; NIETO, R.; GIMENO, L.; AMBRIZZI, T. A Lagrangian identification of major sources of moisture over Central Brazil and La Plata Basin. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, 2009. doi: 10.1029/2007JD009547.
- ECKERT, C.; LATIF, M. Predictability of a Stochastically forced hybrid coupled model of the tropical Pacific ocean-atmosphere system. **Journal of Climate**, v. 10, p. 1488-1504, 1997.

FERRAZ, S. E. T. **Oscilações intrasazonais no Sul e Sudeste do Brasil durante o verão**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - IAG/USP, São Paulo, 2000. 157 p.

FERREIRA, L. **Causas y variabilidad de la Depresión del Noroeste Argentino e impactos sobre los patrones regionales de circulación**. 2008. 177 p. Doutorado (Doctor de la Universidad de Buenos Aires en el área de Ciencias de la Atmósfera) - Universidade de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina, 2008.

FERREIRA, N. J.; LACAVALA, C. I. V.; SOBRAL, Z. R. A climatological study of convective cloudbands in northeastern Brazil. **Australian Meteorological Magazine**, v. 50, p.105-113, 2001.

FIGUEROA, S. N.; NOBRE, C. A. Precipitation distribution over Central and Western Tropical South America. **Revista Climanálise**, v. 5, n. 6, p. 36-45, 1990.

FIGUEROA, S. N.; SATYAMURTY, P.; SILVA DIAS, P. L. Simulations of the summer circulation over the South American region with an eta coordinate model. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 52, p. 1573-1584, 1995.

FUNATSU, B. M.; GAN, M. A.; CAETANO, E. A case study of orographic cyclogenesis over south america. **Atmosfera**, n. 2, p. 91-113, 2004.

GAN, M. A.; RAO, V. B. Surface cyclogenesis over South America. **Monthly Weather Review**, v. 119, n. 5, p. 1293-1302, 1991. Disponível em: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(1991\)119<1293:SCOSA>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(1991)119<1293:SCOSA>2.0.CO;2)

GAN, M. A.; RAO, V. B. The influence of the Andes cordillera on transient disturbances. **Monthly Weather Review**, v. 122, n. 6, p. 1141-1157, 1994. Disponível em: [http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493\(1994\)122%3C1141%3ATIOTAC%3E2.0.CO%3B2](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493(1994)122%3C1141%3ATIOTAC%3E2.0.CO%3B2)

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

GARCIA S. R.; KAYANO M. T. Determination of the onset dates of the rainy season in central Amazon with equatorially antisymmetric outgoing longwave radiation. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 97, p. 361–372, 2009.

GARCIA S. R.; KAYANO M. T. Some considerations on onset dates of the rainy season in Western-Central Brazil with antisymmetric outgoing longwave radiation relative to the equator. **International Journal of Climatology**, v. 33, p. 188–198, 2013. doi: 10.1002/joc.3417

GARREAUD, R. D.; WALLACE, J. M., Summertime incursions of midlatitude air into subtropical and tropical South America. **Monthly Weather Review**, p.2713–2733, 1998. Disponível em: [http://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/1520-0493\(1998\)126<2713:SIOMAI>2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/1520-0493(1998)126<2713:SIOMAI>2.0.CO;2)

GARREAUD, R. D. Cold air incursions over subtropical South America: Mean structure and dynamics. **Monthly Weather Review**, p. 2544–2559, 2000. Disponível em: [http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520493\(2000\)128<2544:CAIOSS>2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520493(2000)128<2544:CAIOSS>2.0.CO;2).

GARREAUD, R. D.; ACEITUNO, P. Atmospheric circulation over South America: Mean features and variability. Chapter 2 in *The Physical Geography of South America*, 2007.

GARREAUD, R. D.; VUILLE, M.; COMPAGNUCCI, R.; MARENGO, J. A. Present-day South American climate. **Palaeogeography, palaeoclimatology, paleoecology**, v. 281, p. 180-195, 2009. doi: 10.1016/j.palaeo.2007.10.032

GHIL, M.; et al. Advanced spectral methods for climatic time series, **Rev. Geophys.**, 40, doi:10.1029/2001RG000092, 2002.

GIBSON, J. K.; KALLBERG, P. W.; UPPALA, S. M.; NOUMURA, A.; HERNANDEZ, A.; SERRANO, E. **ERA description**. Reading, UK: ECMWF Reanalysis Project Report Series - 1. ECMWF, 1997. 77p.

GONZALEZ, P. L. M.; VERA, C. S.; LIEBMANN, B.; KILADIS, G. Intraseasonal variability in subtropical South America as depicted by precipitation data. **Climate Dynamics**, v.30, p. 727-744, 2008.

GONZALEZ, P. L. M.; VERA, C. S. Summer precipitation variability over South America on long and short intraseasonal timescales. **Climate Dynamics**, 2013. DOI 10.1007/s00382-013-2023-2

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

GRIMM, A. M.; FERRAZ, S. E. T.; GOMES, J. Precipitation Anomalies in Southern Brazil Associated with El Niño and La Niña Events. **Journal of Climate**, v. 11, p. 2863-2880, 1998.

GRIMM, A. M.; BARROS, V. R.; DOYLE, M. E. Climate variability in southern South America associated with El Niño and La Niña events. **Journal of Climate**, v. 13, p. 35-58, 2000.

GRIMM, A. M. The El Niño impact on summer monsoon in Brazil: regional processes versus remote influences. **Journal of Climate**, v. 16, p. 263-280, 2003.

GRIMM, A. M. How do La Niña events disturb the summer monsoon system in Brazil? **Climate Dynamics**, v. 22, p. 123-138, 2004.

GRIMM A. M.; TEDESCHI R. G. ENSO and extreme rainfall events in South America. **Journal of Climate**, v. 22, p. 1589-1609, 2009.

GRIMM A. M. Interannual climate variability in South America: impacts on seasonal precipitation, extreme events and possible effects of climate change. **Stochastic**

Environmental Research and Risk Assessment, 2011. DOI: 10.1007/s00477-010-0420-1.

GUALDI, S.; NAVARRA, A.; STORCH, von H. Tropical intraseasonal oscillation appearing in operational analyses and in a family of General Circulation Models. **Journal of the Atmospheric Sciences**, p. 1185–1202, 1997. Disponível em: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469\(1997\)054<1185:TIOAIO>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469(1997)054<1185:TIOAIO>2.0.CO;2).

GUALDI, S.; NAVARRA, A.; TINARELLI, G. The interannual variability of the Madden-Julian Oscillation in an ensemble of GCM simulations. **Climate Dynamics**, p. 643-658, 1999. Disponível em: <http://link.springer.com/10.1007/s003820050307>.

HANNACHI, A. Pattern hunting in climate: a new method for finding trends in gridded climate data. **International Journal of Climatology**, v. 27, p.1–15, 2007.

HASSELMANN, K. PIPs and POPs: The reduction of complex dynamical systems using principal interaction and oscillation patterns. **Journal of Geophysical Research**, p. 11015, 1988. Disponível em: <http://doi.wiley.com/10.1029/JD093iD09p11015>.

HERDIES, D. L. et al. Moisture budget of the bimodal pattern of the summer circulation over South America. **Journal of Geophysical Research**, v. 35, n. 14, p. 8075, 2002. Disponível em: <http://www.agu.org/pubs/crossref/2002/2001JD000997.shtml>.

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

HOSKINS, B. J.; VALDES, P. J. On the Existence of Storm-Tracks. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 47, p. 1854-1864, 1990.

HOSKINS, B. J.; AMBRIZZI, T. Rossby wave propagation on a realistic longitudinally varying flow. **Journal of the Atmospheric Sciences**, 50, 1661-1671, 1993.

INSEL, N.; CHRISTOPHER, P. J.; TODD, E. A. Influence of the Andes mountains on South American moisture transport, convection and precipitation. **Climate Dynamics**, v. 35, p. 1477-1492, 2010.

JONES, C.; WEARE, B. C. The role of low-level moisture convergence and ocean latent heat fluxes in the Madden-Julian Oscillation: an observational analysis using ISCCP and ECMWF analyses. **Journal of Climate**, v. 9, p. 3086-3104, 1996.

JONES, C.; CARVALHO, L. M. V. Active and break phases in the South American monsoon system. **Journal of Climate**, v. 15, p. 905-914, 2002. Disponível em: [http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0442\(2002\)015<0905:AABPIT>2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0442(2002)015<0905:AABPIT>2.0.CO;2).

KAYANO, M. T.; KOUSKY, V. E. Intraseasonal (30-60 day) variability in the global tropics: principal modes and their evolution. **Tellus**, 51A, 373-386, 1999.

KAYANO, M. T. Low-level high-frequency modes in the Tropical Atlantic and their relation to precipitation in the equatorial South America. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 83, 263-276, 2003. DOI 10.1007/s00703-002-0569-3.

KILADIS, G. N.; WEICKMANN, K. M. Horizontal structure and seasonality of large-scale circulations associated with submonthly tropical convection. **Monthly Weather Review**, v.125, p. 1997-2013, 1997.

KODAMA, Y. M. Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ). Part I: Characteristics of subtropical frontal zones. **Journal of Meteorological Society of Japan**, v. 70, p. 813-836, 1992.

KODAMA, Y. M. Large-Scale Common Features of Subtropical Precipitation Zones (the Baiu Frontal, the SPCZ, and the SACZ) Part II: Conditions of the Circulations for Generating the STCZs. **Journal of Meteorological Society of Japan**, v. 71, p. 581- 610, 1993.

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

KOUSKY, V. E. Frontal influences on northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 107, p. 1140-1153, 1979.

KOUSKY, V. E.; GAN, M. A. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. **Tellus**, v. 33, p. 538-551, 1981.

KOUSKY V. E. Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South America sector. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 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. **Journal of Climate**, v. 7, p. 1131–1143, 1994.

KOUSKY, V. E.; CAVALCANTI, I. F. A. The principal modes of high-frequency variability over the South American region. In: INT. CONF. ON SOUTHERN HEMISPHERE METEOROLOGY AND OCEANOGRAPHY, 5., 1997, Pretoria, South Africa. **Proceedings...** Pretoria, Pretoria, South Africa. Amer. Meteor. Soc., 1997. p. 226–227.

KRISHNAMURTI, T. N.; TEWARI, M.; CHAKRABORTY, D.R.; MARENGO, J.; SILVA DIAS, P.L.; SATYAMURTY, P. Downstream amplification: A possible precursor to major freeze events over southeastern Brazil. **Wea. Forecasting**, v. 14, p. 242-270, 1999.

LABRAGA, J. C.; FRUMENTO, O.; LOPEZ, M. The atmospheric water vapor cycle in South America and the tropospheric circulation. **Journal of Climate**, v. 13, p. 1899–1915, 2000.

- LAING, A. G.; FRITSCH J. M. The large-scale environments of the global populations of mesoscale convective complexes. **Monthly Weather Review**, v. 128, p. 2756-2776, 2000.
- LATIF, M. **On the interpretation of climate change in the tropical Pacific**. Hamburg, Germany: Max-Planck Institut fur Meteorologie, 2000. 13 p. Report N. 306.
- LENTERS, J. D.; COOK, K. H. Simulation and diagnosis of the regional summertime precipitation climatology of South America. **Journal of Climate**, v. 8, p. 2988–3005, 1995.
- LENTERS, J. D. E COOK, K. H. On the origin of the Bolivian High and related circulation features of the South American climate. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 54, p.656-677, 1997.
- LI, W. E FU, R. Influence of cold air intrusions on the wet season onset over Amazonia. **Journal of Climate**, v. 19, p. 257-275, 2006.
- LICHTENSTEIN, E. R. **La Depresión del Noroeste Argentino**. Tese de doutorado, Universidade de Buenos Aires. 223f. 1980.
- LIEBMANN, B.; SMITH, C. A. Description of a complete (interpolated) Outgoing Longwave Radiation dataset. **Bulletin of the American Meteorological Society**, 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. **Journal of Climate**, v. 12, p. 1877-1891, 1999.
- LIEBMANN, B.; JONES, C.; CARVALHO, L. M. V. Interannual variability of extreme precipitation events in the State of Sao Paulo. **Brazilian Journal of Climate**, v. 14, p. 208-218, 2001.
- 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. **Journal of Climate**, v. 17, p. 3829-3842, 2004.
- MACHADO, L. A. T.; ROSSOW, W. B.; GUEDES, R. L.; WALKER, A. W. Life cycle variations of mesoscale convective systems over the Americas. **Monthly Weather Review**, v. 126, p. 1630-1654, 1998.
- MADDEN, R. A.; JULIAN, P. R. Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 28, p. 702-708, 1971.
- MADDEN, R. A.; JULIAN, P. R. Observations of the 40-50- day oscillation - A review. **Monthly Weather Review**, v. 122, p. 814-837, 1994.
- MARENGO, J. A. et al. Cold surges in tropical and extratropical South America: the strong event in June 1994. **Monthly Weather Review**, p. 2759-2786, 1997.

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

MARENGO, J. A., SOARES, W., SAULO, W.; NICOLINI, M. Climatology of the LLJ east of the Andes as derived from the NCEP reanalyses. **Journal of Climate**, v. 17, p. 2261-2280, 2004. Available at: [http://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/1520-0442\(2004\)017<2261:COTLJE>2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/1520-0442(2004)017<2261:COTLJE>2.0.CO;2).

MARENGO, J. A.; LIEBMANN, B.; GRIMM, A. M.; MISRA, V.; SILVA DIAS, P. L.; CAVALCANTI, I. F. A.; CARVALHO, L. M. V.; BERBERY, E. H.; AMBRIZZI, T.; VERA, C. S.; SAULO, A. S.; NOGUÉS-PAEGLE, J.; ZIPSER, E.; SETH, A.; ALVES, L. M. Recent developments on the South American monsoon system. **International Journal of Climatology**, v. 32, p. 1-21, 2012. doi: 10.1002/joc.2254

MENDES, D. **Regimes de circulação no Atlântico Sul e sua relação com a localização e intensidade de sistemas ativos e com o balanço de vapor na região**. Tese de Doutorado - Universidade de Lisboa, Lisboa, 2006.

MENG, Q. et al. Twentieth century Walker circulation change: data analysis and model experiments. **Climate Dynamics**, p. 1757-1773, 2011. Available at: <http://link.springer.com/10.1007/s00382-011-1047-8>.

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

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

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

MORETTIN, P. A.; TOLOI, C. **Análise de séries temporais** São Paulo: Edgard Blucher, 2006. 544p.

MORLET, G. A.; FOURGEAU, I.; GIARD, D. Wave propagation and sampling theory. Part 1: Complex signal and scattering in multilayered media. **Geophysics**, v. 47, p. 203-221, 1982a.

MORLET, G. A.; FOURGEAU, I.; GIARD, D. Wave propagation and sampling theory. Part 2: Sampling theory and complex waves. **Geophysics**, v. 47, p. 222-236, 1982b.

MUZA M. N.; CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. Intraseasonal and Interannual variability of extreme dry and wet events over southeastern South America and subtropical Atlantic during the Austral Summer. **Journal of Climate**, v. 22, p.1682-1699, 2009.

NASCIMENTO, E. L. **A influência dos bloqueios atmosféricos na propagação de Ondas de Rossby em escoamentos de inverno no Hemisfério Sul.** Dissertação de mestrado, IAG/USP, São Paulo, 1999. 100 p.

NICOLINI, M; SAULO, A. C. Eta characterization of the 1997-1998 warm season Chaco jet cases. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON SOUTHERN HEMISPHERE METEOROLOGY AND OCEANOGRAPHY, 6., 2000, Chile. **Proceedings...** AMS, 2000, p. 330-331.

NIETO-FERREIRA, R. N.; RICKENBACH, T. M.; HERDIES, D. L.; CARVALHO, L. M. V. Variability of South American convective cloud systems and tropospheric circulation during January-March 1998 and 1999. **Monthly Weather Review**, v. 131, p. 961-973, 2003.

NOBRE, P. E MELO, A. B. C. Variabilidade climática intrasazonal sobre o Nordeste do Brasil em 1998-2000. **Revista Climanálise**, v. 16, n. 12, p. 1-15, dec. 2001. (INPE-11321-PRE/6758).

NOGUÉS-PAEGLE, J.; MO, K.C., 1997. Alternating wet and dry conditions over South America during summer. **Monthly Weather Review**, , v. 125, p. 279-291, 1997. Available at: [http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493\(1997\)125%3C0279:AWADCO%3E2.0.CO%3B2](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493(1997)125%3C0279:AWADCO%3E2.0.CO%3B2) [Accessed January 14, 2013].

NOGUÉS-PAEGLE, J., BYERLE, L. A.; MO, K. C. Intraseasonal modulation of South American summer precipitation. **Monthly Weather Review**, v. 128, p. 837-850, 2000.

NOGUÉS-PAEGLE, J. et al. Progress in Pan American CLIVAR research: understanding the South American monsoon. **Meteorologica**, v. 27, p. 3-30, 2002.

OBREGÓN, G. O. P. Dinâmica da variabilidade vlimática da precipitação sobre a América do Sul. Tese de Doutorado em Meteorologia, INPE, 187 p., São José dos Campos, Brasil, 2001.

PEZZA, A. B.; AMBRIZZI, T. Cold waves in South America and freezing temperatures in São Paulo: historical background (1888-2003) and case studies of cyclone and cyclone anticyclone tracks. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.20, 141-158, 2005a.

PEZZA, A. B.; AMBRIZZI, T. Dynamical conditions and synoptic tracks associated with different types of cold surge over tropical South America. **International Journal Climatology**, v. 25, p. 215-241, 2005b.

PIMENTEL, E. A.; SILVA, J. F. Decomposição de ondaletas e análise da variância e correlação de índices financeiros. **Estudos Econômicos**, v.41, 2011.

RAIA, A.; CAVALCANTI, I. F. A. The life cycle of the South American monsoon system. **Journal Climate**, v. 21, p. 6227-6246, 2008. doi: 10.1175/2008JCLI2249.1

RAO, V. B.; CAVALCANTI, I. F. A. HADA, K. Annual variation of rainfall over Brazil and water vapor characteristics over South America. **Journal of Geophysical Research**, v. 101, 1996. doi: 10.1029/96JD01936

RAO, V. B.; CAVALCANTI, I. F. A.; HADA, K. Annual variation of rainfall over Brazil and water vapor characteristics over South America. **Journal of Geophysical Research**, v. 101, 1996. doi: 10.1029/96JD01936

RAO, V. B.; CARMO, DO A. M. C.; FRANCHITO, S. H. Seasonal Variation in the Southern Hemisphere storm track associated wave propagation. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 59, p. 1029-1048, 2002.

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

REPELLI, C. A.; SOUZA, E. B.; QUADRO, M. F. L.; ALVES, J. M. B.; SAKAMOTO, M. S. O episódio de chuvas intensas no Nordeste brasileiro no final de março/1997: influência da oscilação 30-60 dias. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 13, p. 9-18, 1998.

ROBALLO, S. T. **Estudo dos padrões da circulação atmosférica na América do Sul utilizando o POP**. 2012. 202 p. (sid.inpe.br/mtc-m19/2012/11.12.13.39-TDI). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2012. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3D2DRQ2>>. Acesso em: 24 out. 2014.

ROPELEWSKI, C. F.; HALPERT, M. S. Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño Southern Oscillation, **Monthly Weather Review**, v. 115, p. 1606- 1626, 1987.

ROPELEWSKI, C. F.; HALPERT, M. S. Precipitation patterns associated with the high index phase of the Southern Oscillation. **Journal of Climate**, v. 2, p. 268-284, 1989.

SALIO, P.; NICOLINI, M.; SAULO, A. C. Chaco low-level jet events characterization during the austral summer season. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, p. 4816, 2002. doi:10.1029/2001JD001315.

SALIO, P.; NICOLINI, M.; ZIPSER, E. J. Mesoscale convective systems over southeastern South America and their relationship with the South American Low Level Jet. **Monthly Weather Review**, p. 1290-1309, 2007. Available at: <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/MWR3305.1>.

SATYAMURTY, P.; NOBRE, C. A.; SILVA DIAS, P. L. South America. **Meteorology of the Southern Hemisphere**, v. 27, n. 49, p.119-139, 1998.

SATYAMURTY, P. Moisture source for the Amazon Basin: a study of contrasting years. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 111, p. 195-209, 2013. DOI 10.1007/s00704-012-0637-7

SCHNEIDER, M. **A Intrasazonalidade nas regiões sul, sudeste e centro oeste do Brasil durante os meses de inverno**. Dissertação de Mestrado, USP, São Paulo, Brasil, 2004. 121 p.

SCHNUR, R. et al. Normal modes of atmosphere as estimated by Principal Oscillation Patterns and derived from quasigeostrophic theory. **Journal of the Atmospheric Sciences**, p. 2386-2400, 1993. Available at: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469\(1993\)050<2386:NMOTAA>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469(1993)050<2386:NMOTAA>2.0.CO;2)

SCHWERDTFEGGER, W. C. La depresión térmica del Noroeste Argentino. **Anales de la Sociedad Científica Argentina**, Buenos Aires, Argentina, 1950. 15 p.

SELUCHI, M. E.; SAULO, A. C. Possible mechanisms yielding an explosive coastal cyclogenesis over South America: Experiments using a limited area model. **Australian Meteorological Magazine**, v. 47, n. 04, p. 309-320, Dec. 1998. (INPE-14162-PRE/9295).

SELUCHI, M. E.; MARENGO, J. A. Tropical-midlatitude exchange of air masses during summer and winter in South America: climatic aspects and examples of intense events. **International Journal Climatology**, v. 20, p. 1167-1190, 2000.

SELUCHI, M. E.; SAULO, A. C.; NICOLINI, M.; SATYAMURTY, P. The northwestern Argentinean Low: A study of two typical events. **Monthly Weather Review**, v. 131, p. 2361-2378, 2003.

SELUCHI, M. E.; SAULO, A. C. Baixa do Noroeste Argentino e Baixa do Chaco: Características, diferenças e semelhanças. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 27, p. 49-60, 2012.

SILVA DIAS, P. L.; SCHUBERT, W. H.; DE MARIA, M. Large scale response of the tropical atmosphere to transient convection. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 40, p. 2689-2707, 1983.

SILVA DIAS, M. A. F.; VIDALE, P. L.; BLANCO, C. M. R. Case study and numerical simulation of the summer regional circulation in São Paulo, Brazil. **Boundary - Layer Meteorology**, v. 74, p. 371-388, 1995.

SILVA, DA G. A. M.; AMBRIZZI, T. Summertime moisture transport over Southeastern South America and extratropical cyclones behavior during inter-El Niño events. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 101, p. 303-310, 2010.

SIMMONS, A. J.; GIBSON, J. K. **The ERA-40 project plan**. ERA-40 Project Report Series N. 1, 2000. Available from: http://www.ecmwf.int/publications/library/ecpublications/_pdf/ERA40_PRS_1.pdf

SIQUEIRA, J. R.; MACHADO, T. L. A. Influence of the frontal systems on the day-to-day convection variability over South America. **Journal of Climate**, v. 17, p. 1754-1766, 2004.

SIQUEIRA, J. R. et al. Structural characteristics of convective systems over South America related to cold-frontal incursions. **Monthly Weather Review**, p. 1045-1064, 2005. Available at: <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/MWR2888.1>.

SOUZA, DE E. B.; AMBRIZZI, T. Pentad precipitation climatology over Brazil and the associated atmospheric mechanisms. **Climanalise** (CPTEC/INPE), 2003. [Available online at: <http://www.cptec.inpe.br/products/climanalise/artigos/artcien2.shtml>].

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

STORCH, von H. et al. Principal Oscillation Pattern Analysis of the 30 to 60 day oscillation in a General Circulation Model equatorial troposphere. **Journal of Geophysical Research**, v. 93, 1988. Available at: <http://www.agu.org/pubs/crossref/1988/JD093iD09p11022.shtml>.

STORCH, von H. e Xu, J. Principal Oscillation Pattern analysis of the 30- to 60-day oscillation in the tropical troposphere. Part I: definition of an index and its prediction. **Climate Dynamics**, p.175-190, 1990.

STORCH, von H. et al. Principal Oscillation Patterns: A Review. **Journal of Climate**, v. 8, p. 377-399, 1995. Available at: 10.1175/1520-0442(1995)008<0377:POPAR>2.0.CO;2

STORCH, von H.; ZWIERS, F. W. Statistical analysis in climate research, 2001.

TORRENCE, C.; COMPO, G. P. A Practical guide to wavelet analysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, p. 61-78, 1998. Available at: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0477\(1998\)079<0061:APGTWA>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0477(1998)079<0061:APGTWA>2.0.CO;2)

TRENBERTH, K. E. Observed southern hemisphere eddy statistics at 500mb frequency and spatial dependence. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 38, p. 2585-2605, 1981.

TRENBERTH, K. E. Storm tracks in the Southern Hemisphere. **Journal of the Atmospheric Sciences**, p. 48, v. 2159–2178, 1991.

UPPALA, S. et al. The ERA-40 reanalysis. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 131, p. 2961-3012, 2005.

UPPALA, S., et al. Towards a climate data assimilation system: status update of ERA-Interim. **ECMWF Newsletter**, v. 115, p. 12-18, 2008.

VERA, C. S.; VIGLIAROLO, P. K. A diagnostic study of cold-air outbreaks over South America. **Monthly Weather Review**, p. 3-24, 2000. Available at: [http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493\(2000\)128<0003:ADSOCA>2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493(2000)128<0003:ADSOCA>2.0.CO;2)

VERA, C. S.; VIGLIAROLO, P. K.; BERBERY, E. H. Cold season synoptic-scale waves over subtropical South America. **Monthly Weather Review**, p. 684-699, 2002. Available at: [http://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/1520-0493\(2002\)130<0684:CSSSWO>2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/1520-0493(2002)130<0684:CSSSWO>2.0.CO;2)

VERA, C. S. et al. The South American Low-Level Jet Experiment. **Bulletin of the American Meteorological Society**, p.63-77, 2006. Available at: <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/BAMS-87-1-63>

VIRJI, H. A preliminary study of summertime tropospheric circulation patterns over South America estimated from cloud winds. **Monthly Weather Review**, p. 599-610, 1981. Available at: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(1981\)109<0599:APSOST>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(1981)109<0599:APSOST>2.0.CO;2)

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

WENG, H.; LAU, K. M. Wavelet, period doubling and time-frequency localization with application to organization of convection over the tropical western Pacific. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 51, p. 2523-2541, 1994.

WILKS, D. S. **Statistical methods in the atmospheric sciences**. 2. ed. Academic Press, 2006. 627 p. International Geophysics Series.

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

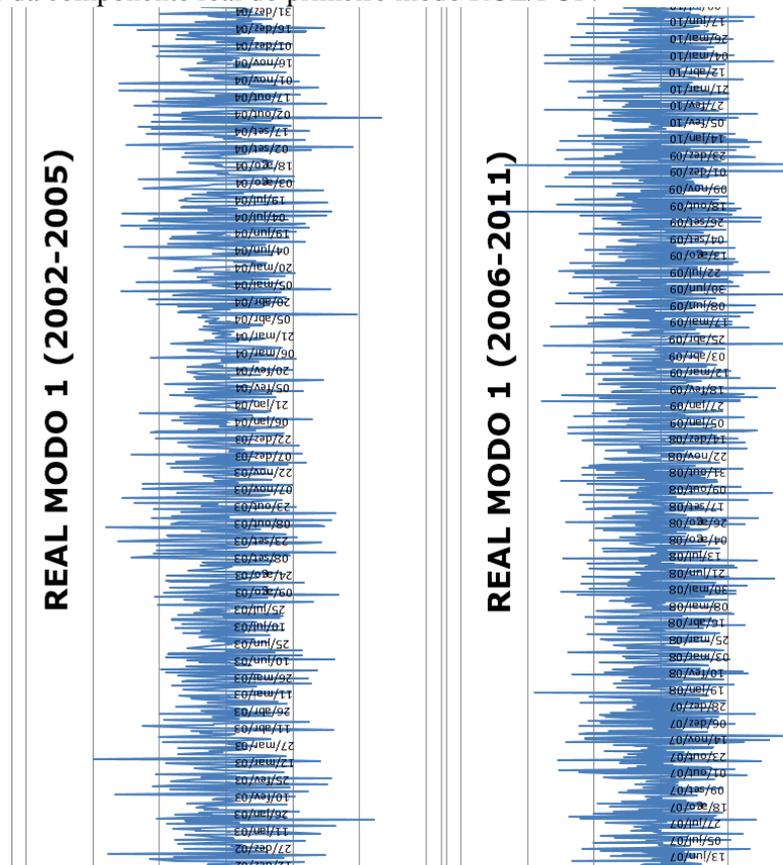
ZHOU, J.; LAU, K. M. Does a monsoon climate exists over South America? **Journal of Climate**, v. 11, p. 1040-1090, 1998.

ZHOU, J.; LAU, K. M. Principal Modes of interannual and decadal Variability of summer rainfall over South America. **International Journal Climatology**, v. 21, p. 1623-1644, 2001.

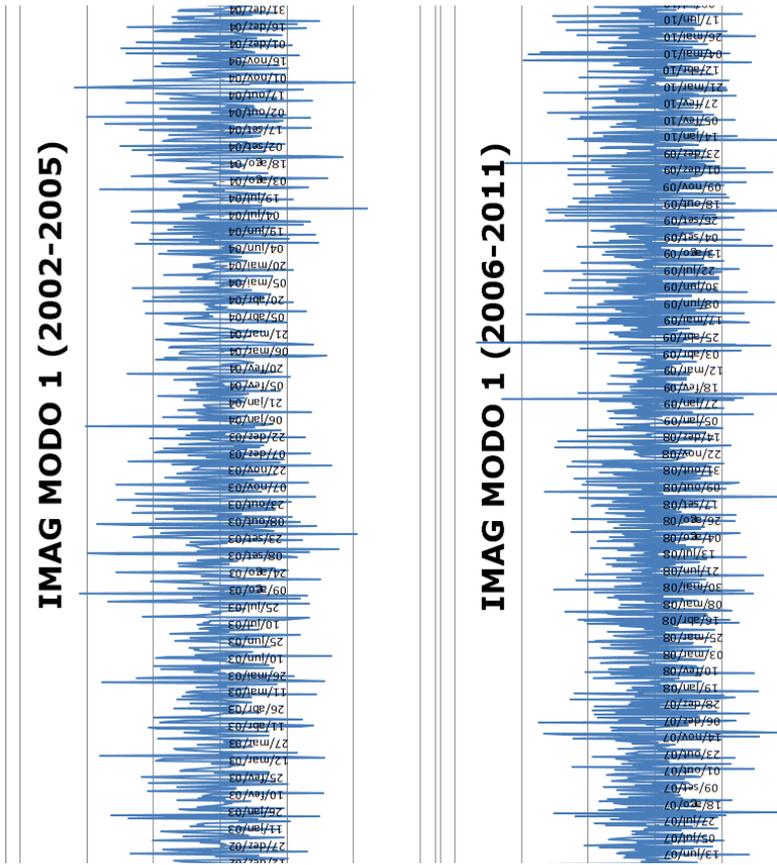
ZIPSER, E. J.; CECIL, D. J.; LIU, C.; NESBITT, S. W.; YORTY, D. P. Where are the most intense thunderstorms on earth? **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 87, p. 1057-1071, 2006.

APÊNDICE A

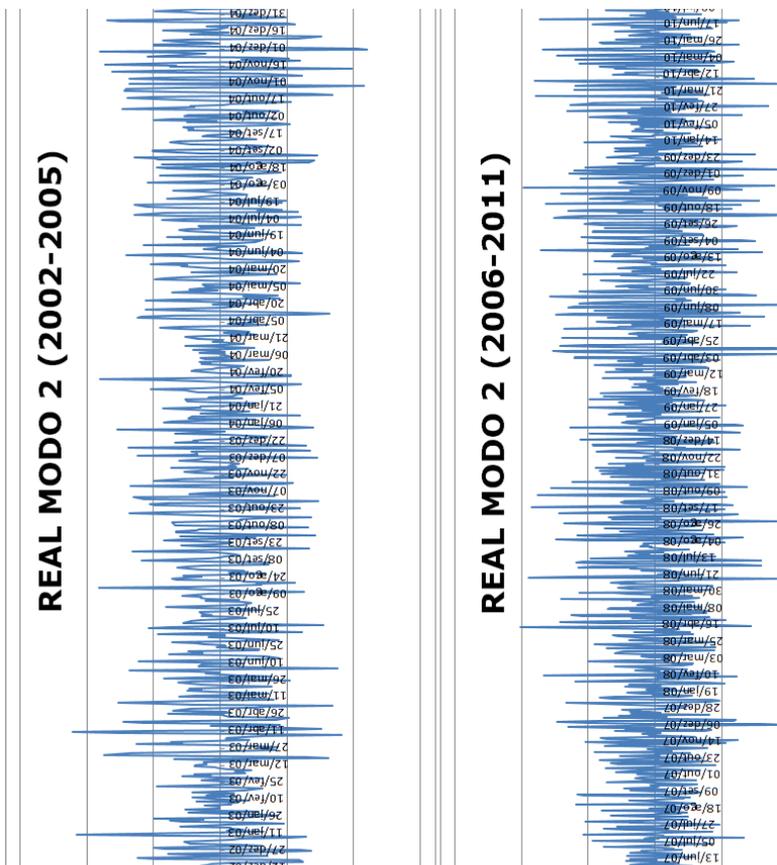
Coeficientes temporais da componente real do primeiro modo ROL/POP.



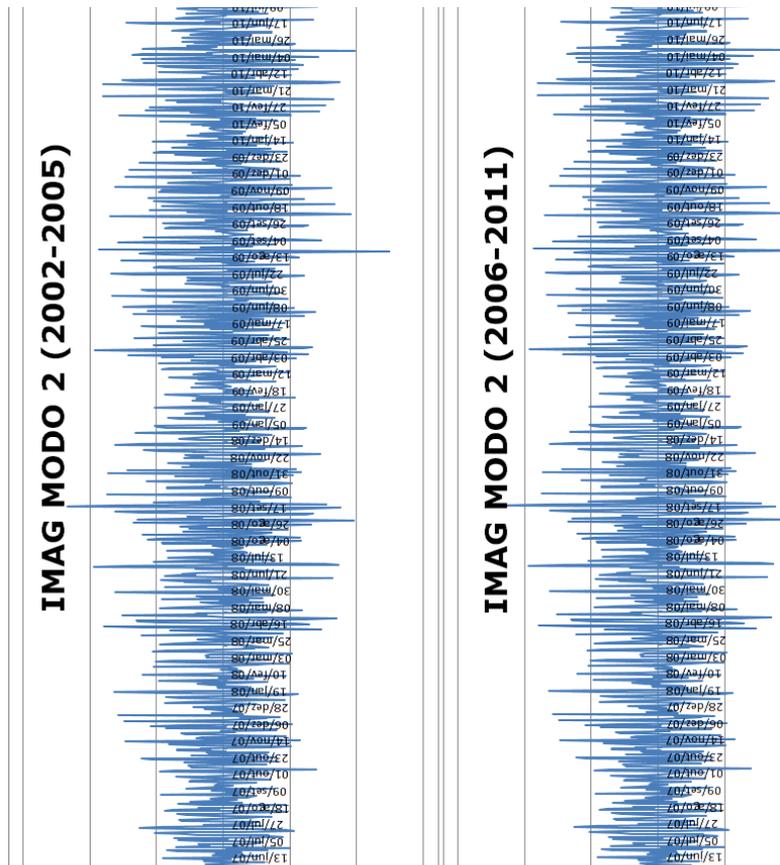
Coeficientes temporais da componente imaginária do primeiro modo ROL/POP.



Coefficientes temporais da componente real do segundo modo ROL/POP.



Coeficientes temporais da componente imaginária do segundo modo ROL/POP.



ANEXO A

Variability patterns of the convective activity over South America

Abstract

This paper analyses the prevailing modes of the convective activity over South America (SA) and neighboring oceans through the Principal Oscillation Pattern (POP). Daily Outgoing Longwave Radiation (OLR) data from Physical Sciences Division/National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA/ESRL/PSD) for the 2002-2011 period were used as a proxy for deep convection. The annual and semiannual cycles were removed to evaluate the prevailing time-scale of the OLR fluctuation pattern. Analysis of several time and spatial domain depict the dominance of the synoptic scale fluctuation (2-10 days) particularly in SA and oceanic regions. POP analysis shows two dominant modes which account for more than 70% of the explained variance. The spatial pattern of the variability modes are characterized by an OLR wave train which propagates eastwards from the southeast Pacific Ocean shifting northeast after reaching southern SA. This feature modulate the convective activity (cold air intrusion) over continental SA during the SH summer (first mode) and winter (second mode). The ability of POP in recognizes these so similar patterns in a continuous time series have to be emphasized.

1. Introduction

In much of South America, especially in its tropical portion, there is a clear distinction between the rainy season in the summer and dry season in the winter. In the tropical and subtropical regions the amount of rainfall occurring throughout the austral summer accounts for over 50% of the annual total. Its origin is predominantly convective and is related to South America Monsoon System (SAMS) (Rao and Hada 1990; Figueroa and Nobre 1990). On the other hand the extra-tropical regions of the South American continent undergo another type of rainfall regime, without much rainfall seasonal variability and under the influence of cold air incursion and organization of Mesoscale Convective Complexes (MCCs) (Garreaud 2000; Berbery and Barros 2002; Vera et al 2002). The variability of convective activity in these regions controls its total precipitation affecting important agricultural production centers, the generation of hydroelectric power plant and water supply in densely populated regions.

With respect to the SAMS, different scales and causes lead to variability of convective activity, affecting the onset date of the rainy season, its duration, breaks observed during its activity, among others. Active and break phases of the SAMS are the main cause of variation in convection during the rainy season, modulated by intraseasonal oscillations act altering the circulation and therefore the moisture distribution (Jones and Carvalho 2002). These variations feature a dipole pattern between the South Atlantic Convergence Zone (SACZ) convection and precipitation in the southeastern SA (Nogués-Paegle and Mo 1997). The intensification of convection in the SACZ is associated with the suppression of precipitation over southeast SA and the weakening of convection in the SACZ with abundant rainfall in that region. Herdies et al. (2002) and Liebmann et al. (2004) confirmed these conditions and investigated the circulation patterns associated with each one. According Herdies et al. (2002), when the SACZ is active there is an intense moisture transport generated convergence in the Amazon, east and central Brazil and the weakening of the moisture transport into the basin of the Plata. In the absence of events SACZ the flow of moisture from the north is weakened and moved westward, near the Andes. This flow is often organized as a Low Level Jet (LLJ) (Salio et al 2007; Marengo et al. 2004; Vera et al 2006). The westward displacement favors the moisture convergence over Paraguay and northern Argentina and moisture transport occurs primarily towards the Plata basin (Jones and Carvalho 2002). Another aspect associated with this dipole pattern was described by Liebmann et al. (2004), the authors observed that the alternation between these two behaviors is determined by the phase that a Rossby wave train originated over the central Pacific ocean presents when it reaches South America.

The cold air incursions described by Garreaud (2000) are another source of variability of convective activity. These incursions occur throughout the year (Gan and Rao 1991) influencing in different ways convection during summer and winter. During the summer they are responsible for organizing bands of intense convective activity and rainfall, moving from higher latitudes to the tropics and subtropics interacting with the elements that comprise the South America monsoon system (Garreaud and Wallace 1998; Siqueira et al . 2005; Arraut 2008). While the cold air is located at high latitudes it is responsible for the intensification of moisture transport by the LLJ due to the deepening of the Northwestern Argentina Low (NAL). This feature favors the formation of MCCs and strengthening the bands of convection associated with the incursions. In winter, the impact of cold air incursions over the convection in the tropical and subtropical regions is attenuated due to reduced availability of moisture. The main effect of the incursions is substantial temperature drops, causing frost in the subtropical regions of the continent (Marengo et al 1997; Vigliarolo and Vera 2000).

For the foregoing, it becomes clear that there are a variety of mechanisms and time scales related to the variability of convective activity in South America and the need to improve the knowledge of the dominant modes on these scales. In the present study, these modes are investigated by using the method of Principal Oscillation Patterns (POPs), an approach not yet explored in climatological studies in this region. This tool enables to diagnose the spatio-temporal evolution of patterns of convective activity and provides the period and decay time associated (Storch et al 1988; Hasselmann 1988). The POP has been used in the diagnosis of oscillations in various time scales, from the first applications in the intraseasonal aimed to

identify the characteristics of propagation of the Madden-Julian oscillation (Storch et al 1988; Storch and Xu 1990; Gualdi et al . 1997, 1999); high-frequency oscillations, such as baroclinic waves in the troposphere (Schnur and Storch 1993) and low frequency oscillations, such as changes in the climate system of the tropical Pacific (Latif 2000) and changes in the Walker circulation in the 20th century (Meng et al. 2011).

2. Data and methodology

In the present study daily OLR data (Liebmann and Smith 1996) from Physical Sciences Division/National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA/ESRL/PSD) for the 2002-2011 period were used as a proxy for deep convection. Its spatial resolution is $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$, daily averages are calculated considering the satellite passing daytime and nighttime. To support the discussion of the results we used the precipitation, temperature, geopotential height and horizontal wind vectors from ERA-Interim reanalysis data (Uppala et al. 2008) on a global grid with $1^{\circ} \times 1^{\circ}$. For the last ones, we consider two levels, 300 and 850 hPa.

The proposed methodology makes use of the method of Principal Oscillation Patterns for identifying the dominant modes of variability of convection over SA. The POP is a diagnostic tool used to extract the dominant modes of variability of a system with unknown dynamics or with a large number of degrees of freedom considering its space-time features (Storch et al 1988; Hasselmann 1988). In analyzes of pop a physically significant eigenvector, calculated from a matrix system based on the data of interest, is a POP complex, whose real and imaginary parts describe the spatial pattern and its corresponding oscillation mode. The temporal characteristics of the oscillatory patterns such as period and decay time are a direct output POP and one of its advantages over other techniques such as the complex EOF.

In order to identify the contribution of the different time scales of atmospheric fluctuations on the variability of convection in SA, POP analysis was performed on a time series of OLR removing its annual and semiannual cycle. In this analysis different time intervals and spatial domains were used to evaluate the sensitivity of the POP method and making easy the choice of the period and area of study. To check the sensitivity of POP in relation to a temporal domain the method was applied to the OLR time series with a length of 30 years (1 January 1982 to 31 December 2011) and its decadal subintervals (1 January 1982 to 31 December 1991; 1 January 1992 to 31 December 2001 and 1 January 2002 to 31 December 2011), for the entire western hemisphere and two latitudinal bands, $80^{\circ}\text{S} - 0^{\circ}$ and $60^{\circ}\text{S} - 20^{\circ}\text{N}$ ($A1=180 - 360^{\circ}\text{W} / 80^{\circ}\text{S} - 0^{\circ}$; $A2=180 - 360^{\circ}\text{W} / 60^{\circ}\text{S} - 20^{\circ}\text{N}$). It turns out that the interval of the time analysis does not cause drastic changes in the characteristic numbers of POP (Table 1), which remained virtually the same when considering the full period or each decade separately. This result is in agreement with the study by von Storch and Xu (1990), who analyzed a 5 year interval and a subrange of the set of 2 years and found that there were no notable differences between the results obtained from each set. The effect of the spatial domain on the results was evaluated using two longitudinal intervals in the analysis area, the former latitudinal bands were considered in each of those intervals ($80^{\circ}\text{S} - 0^{\circ}$ and $60^{\circ}\text{S} - 20^{\circ}\text{N}$). The first one extends from the eastern Pacific to the western Atlantic ($A3=250 - 360^{\circ}\text{W} / 80^{\circ}\text{S} - 0^{\circ}$; $A4=250 - 360^{\circ}\text{W} / 60^{\circ}\text{S} - 20^{\circ}\text{N}$) and the second is limited to the region of the SA ($A5=270 - 360^{\circ}\text{W} / 80^{\circ}\text{S} - 0^{\circ}$; $A6=270-360^{\circ}\text{W} / 60^{\circ}\text{S} - 20^{\circ}\text{N}$) (Figure 1). Longitudinal differences did not cause significant changes in the characteristic numbers of POP, however for the different bands of latitude the results showed great sensitivity to variations. The latitudinal range farther south ($80^{\circ}\text{S}-0^{\circ}$) showed strong correlation with high frequency disturbances. All of the patterns obtained in the areas A3 and A5 are in the synoptic scale with periods varying from approximately 4 to 11 days. In the latitudinal band shifted to 20° north ($60^{\circ}\text{S} - 20^{\circ}\text{N}$) synoptic scale still prevails, but two modes of areas A4 and A6 are located in intraseasonal time scale, corresponding to 28 and 27% of the total variance.

We can observe through these results that high-frequency oscillations are relevant in the variability of convective activity clearly dominating the subtropical and extratropical regions of SA. Therefore, this timescale will be emphasized in this study. The daily OLR data are filtered

in the scale of 2-10 days using the wavelet analysis (Torrence and Compo, 1998). Also we decided to present POP only for the 2002-2011 period once there is not much difference among the results considering the full period or each decade separately. Furthermore, we chose to focus the following analysis on the A3 region (250-360°W / 80°S-0°) because it is more appropriate to focus the high frequency disturbances over SA and neighboring oceans. As POP does not address the size reduction of the data in his analysis, preceding their application, the data are subjected to a truncation through the selection of the most significant modes of variability obtained from the analysis of Empirical Orthogonal Function (EOF) (Hannachi, et al. 2007). Thus, analyzes of POP are performed from the vector of coefficients of EOF. With this procedure noises are excluded from the analysis and the covariance matrix has the diagonal form. The first 20 EOFs of the filtered data set were used for the calculation of Principal Oscillation Patterns, representing 39% of the variability.

To accomplish the evolution of POP spatial patterns, their real and imaginary components can be analyzed simultaneously, allowing that the OLR anomalies propagation be accompanied by a cycle. The cycle of POP (Storch 1995) has period T and the infinite cyclic sequence follows:

$$Pr \rightarrow -Pi \rightarrow -Pr \rightarrow Pi$$

The transition between each step of the cycle is performed at $\frac{1}{4}$ of the period.

Variations in the intensity of spatial patterns over the entire time series are obtained by the temporal coefficients of the POP. The real and the imaginary components of the coefficients have been used for a compositing analysis, in order for a better understanding of each physical mode and its propagation process. The selection procedure considered the dates where the amplitude of the temporal coefficients were much higher than the mean and then we obtained the average of the precipitation, temperature, geopotential height and horizontal wind vectors for these dates. To analyze the dynamic connections between the upper and lower troposphere we have considered two levels, 300 and 850 hPa.

3. Results

Table 2 presents a summary of the results obtained with the POP application to OLR data series filtered in 2-10 days scale, for the period 2002-2011 and study area A3. The modes of OLR/POP have periods from 4 to 6 days and an average damping time (time that the amplitude of a sequence of patterns leads to decay exponentially) smaller than 3 days. In the following analysis we described only the first two modes of OLR/POP representing most of the variability of the convection (73%).

The spatial patterns obtained in the first mode (Figure 2) are characterized by an OLR wave train which propagates eastwards from the southeast Pacific Ocean, once reaching southern SA the anomalies acquire a meridional component and move to the northeast. These patterns reflect the displacement or incursions of air masses relatively cold, originating in the extratropics, toward the equator (Garreaud and Wallace 1998; Arraut 2008). The incursion of these air masses during the summer, depicted as the dominant mode of POP. It is characterized by the organization of bands of intense convective activity and precipitation, favored by the heat and moisture found on the continent during this period. The zonal mean of the OLR/POP real and imaginary components (Figure 3), analyzed in conjunction with the POP's cycle is a simple way to illustrate the propagation of wave disturbances. Tracking the maximum OLR anomalies it is observed that a weak oscillation begins between 110 and 100°W in Pi , shifting to 95°W in Pr , 85°W in $-Pi$ and 75°W in $-Pr$, each of these steps takes $\frac{1}{4}$ period (about 1 day). The largest amplitude of OLR anomalies occur over the South American continent and the adjacent Atlantic Ocean.

Figures 4 and 5 show the composites maps of temperature, geopotential height and horizontal wind vectors for the first mode of the OLR/POP at 300 and 850 hPa levels and Figure 6 exhibits composites of accumulated precipitation. This approach helps the interpretation of the modes characterizing the weather mean conditions when the maximum/minimum values of the temporal coefficients of the real and imaginary components are observed.

The Figures 4 and 5 reproduce the POP's cycle. Starting with Pi there is a positive OLR anomaly between 110 and 100°W (Figure 3). This anomaly corresponds to positive anomaly of

geopotential, anticyclonic circulation and positive temperature anomaly. Its position is indicated with the number 1 and its propagation can be monitored following the cycle of the POP ($Pi \rightarrow Pr \rightarrow -Pi \rightarrow -Pr$). Comparing the spatial pattern at high and low levels, it is observed that these disturbances have a typical pattern of baroclinic waves, warm high pressure centers and cold low pressure centers, maximum amplitude of geopotential height and wind at higher levels and slope west of the fields of geopotential height with the waves. Also the direction of propagation of these fluctuations, on the lee side of the Andes chain, is northeastward and its orientation northwest-southeast, according to typical behavior of baroclinic disturbances observed over the SA (Gan and Rao 1994; Berbery and Vera 1996; Seluchi et al 1998). Accompanying this anticyclonic disturbance, it is observed that in $-Pi$ it is located on the southeast Pacific (number 3) associated with southwesterly winds, causing cold air advection over SA. In $-Pr$ is observed the predominance of cyclonic circulation associated with NAL over SA. The presence of this system, which is characteristic of the SA summer, is a strong indication that this mode is enhanced during this time period. The NAL causes a change in the orientation and extent of the LLJ (Campetella and Vera 2002; Nicolini and Saulo 2000) intensifying the flow north at low levels that transports heat and moisture from the tropical region to the southeast SA. This feature increases the instability of the atmosphere before the incursion of cold air advected by an anticyclonic circulation. In the following two steps, Pi and Pr (numbers 5 and 6), positive geopotential anomaly located over SA results in cold advection over continental extratropical and subtropical regions. During these phases convective activity reaches its maximum amplitude in front of the cold air advected by the anticyclonic disturbance having higher values over the Atlantic Ocean. From that point ($-Pi \rightarrow -Pr$) the disturbances move away from the continent toward the tropical Atlantic.

The spatial pattern of the second mode OLR/POP has similar characteristics to the first it is also related to the incursions of cold air, however for the austral winter period. These patterns, unlike the first mode, do not cause great impact on precipitation, its main effect is the decreasing temperature in tropical and extratropical regions during cold air outbreaks (Marengo et al 1997; Vera and Vighiarolo 2000; Garreaud 2000). The spatial extension of these patterns on the tropical region is greater due to the large meridional amplitude of the waves following the disturbance. This feature reveals the action of synoptic scale in the tropical region and exhibits an tropical-extratropical interaction caused by high-frequency disturbances. Other authors (Kousky and Cavalcanti 1997; Vighiarolo and Vera 2000) have also identified similar modes in the synoptic scale related to the incursions of cold air.

Comparing the characteristics of the two prevails modes, it is observed that the in first maximum amplitude of convective activity over SA is reached in the second cycle of Pr . Subsequently in the second the propagation speed slow down and the maximum is reached $\frac{1}{4}$ of the period after (Figures 2 and 7). It can be seen (Table 2) that the period of the first mode is approximately 4 days and the second one 6 days. Figure 8 summarizes the evolution of this disturbance from the western Pacific to the Atlantic Ocean. Spatially the largest amplitude of OLR anomalies occur between 60 and 20°W, over eastern South America and southwest Atlantic Ocean.

The composites maps (Figures 9 and 10) of temperature, geopotential height and horizontal wind vectors, at 300 and 850 hPa were considered for analyzing this pattern, besides the accumulated precipitation (Figure 11). Starting at Pi a negative OLR anomaly is observed between 100 and 110 °W (Figure 8), negative anomalies of geopotential height and cyclonic circulation are associated with this pattern of OLR. In the next steps of POP's cycle the OLR anomalies move to the east ($Pr \rightarrow -Pi$). In $-Pr$ (number 4) the cyclonic disturbance reaches SA and then in Pi (number 5) the ridge behind the trough reaches the continent inducing southeast winds and intensifying the horizontal temperature gradient. In Pr there is a predominance of south and southeasterly winds over the extratropical and subtropical regions of SA and the associated cold air mass extends over the entire continent. It is possible to observe that the temperature gradient between the air masses is stronger than that observed in the first mode. In this and the next step of the cycle ($-Pi$) the convective activity reaches its maximum intensity and extension, in the transition of the cold and warm air masses. In $-Pr$ (number 8) the anticyclonic circulation and cold air mass is weakened due to interactions with the continent.

From that point, the disturbances moves toward the tropical Atlantic Ocean and dissipates ($-Pr \rightarrow Pi$).

Figure 12 shows composite of temperature and rainfall anomalies during the analyzed OLR/POP cycle. According to what has been discussed so far, it can be seen that in the first mode (left figures) the rainfall anomalies are more strong and persistent than those observed in the second mode and the temperature anomalies show a week gradient (right figures). Also, in the first mode the maximum precipitation amplitude occurs over the Atlantic Ocean follows the behavior of convective activity. The highest rainfall anomalies over the continent occurs in Pr , reaching Uruguay, southern Brazil, northeastern Argentina and Paraguay. In $-Pi$ and $-Pr$ the location of the highest rainfall anomalies coincides with the oceanic portion of the SACZ region. In the second mode rainfall anomalies, as well convectively actively prevails over continental areas.

Concluding remarks

The analysis of the variability patterns of the convective activity (OLR) over South America trough the POP method showed that high-frequency oscillations (2-10 days) prevail over subtropical and extratropical regions of SA. This result was confirmed by using different temporal and spatial domains in the input data. The interval of time analysis does not cause significant changes in the characteristic numbers of POP as well as the longitudinal variations. However for different bands of latitude the results showed sensitivity to the variations.

POP analysis results in two dominant modes of variability which account for more than 70% of the total explained variance. These modes have oscillation periods approximately of 4 and 6 days respectively and an average damping time smaller than 3 days in both cases. The spatial patterns obtained on the first mode are characterized by the displacement of a wave train from southeast Pacific Ocean towards SA. These patterns reflect the displacement or incursions of air masses relatively cold originating in the extratropics shifting towards the equator during the southern summer. The spatial pattern of the second mode has similar characteristics of the first one but being related to cold air outbreaks during the austral winter.

Composites maps of meteorological variables for the highest amplitudes days of OLR/POP temporal coefficients during the studied period showed that the first mode has a close relationship with the elements that integrate the SAMS as the NAL and the SACZ. These features are associated with the organization of bands of intense convective activity and rainfall in SA. The compositing analysis for the second mode demonstrate that incursions of cold air during winter have greater spatial extension on the tropical regions due to the large meridional amplitude of the waves, but unlike the first mode, do not cause great impact on precipitation, its main effect is the decreasing temperature in tropical and extratropical regions during cold outbreaks.

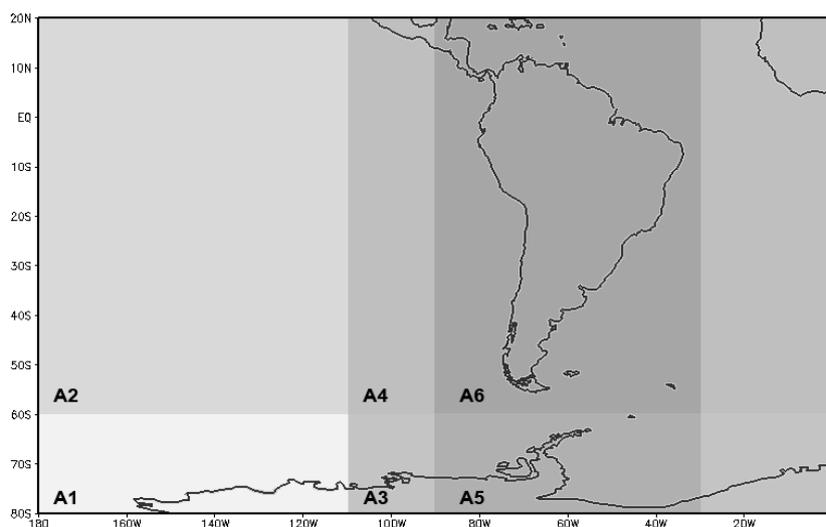


Figure 1. Selected areas for evaluation of sensitivity of the POP method to variations in the spatial domain. A1=180 - 360°W / 80°S - 0°; A2=180 - 360°W / 60°S - 20°N; A3=250 - 360°W / 80°S - 0°; A4=250 - 360°W / 60°S - 20°N; A5=270 - 330°W / 80°S - 0°; A6=270 - 330°W / 60°S - 20°N.

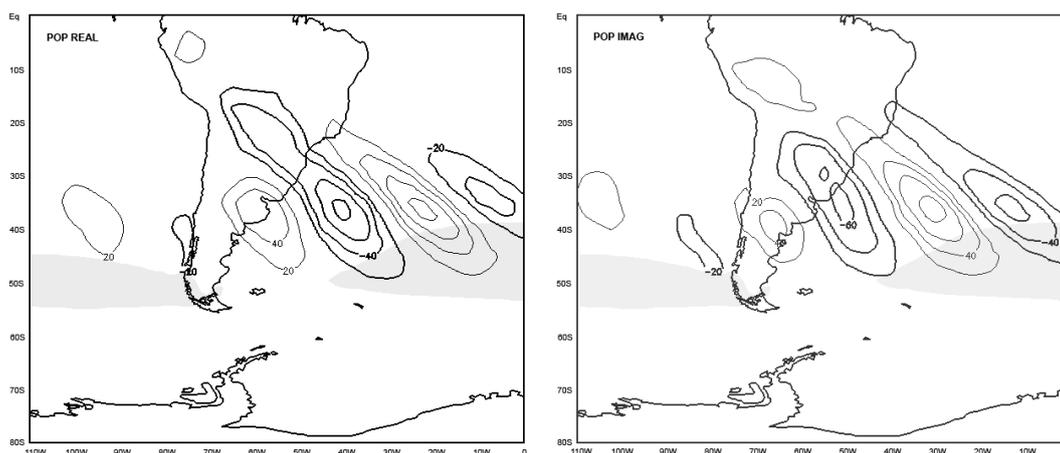


Figure 2. Spatial pattern of the real and imaginary components of the first mode of POP, obtained from the filtered data in synoptic scale (2-10 days) for the period 2002-2011 and study area A3. The shaded region indicates the average position of the subtropical jet during the summer from January 2002 to December 2011.

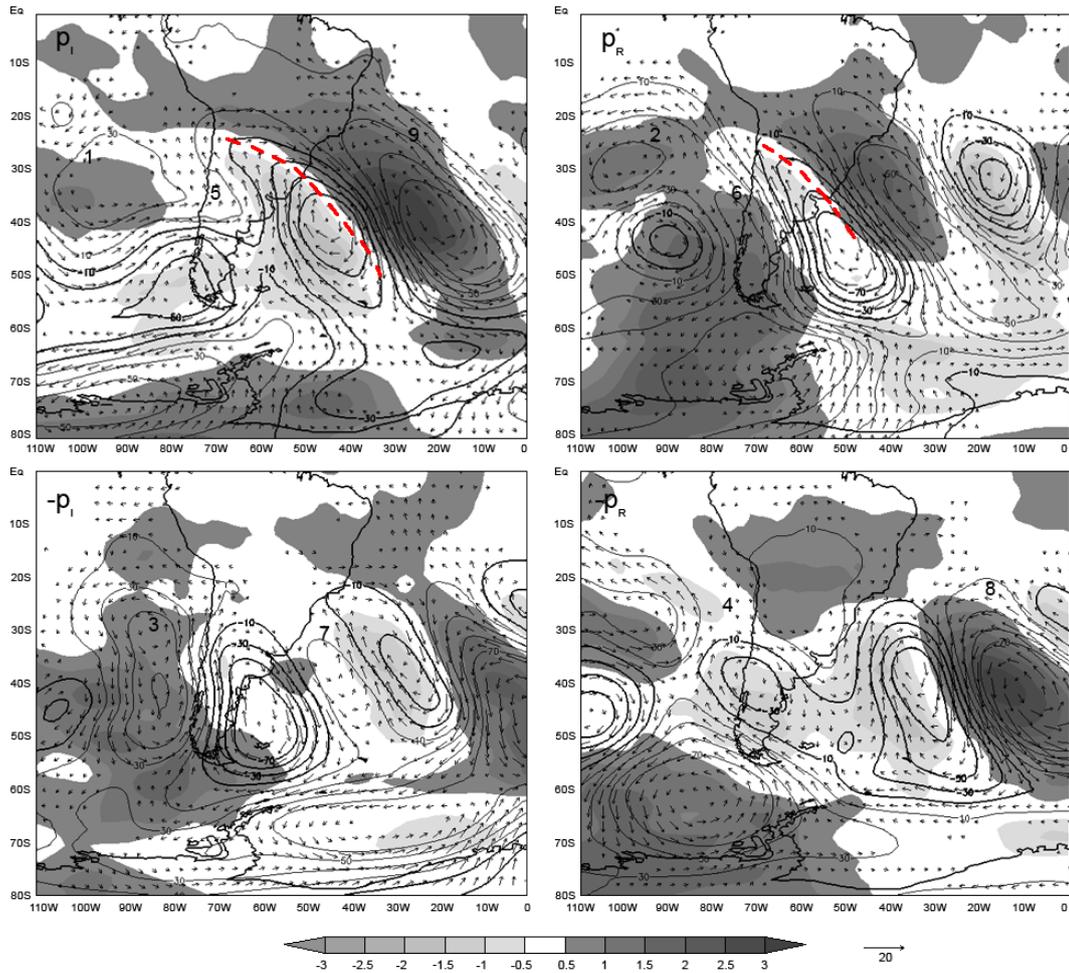


Figure 4. Composites maps of 300 hPa air temperature ($^{\circ}\text{C}$) (shaded), geopotential height (contoured every 20m) and horizontal wind vector (m s^{-1}) anomalies of the first mode OLR/POP. Reference vectors are at the bottom of the figures.

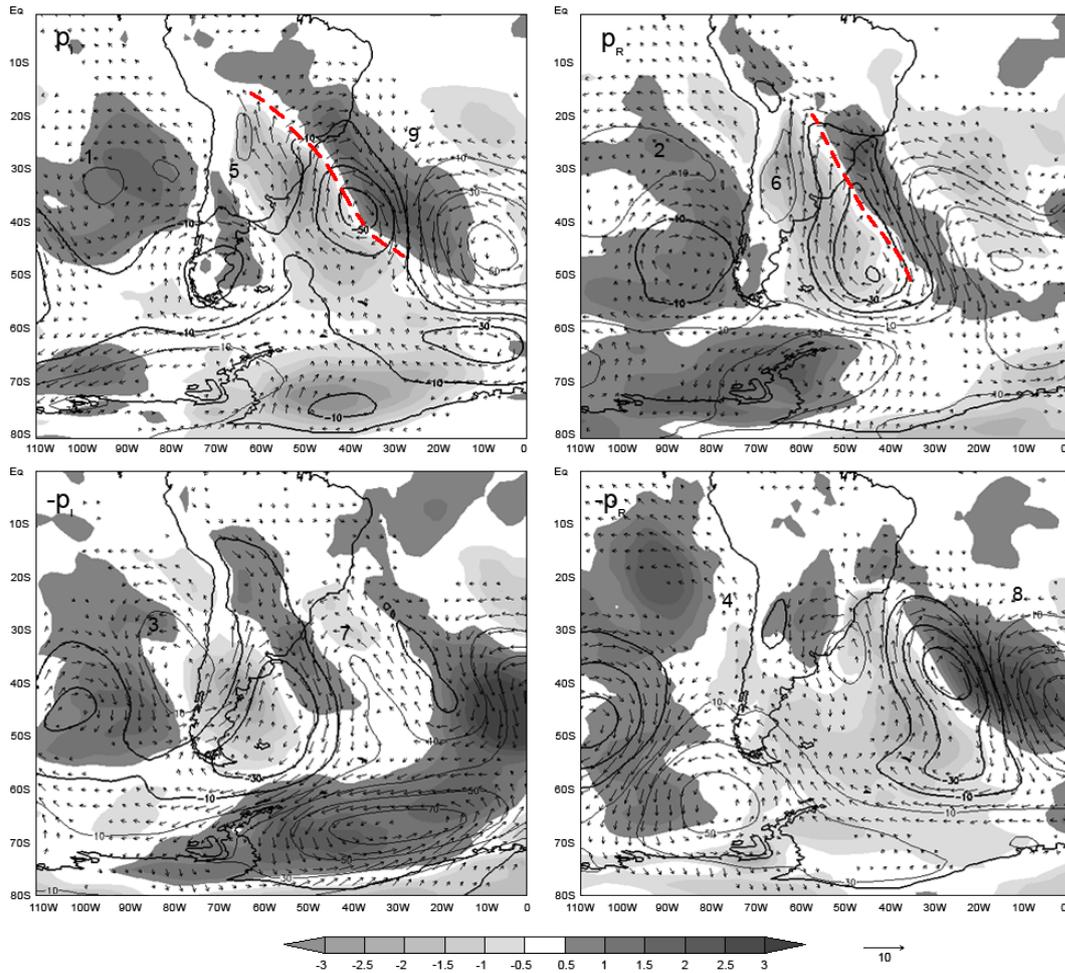


Figure 5. Composites maps of 850 hPa air temperature ($^{\circ}\text{C}$) (shaded), geopotential height (contoured every 20m) and horizontal wind vector (ms^{-1}) anomalies of the first mode OLR/POP. Reference vectors are at the bottom of the figures.

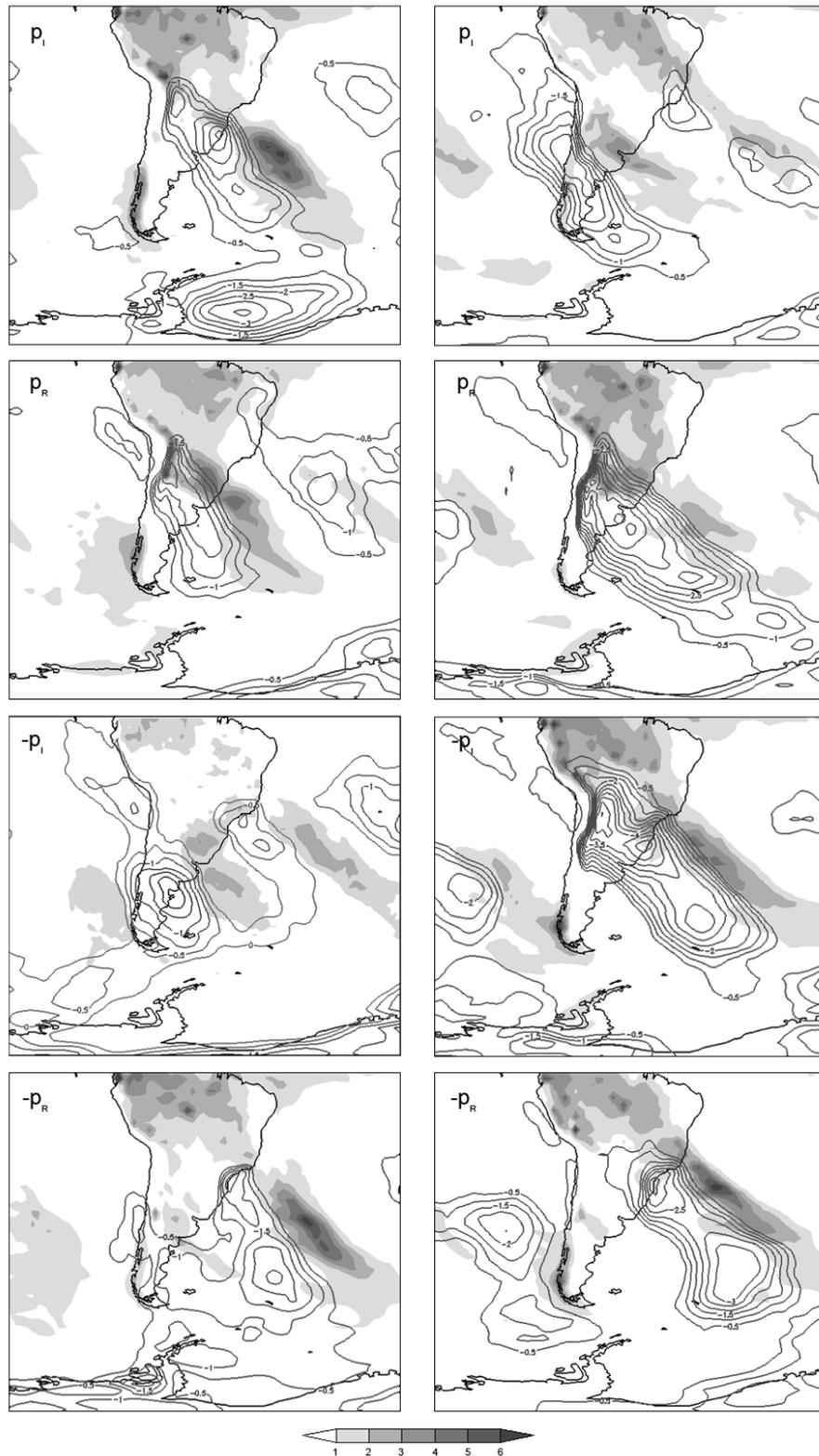


Figure 12. Composites of rainfall (shaded) and negative air temperature (countours) anomalies at 850 hPa from the real and imaginary components of temporal coefficients of the first (left figures) and second (right figures) modes of OLR/POP.

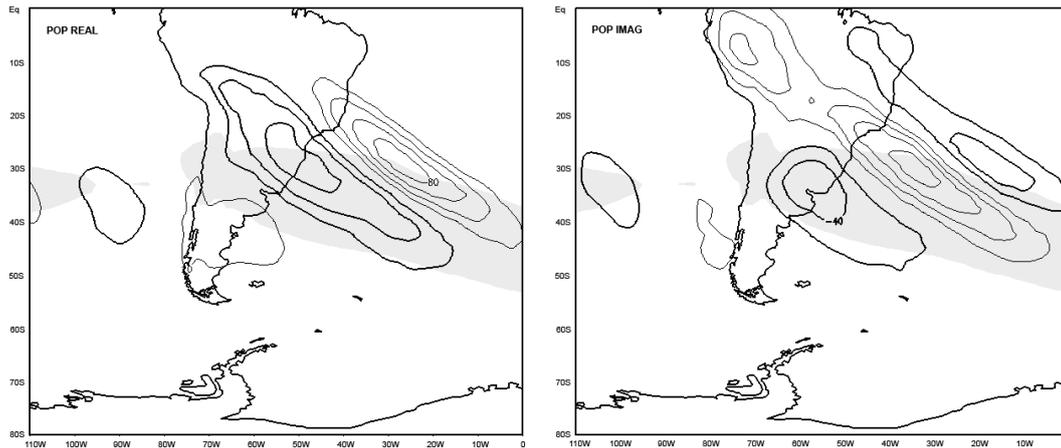


Figure 7. Spatial pattern of the real and imaginary components of the second mode of POP, obtained from the filtered data in synoptic scale (2-10 days) for the period 2002-2011 and study area A3. The shaded region indicates the average position of the subtropical jet during the summer from January 2002 to December 2011.

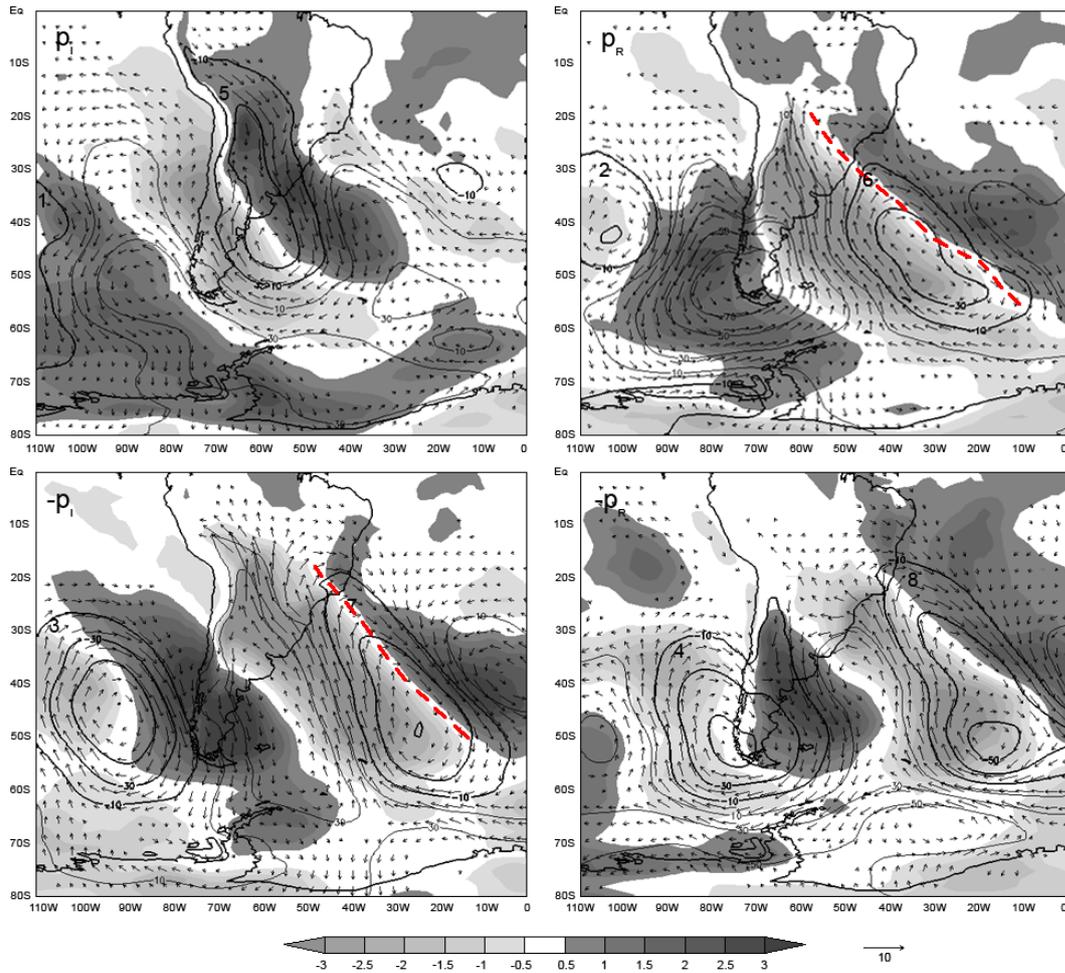


Figure 9. Composites maps of 300 hPa air temperature (shaded), geopotential height (contoured every 20m) and horizontal wind vector (ms^{-1}) anomalies of the second mode OLR/POP. Reference vectors are at the bottom of the figures.

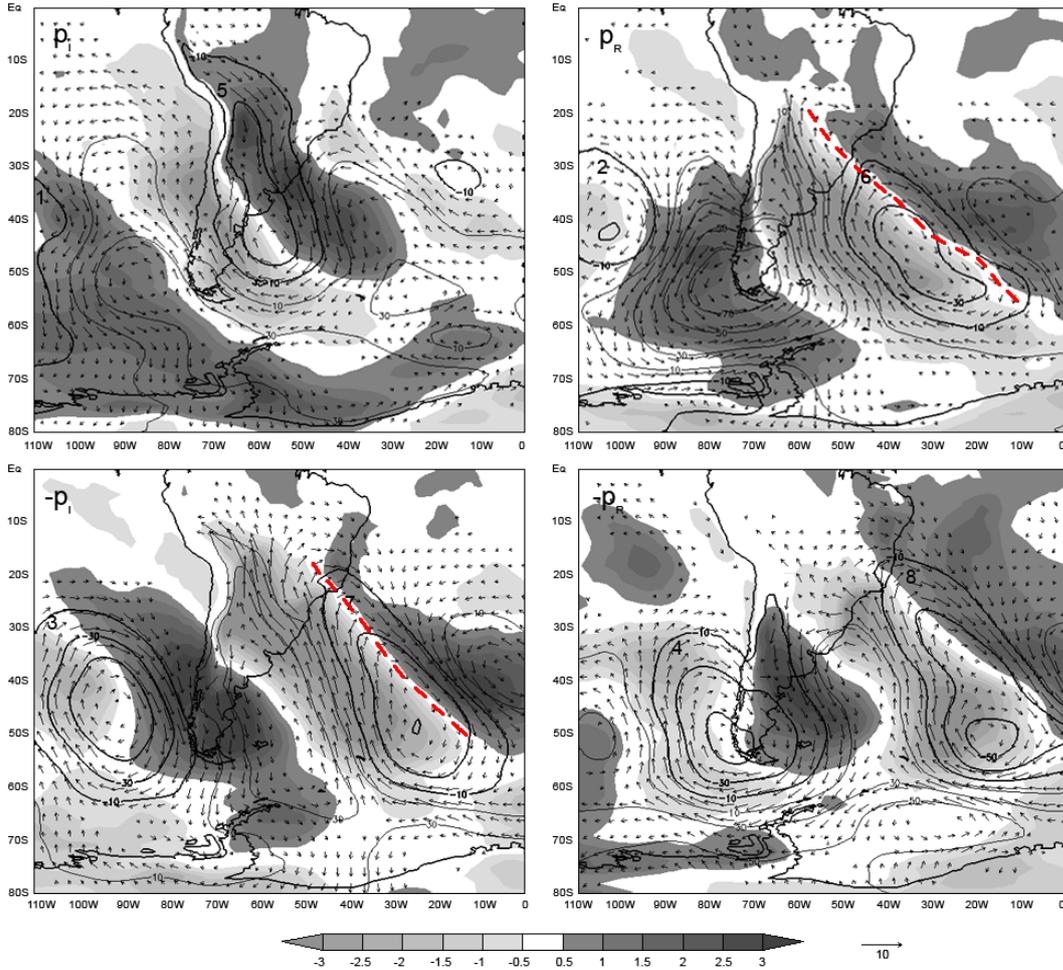


Figure 10. Composites maps of 850 hPa air temperature (shaded), geopotential height (contoured every 20m) and horizontal wind vector (ms^{-1}) anomalies of the second mode OLR/POP. Reference vectors are at the bottom of the figures.

Table 1. Variation of the characteristic numbers of POP in relation to the extension of the period and spatial domain considered in analyzes.

Spatial domain	Time Interval	20 EOFs Explained Variance	POPs Modes	Period (days)	E-Folding Time (days)	POPs Explained Variance
A1 (180-360°W/ 80°S-0)	1982-2011 (30 years)	37%	1	7.13	2.62	47%
			2	8.82	2.34	25%
			3	11.13	2.95	16%
			4	13.09	2.50	13%
A1 (180-360°W/ 80°S-0)	1982-1991 (first decade)	39%	1	7.33	2.56	43%
			2	9.98	2.29	21%
			3	10.60	2.98	15%
			4	19.22	3.09	21%
A1 (180-360°W/ 80°S-0)	1992-2001 (second decade)	38%	1	7.21	2.73	46%
			2	7.88	2.21	26%
			3	12.21	3.06	17%
			4	12.02	2.68	11%
A1 (180-360°W/ 80°S-0)	2002-2011 (third decade)	36%	1	6.38	2.46	49%
			2	8.60	2.59	22%
			3	10.97	2.17	17%
			4	11.67	2.90	12%
A2 (180-360°W/ 60°S-20°N)	1982-2011 (30 years)	30%	1	8.96	2.76	46%
			2	10.25	3.03	25%
			3	23.00	3.68	15%
			4	23.20	3.07	14%
A2 (180-360°W/ 60°S-20°N)	1982-1991 (first decade)	31%	1	8.89	2.94	40%
			2	11.85	3.08	22%
			3	25.09	2.85	17%
			4	27.71	4.18	21%
A2 (180-360°W/ 60°S-20°N)	1992-2001 (second decade)	31%	1	8.70	2.86	46%
			2	10.14	2.81	28%
			3	23.24	3.74	14%
			4	23.50	3.00	12%
A2 (180-360°W/ 60°S-20°N)	2002-2011 (third decade)	29%	1	8.28	2.50	51%
			2	10.40	3.04	26%
			3	21.07	3.03	11%
			4	26.64	3.17	12%
A3 (250-360°W/ 80°S-0)	2002-2011 (third decade)	43%	1	4.69	1.62	48%
			2	5.20	2.00	23%
			3	8.13	2.31	16%
			4	10.33	2.18	13%
A4 (250-360°W/ 60°S-20°N)	2002-2011 (third decade)	35%	1	6.05	2.19	47%
			2	10.79	2.05	25%
			3	19.20	3.09	14%
			4	20.85	2.30	14%
A5 (270-330°W/ 80°S-0)	2002-2011 (third decade)	53%	1	4.50	1.42	51%
			2	5.54	1.66	21%
			3	8.61	1.52	13%
			4	11.39	1.84	15%
A6 (270-330°W/ 60°S-20°N)	2002-2011 (third decade)	46%	1	5.38	1.70	51%
			2	7.31	1.72	22%
			3	14.83	2.14	18%
			4	19.55	2.50	9%

Table 2. OLR/POP characteristic numbers obtained from the filtered OLR data in synoptic scale (2-10 days).

Longitudinal Sector	Time Interval	20 EOFs Explained Variance	POPs Modes	Period (days)	E-Folding Time (days)	POPs Explained Variance
A3 (250-360°W/ 80°S-0)	2002- 2011 (third decade)	93%	1	4.20	2.63	49%
			2	5.83	3.49	24%
			3	4.14	2.28	15%
			4	5.20	2.71	12%