



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2011/11.29.23.30-TDI

PADRÕES DE ALTA VORTICIDADE POTENCIAL SOBRE O OCEANO ATLÂNTICO SUL TROPICAL E CARACTERÍSTICAS ATMOSFÉRICAS ASSOCIADAS

Tatiane Felinto Barbosa

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos Drs. Iracema Fonseca de Albuquerque Cavalcanti, e Vladamudi Brahmananda Rao, aprovada em 16 de dezembro de 2011.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3ASNMF8>>

INPE
São José dos Campos
2012

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

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

Presidente:

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

Membros:

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

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

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

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

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

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

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

BIBLIOTECA DIGITAL:

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

Deicy Farabello - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

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

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

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

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



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2011/11.29.23.30-TDI

PADRÕES DE ALTA VORTICIDADE POTENCIAL SOBRE O OCEANO ATLÂNTICO SUL TROPICAL E CARACTERÍSTICAS ATMOSFÉRICAS ASSOCIADAS

Tatiane Felinto Barbosa

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos Drs. Iracema Fonseca de Albuquerque Cavalcanti, e Vladamudi Brahmananda Rao, aprovada em 16 de dezembro de 2011.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3ASNMF8>>

INPE
São José dos Campos
2012

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Barbosa, Tatiane Felinto.

B234p Padrões de alta vortacidade potencial sobre o Oceano Atlântico Sul tropical e características atmosféricas associadas / Tatiane Felinto Barbosa. – São José dos Campos : INPE, 2012.
xxviii + 211 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m19/2011/11.29.23.30-TDI)

Tese (Mecânica Espacial e Controle) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2011.

Orientadores : Drs. Iracema Fonseca de Albuquerque Cavalcanti, e Vladamudi Brahmananda Rao.

1. vortacidade potencial. 2. quebra de onda de Rosby. 3. Oceano Atlântico Sul. 4. padrões atmosféricos. 5. intrusões I.Título.

CDU 551.551.3(261.6)

Copyright © 2012 do MCT/INPE. Nenhuma parte desta publicação pode ser reproduzida, armazenada em um sistema de recuperação, ou transmitida sob qualquer forma ou por qualquer meio, eletrônico, mecânico, fotográfico, reprográfico, de microfilmagem ou outros, sem a permissão escrita do INPE, com exceção de qualquer material fornecido especificamente com o propósito de ser entrado e executado num sistema computacional, para o uso exclusivo do leitor da obra.

Copyright © 2012 by MCT/INPE. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, recording, microfilming, or otherwise, without written permission from INPE, with the exception of any material supplied specifically for the purpose of being entered and executed on a computer system, for exclusive use of the reader of the work.

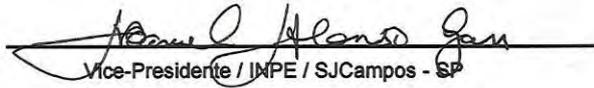
Aprovado (a) pela Banca Examinadora
em cumprimento ao requisito exigido para
obtenção do Título de Doutor(a) em
Meteorologia

Dr. Clóvis Angeli Sansigolo



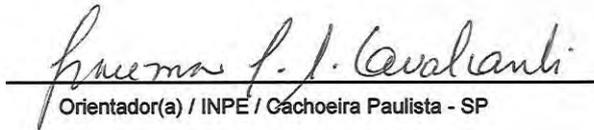
Presidente / INPE / SJCampos - SP

Dr. Manoel Alonso Gan



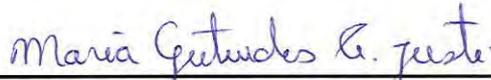
Vice-Presidente / INPE / SJCampos - SP

Dra. Iracema Fonseca de Albuquerque
Cavalcanti



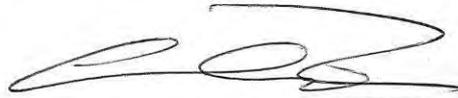
Orientador(a) / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dra. Maria Gertrudes Alvarez Justi da Silva



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

Dra. Gabriela Viviana Müller



Convidado(a) / CICYTTP/CONICET / Buenos Aires - AR

Este trabalho foi aprovado por:

maioria simples

unanimidade

Aluno (a): Tatiane Felinto Barbosa

São José dos Campos, 16 de dezembro de 2011

*A minha mãe Maria das Graças
e a minha irmã Gizelle*

AGRADECIMENTOS

Agradeço em primeiro lugar a minha família, neste momento especial, envolvida em clima de gratidão e saudade de cada um de vocês, meus verdadeiros mestres, peças fundamentais no caminho do saber, que me orientaram além dos preceitos técnicos científicos me oferecendo aprendizados para a vida toda, muito obrigada.

Aos meus orientadores, DR. V. B. Rao e Dra. Iracema Cavalcanti, pela orientação, em especial a Dr. Iracema pela paciência, compreensão e apoio prestado durante a realização deste trabalho e, principalmente, pela oportunidade de muito aprender com a experiência e conhecimento científico que lhes pertence.

Ao Luiz André pela amizade e companheirismo ao longo de muitos anos, por sempre me apoiar e incentivar a crescer cientificamente e na vida e pela compreensão mesmo nos momentos mais difíceis. Também agradeço pela grande ajuda com alguns programas utilizados na realização deste trabalho.

A Rita Micheline pelo carinho, amizade, apoio, pelas longas conversas, sempre incentivando a melhorar no trabalho e na vida.

Aos amigos Danielle Barros, Claudio Moisés, Fábio Conde, pela amizade e incentivo ao longo destes anos.

Aos amigos Chica, Lucía, Aline, Thalyta, Madeleine, Nana, Claudia, Cristina, Thiago, Paulo, Marcelo Essado, Marcelo, pela amizade e por estarem ao meu lado em vários os momentos.

Ao Luciano Azevedo pelo companheirismo, amizade, apoio e por sempre me incentivar a não perder o foco nos meus objetivos.

As amigas Mári e Cláudia pelo apoio e amizade e por me abrigarem em sua casa e propiciar uma convivência serena.

Ao Carlos César por todo intenso e eficaz suporte computacional.

Ao Professor Manoel Gan pela disponibilidade, sempre de portas abertas tirando as dúvidas que surgiram no decorrer deste trabalho.

Ao INMET por ter me liberado para concluir as disciplinas e conceder a licença para que fosse possível dedicação exclusiva à conclusão deste trabalho.

A CAPES pelo apoio financeiro durante os dois últimos anos.

RESUMO

Neste estudo foram analisados os padrões de alta vorticidade potencial (AVP) no nível isentrópico de 350 K (~200 hPa) sobre o Oceano Atlântico Sul (OAS), no período de verão entre 1979-2001. As reanálises ERA-40 foram utilizadas na análise observacional enquanto que três simulações com o Modelo de Circulação Geral (MCGA) do CPTEC foram utilizadas para análise das características representadas pelo modelo. Na identificação dos padrões de AVP considerou-se a incursão da VP em 350 K de -1,5 UVP atingindo a latitude de 10°S. O método de Funções Ortogonais Empíricas foi aplicado no campo de VP nestes dias para determinar os padrões de AVP sobre o OAS tropical, e as características atmosféricas associadas a tais padrões foram determinadas por meio da técnica de compostos. Os três primeiros modos apresentaram a maior parte da variância explicada e distintos padrões de AVP. O primeiro modo (CP1) apresentou um padrão de intrusão de AVP com orientação norte-sul sobre o OAS tropical próximo ao Nordeste do Brasil (NEB), influenciando a precipitação desta região. À medida que a intrusão desloca-se para leste, a precipitação no sul do NEB intensifica-se. A componente 2 (CP2) apresentou uma incursão de AVP com quebra de onda de Rossby (QOR) anticiclônica associada. Neste caso, o comportamento de precipitação sobre o NEB foi semelhante à CP1. No terceiro modo (CP3), há configuração de QOR anticiclônica com formação de um vórtice ciclônico (VC) sobre o leste do NEB. Este padrão inibe a precipitação no leste e sul do NEB, mas ocorre convecção nas regiões circunvizinhas. Nas três componentes, o “duto de ventos de oeste” encontrava-se intenso na formação e desenvolvimento, e desintensificou-se nos dias seguintes enquanto que a corrente de jato (CJ) apresentou comportamento contrário. A variabilidade interanual dos eventos identificados na CP1 e CP2 foi associada ao fenômeno ENOS. Os padrões identificados na análise observacional e numérica foram similares, com diferença na posição dos mesmos, sendo que no modelo a AVP encontra-se deslocada para oeste em relação ao observado. Este comportamento teve influência sobre a precipitação resultante do modelo. O número de eventos identificados no MCGA correspondeu à metade do visto na observação. A importância dos ventos em altos níveis na região equatorial e nas latitudes médias do OAS são ressaltadas nessa comparação, pois o vento zonal da região equatorial foi climatologicamente mais fraco e a CJ mais intensa nos resultados do modelo. Na variabilidade interanual da CP1, os anos com Índice de Oscilação Sul negativo (IOSN) e positivo (IOSP) apresentaram muitos e poucos casos de intrusão, respectivamente. Contudo, há uma variação entre-ENOS. Os anos nos quais foram observadas intrusões, tanto em anos de El Niño (EN), La Niña (LN) e neutro (N), apresentaram “dutos de ventos de oeste” intensos, Alta da Bolívia fraca, Cavado no Nordeste intenso, fraco vento zonal de oeste sobre o norte da Argentina e maior amplitude da onda 3. Características opostas foram vistas nos anos de EN, LN e N quando ocorreram poucos casos de intrusões. Este trabalho mostrou que alguns padrões de AVP sobre o OAS tropical podem influenciar a quebra de onda. Também foi visto que a convecção associada aos sistemas frontais em superfície apresenta um importante papel na quebra da onda, que por sua vez afeta a precipitação sobre o NEB. A posição da anomalia ciclônica de AVP inibe ou favorece a convecção sobre esta região.

HIGH POTENTIAL VORTICITY PATTERNS OVER TROPICAL SOUTH ATLANTIC AND ASSOCIATED ATMOSPHERIC FEATURES

ABSTRACT

Analysis of high potential vorticity (high-PV) patterns in the 350 K isentropic level over the South Atlantic Ocean (SAO) was performed in the summer season during 1979-2001. The ERA-40 reanalysis was used for the observational analysis and three simulations with the CPTEC Atmospheric General Circulation Model (AGCM) were analyzed to verify the model ability in representing the observed features. The high-PV cases were obtained from incursions of PV of -1.5 UVP at 350 K reaching the 10° S latitude. The Empirical Orthogonal Function (EOF) method was applied in the field of potential vorticity (PV) of the selected days to determine patterns of high-PV on the tropical OAS. The atmospheric features associated with the dominant patterns were analyzed through composites. The first three modes explained the largest percentage of the variance and distinct patterns of high-PV. The first mode (CP1) showed a pattern of high-PV intrusion with north-south orientation over the OAS, near the tropical northeastern Brazil (NEB), intensifying the precipitation as the intrusion moves to the east. The second mode (PC2) showed incursion of high-PV with an anticyclonic Rossby wave breaking (RWB) and the same influence the precipitation over NEB as showed in CP1. In the third mode (CP3), there is formation of a cyclonic vortex (CV) over the eastern NEB, inhibiting the precipitation in the east and south of this region, with convection in the surrounding regions. In the three modes, the “westerly ducts” were intense during the high-PV formation, and the development became less intense on the following days. The jet stream (JS) showed opposite behavior. The interannual variability of the events identified in CP1 and CP2 were associated with ENSO. Similar to the observational characteristics were found in the model atmospheric patterns. However there was an eastward shifting of the model patterns compared to the observations. This behavior had an influence on the model precipitation. The events identified in the AGCM correspond to half of the observed. The importance of high level winds in the equatorial and middle latitudes of the SAO are emphasized in this comparison, because the equatorial zonal wind was climatologically weaker and JS stronger in the model results. In the interannual variability of CP1, the years with negative Southern Oscillation Index (SOIN) and positive (SOIP) had many and few cases of intrusion, respectively. However, there is variation inter-ENSO. The years with intrusions observed in El Niño (EN), La Niña (LN) and neutral (N) conditions, presented intense “westerly ducts”, weakening of the Bolivian high, intense northeast trough, weak zonal west winds over northern Argentina and great amplitude of wavenumber 3. Opposite characteristics were observed in the EN, LN and N years when there were few cases of intrusions. Some patterns of high-PV on the SAO can have an influence on tropical wave breakings. The convection associated with frontal systems presents an important role on the wave breaking, which affects the precipitation over the NEB. The position of the high-PV cyclonic anomaly inhibits or favors convection over this region.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
Figura 1.1 – Esquema da quebra da onda de Rossby sobre o oceano Atlântico Sul na superfície isentrópica de 350 K. O contorno grosso representa a tropopausa.....	2
Figura 1.2 – Diagrama esquemático da QOR no HS com cisalhamento anticiclônico. a) quebra em direção ao polo (P2) e b) quebra em direção ao equador (LC1). O contorno representa um valor de temperatura potencial na tropopausa dinâmica e as setas indicam o sentido da advecção da anomalia de temperatura potencial.	5
Figura 2.1 – Esquema da VP no Atlântico Sul com as características: a) ciclo de vida do tipo LC1, b) ciclo de vida tipo P2. A linha tracejada marca a posição média do jato em cada estágio.	9
Figura 2.2 – VP ($10^{-6} \text{ K m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$) na superfície isentrópica de 350 K (linhas de contornos) e ROL menor que 200 W m^{-2} (sombreado), entre os dias 8 a 13 de dezembro de 1992.	17
Figura 4.1 – Variância explicada de cada modo.....	32
Figura 4.2 – Erro amostral dos autovalores.....	32
Figura 4.3 – a) Padrão espacial (<i>Loadings</i>). b) Serie temporal (<i>scores</i>) para a CP1	33
Figura 4.4 – Número de eventos (Ne) por ano (barra) para a CP1, e U_m (contorno contínuo). O traço contínuo representa a média de U_m (11 m s^{-1}).	34
Figura 4.5 – Composto da VP (UVP) na superfície isentrópica de 350 K para a CP1. Áreas sombreadas representam a significância estatística dos compostos ao nível de 95%.....	36
Figura 4.6 – Seção vertical da anomalia de VP (UVP) em níveis de pressão ao longo de 10°S para a CP1. Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.	36
Figura 4.7 – Seção vertical da anomalia VP (UVP) em níveis de pressão ao longo de 30°W para a CP1. Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.	37
Figura 4.8 – Composto do vento zonal (m s^{-1}) em 200 hPa para a CP1. Os contornos contínuos (tracejados) representam os valores positivos (negativos). Áreas sombreadas representam a significância estatística dos compostos ao nível de 95%.	38
Figura 4.9 – Anomalia temporal da média zonal do vento zonal ($[U_m]_{\lambda}$; m s^{-1}) entre 90°W e 10°E para a CP1.....	38
Figura 4.10 – Anomalia de ROL (W m^{-2} ; sombreado) para a CP1. Os contornos representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.	39
Figura 4.11 – Índice Performático (IP) para a CP1.	40
Figura 4.12 – Anomalia de PNM (hPa) para a CP1. Os contornos contínuos (tracejados) representam os valores positivos (negativos) de PNM. Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.	41

Figura 4.13 – Anomalia do vento (m s^{-1} ; vetor) e anomalia da temperatura ($^{\circ}\text{C}$; sombreado) em 850 hPa para a CP1.	42
Figura 4.14 – Anomalia do fluxo de umidade integrado verticalmente ($10^{-5} \text{ Kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) para a CP1. Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.	42
Figura 4.15 – Composto da anomalia do vento meridional (v' , m s^{-1}) em 200 hPa da CP1. Áreas sombreadas representam a significância estatística do composto ao nível de 95%.	43
Figura 4.16 – Anomalia do vento (m s^{-1}) em 200 hPa para a CP1. Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.	44
Figura 4.17 – Anomalia de geopotencial ($\text{m}^2 \text{ s}^{-2}$) em 200 hPa para a CP1. Os contornos contínuos (tracejados) representam os valores positivos (negativos) do geopotencial. Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.	44
Figura 4.18 – Anomalia de geopotencial ($\text{m}^2 \text{ s}^{-2}$) em 500 hPa para a CP1. Os contornos contínuos (tracejados) representam os valores positivos (negativos) do geopotencial. Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.	45
Figura 4.19 – a) Padrão espacial (<i>Loadings</i>). b) Serie temporal (<i>scores</i>) para a CP2.	46
Figura 4.20 – Número de eventos (Ne) de AVP por ano (barra) para a CP2, e U_m (contorno contínuo). O traço contínuo representa a média de U_m (11 m s^{-1}).	47
Figura 4.21 – Composto da VP (UVP) na superfície isentrópica de 350 K para a CP2. Áreas sombreadas representam a significância estatística dos compostos ao nível de 95%.	48
Figura 4.22 – Seção vertical da anomalia de VP (UVP) em níveis de pressão ao longo de 10°S para a CP2. Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.	48
Figura 4.23 – Seção vertical da anomalia VP (UVP) em níveis de pressão ao longo de 30°W para a CP2. Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.	49
Figura 4.24 – Composto do vento zonal (m s^{-1}) em 200 hPa para a CP2. Os contornos contínuos (tracejados) representam os valores positivos (negativos). Áreas sombreadas representam a significância estatística dos compostos ao nível de 95%.	50
Figura 4.25 – Anomalia da média zonal do vento zonal ($[U_m]_{\lambda}$; m s^{-1}) entre 90°W e 10°E para a CP2.	50
Figura 4.26 – Anomalia de ROL (W m^{-2} ; sombreado) para a CP2. Os contornos representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.	51
Figura 4.27 – Índice Performático (IP) para a CP2.	51
Figura 4.28 – Anomalia de PNM (hPa) para a CP2. Os contornos contínuos (tracejados) representam os valores positivos (negativos) de PNM. Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.	52
Figura 4.29 – Anomalia do vento (m s^{-1} ; vetor) e anomalia da temperatura ($^{\circ}\text{C}$; sombreado) em 850 hPa para a CP2.	53

Figura 4.30 – Anomalia do fluxo de umidade integrado verticalmente ($10^{-5} \text{ Kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) para a CP2. Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.....	53
Figura 4.31 – Composto da anomalia do vento meridional (v' , m s^{-1}) em 200 hPa para a CP2. Áreas sombreadas representam a significância estatística dos compostos ao nível de 95%.....	54
Figura 4.32 – Anomalia do vento (m s^{-1}) em 200 hPa para a CP2. Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%....	55
Figura 4.33 – Anomalia de geopotencial ($\text{m}^2 \text{ s}^{-2}$) em 200 hPa para a CP2. Os contornos contínuos (tracejados) representam os valores positivos (negativos) do geopotencial. Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.....	56
Figura 4.34 – Anomalia de geopotencial ($\text{m}^2 \text{ s}^{-2}$) em 500 hPa para a CP2. Os contornos contínuos (tracejados) representam os valores positivos (negativos) do geopotencial. Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.....	56
Figura 4.35 – a) Padrão espacial (<i>Loadings</i>). b) Serie temporal (<i>scores</i>) para a CP3.	57
Figura 4.36 – Número de eventos (Ne) por ano (barra) para a CP3, e U_m (contorno contínuo) da CP3. O traço contínuo representa a média de U_m (11 m s^{-1}).	58
Figura 4.37 – Composto da VP (UVP) na superfície isentrópica de 350 K para a CP3. Áreas sombreadas representam a significância estatística dos compostos ao nível de 95%.....	59
Figura 4.38 – Seção vertical da anomalia de VP (UVP) em níveis de pressão ao longo de 10°S para a CP3. Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.....	60
Figura 4.39 – Seção vertical da anomalia VP (UVP) em níveis de pressão ao longo de 30°W para a CP3. Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.....	60
Figura 4.40 – Composto do vento zonal (m s^{-1}) em 200 hPa para a CP3. Os contornos contínuos (tracejados) representam os valores positivos (negativos). Áreas sombreadas representam a significância estatística dos compostos ao nível de 95%.....	61
Figura 4.41 – Anomalia da média zonal do vento zonal ($[U_m]_z; \text{m s}^{-1}$) entre 90°W e 10°E para a CP3.....	61
Figura 4.42 – Anomalia de ROL (W m^{-2} ; sombreado) para a CP3. Os contornos representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%....	62
Figura 4.43 – Índice Performático (IP) para a CP3.	63
Figura 4.44 – Anomalia de PNM (hPa) para a CP3. Os contornos contínuos (tracejados) representam os valores positivos (negativos) de PNM. Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%....	64
Figura 4.45 – Anomalia do vento (m s^{-1} ; vetor) e anomalia da temperatura ($^\circ\text{C}$; sombreado) em 850 hPa para a CP3.	64
Figura 4.46 – Anomalia do fluxo de umidade integrado verticalmente ($10^{-5} \text{ Kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) para a CP3. Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.....	65

Figura 4.47 – Composto da anomalia do vento meridional (v' , $m s^{-1}$) em 200 hPa para a CP3. Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.....	65
Figura 4.48 – Anomalia do vento ($m s^{-1}$) em 200 hPa para a CP3. Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%....	67
Figura 4.49 – Anomalia de geopotencial ($m^2 s^{-2}$) em 200 hPa para a CP3. Os contornos contínuos (tracejados) representam os valores positivos (negativos) do geopotencial. Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.....	67
Figura 4.50 – Anomalia de geopotencial ($m^2 s^{-2}$) em 500 hPa para a CP3. Os contornos contínuos (tracejados) representam os valores positivos (negativos) do geopotencial. Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.....	68
Figura 5.1 – VP (UVP) no nível isentrópico de 350 K (linha contínua grossa), vento zonal ($m s^{-1}$) em 200 hPa (linha contínua fina) e anomalia do vento zonal ($m s^{-1}$, sombreado). Os valores de VP são -1, -1,5; 2,0 e -2,5 UVP, a) CIN, b) 97/98, c) CIP, d) 88/89.....	76
Figura 5.2 – Média zonal do vento zonal ($[U_m]_{\lambda}$) em 200 hPa ($m s^{-1}$). A linha preta representa a média climatológica de DJF. a) CIN (verde) e 1997/1998 (vermelho), b) CIP (verde) e 1988/1989 (vermelho).....	76
Figura 5.3 – Seção vertical da anomalia de VP (UVP) em níveis de pressão ao longo de $10^{\circ}S$. a) CIN, b) 97/98, c) CIP, d) 88/89.....	78
Figura 5.4 – Seção vertical da anomalia de VP (UVP) em níveis de pressão ao longo de $30^{\circ}W$. a) CIN, b) 97/98, c) CIP, d) 88/89.....	79
Figura 5.5 – Anomalia do vento ($m s^{-1}$) em 200 hPa (vetor), anomalia da divergência do vento ($10^{-5} s^{-1}$) em 200 hPa (sombreado) e anomalia do geopotencial ($m^2 s^{-2}$) em 200 hPa. O geopotencial inicia em $20 m^2 s^{-2}$ e o intervalo é de $20 m^2 s^{-2}$. a) CIN, b) 97/98, c) CIP, d) 88/89.....	80
Figura 5.6 – Anomalia de geopotencial ($m^2 s^{-2}$) em 500 hPa (contornos) e de ROL ($W m^{-2}$, sombreado). Os contornos contínuos (tracejados) correspondem aos valores positivos (negativos) do geopotencial e iniciam em $5 m^2 s^{-2}$ ($-5 m^2 s^{-2}$), com intervalo de $10 m^2 s^{-2}$. a) CIN, b) 97/98, c) CIP, d) 88/89.....	82
Figura 5.7 – Anomalia da temperatura do ar ($^{\circ}C$) em 850 hPa (sombreado) e anomalia da PNM (contorno) em hPa. Os contornos pontilhado (contínuo) indicam valores negativos (positivos) de PNM iniciado em $-0,5 hPa$ e o intervalo é de $0,5 hPa$. a) CIN, b) 97/98, c) CIP, d) 88/89.....	83
Figura 5.8 – Anomalia do fluxo de umidade integrado verticalmente ($10^{-5} Kg m^{-1} s^{-1}$, vetor) e anomalia da divergência do fluxo de umidade integrado verticalmente ($10^{-5} Kg s^{-1} m^{-2}$, sombreado). a) CIN, b) 97/98, c) CIP, d) 88/89.....	85
Figura 5.9 – Anomalia da precipitação ($mm dia^{-1}$). a) CIN, b) 97/98, c) CIP, d) 88/89.	87
Figura 5.10 – Composto da amplitude das ondas no nível de 200 hPa na latitude de $20^{\circ}S$. Linha contínua representa a amplitude média de DJF para todo o período. a) CIN (linha verde) e 97/98 (linha vermelha), b) CIP (linha verde) e 88/89 (linha vermelha).....	88

Figura 5.11 – Perfil vertical da anomalia da amplitude da onda $k=3$ para: a) CIN, b) 1997/1998, c) CIP, d) 1988/1989.....	89
Figura 5.12 – Vento zonal ($m s^{-1}$) em 200 hPa (contorno fino) e VP (UVP) na superfície isentrópica de 350 K (contorno grosso). Os contornos de VP são de -1, -1.5, -2 e -3 UVP. A escala da diferença do vento zonal (sombreado) encontra-se na parte inferior da figura. Os contornos no campo das diferenças representam a VP. a) 1982/1983, b) 1997/1998, c) Diferença entre 1982/1983 e 1997/1998, d) 1988/1989, e) 1999/2000, f) Diferença entre 1988/1989 e 1999/2000, g) 1989/1990, h) 1996/1997, i) Diferença entre 1989/1990 e 1996/1997.	91
Figura 5.13 – Similar à Figura 5.12, mas para o perfil vertical da VP (UVP) em níveis de pressão ao longo de 30W. O intervalo dos contornos é de 0,1 entre -0,1 e 0,5, e de 0,5 entre 0,5 e -1,5 e de 1 abaixo de -1,5. No campo de diferença o intervalo é de 0,02 entre 0,02 e 0,1 e de 0,1 a partir de 0,1....	92
Figura 5.14 – Similar à Figura 5.12, mas para o perfil vertical da VP (UVP) em níveis de pressão ao longo de 10°S. O intervalo dos contornos é de 0,1 entre 0 e -0,5 e de 0,5 abaixo de -0,5.....	93
Figura 5.15 – Similar à Figura 5.12, mas para o vento ($m s^{-1}$) em 200 hPa (linhas de corrente) e magnitude do vento ($m s^{-1}$) em 200 hPa (sombreado). A escala da magnitude do vento para os campos médios (diferenças) está posicionada na parte inferior (direita).	94
Figura 5.16 – Similar à Figura 5.12, mas para a anomalia do geopotencial ($m^2 s^{-2}$) em 200 hPa (contornos) e magnitude do vento acima de 30 $m s^{-1}$ (sombreado). A anomalia de geopotencial inicia em 50 $m^2 s^2$ e o intervalo é de 10 $m^2 s^2$. Os contornos tracejados (contínuos) representam valores negativos (positivos) de geopotencial. (Continua)	96
Figura 5.17 – Similar à Figura 5.16, mas para a anomalia do geopotencial ($m^2 s^2$) em 500 hPa (contorno) e ROL em ($W m^{-2}$, sombreado). A anomalia de geopotencial inicia em 50 $m^2 s^2$ e o intervalo é de 10 $m^2 s^2$	99
Figura 5.18 – Similar à Figura 5.12, mas para a temperatura ($^{\circ}C$) em 850 hPa (sombreado) e PNM (hPa, contornos). Os valores de PNM no campo de diferença (contornos) inicia 0,5 hPa e o intervalo é de 0,5 hPa. Os contornos tracejados (contínuos) representam valores negativos (positivos) de PNM. A escala de temperatura para os campos médios (diferenças) está posicionada na parte inferior (direita).	102
Figura 5.19 – Similar à Figura 5.12, mas para o fluxo de umidade integrado ($10^{-5} kg m^{-1} s^{-1}$, vetor) e divergência do fluxo de umidade integrado ($10^{-5} kg s^{-1} m^{-2}$, sombreado). A escala da divergência do fluxo de umidade integrado para os campos médios (diferenças) está posicionada na parte inferior (direita).	103
Figura 5.20 – Similar à Figura 5.12, mas para a precipitação ($mm dia^{-1}$). A escala da precipitação para os campos médios (diferenças) está posicionada na parte inferior (direita).....	104
Figura 5.21 – Composto da amplitude da onda no nível de 200 hPa em 20°S. O contorno preto representa a média climatologica de DJF, o contorno verde	

	representa o ano com evento de AVP e o vermelho, o ano sem evento de AVP. a) EN, b) LN e c) N.	105
Figura 5.22	– Perfil vertical da amplitude da onda $k=3$ e diferença entre os anos com (ACEI) e sem (ASEI) eventos de intrusões.	106
Figura 6.1	– Média de DJF da VP (UVP) na superfície isentrópica de 350 K: a) ERA-40, b) Ensemble. Diferenças da média de VP entre o MCGA e o ERA40, c) MCGA-I18, d) MCGA-I20, e) MCGA-I22, f) Ensemble.	111
Figura 6.2	– Similar à Figura 6.1, mas para a componente zonal do vento ($m s^{-1}$), em 200 hPa.	112
Figura 6.3	– Similar à Figura 6.1, mas para a ROL ($W m^{-2}$).	114
Figura 6.4	– Similar à Figura 6.1, mas para a Precipitação ($mm dia^{-1}$).	115
Figura 6.5	– Similar à Figura 6.1, mas para o vento ($m s^{-1}$) em 200 hPa.	117
Figura 6.6	– Similar à Figura 6.1, mas para a PNM (hPa).	118
Figura 6.7	– Similar à Figura 6.1, mas para o vento ($m s^{-1}$) em 850 hPa.	120
Figura 6.8	– Similar à Figura 6.1, mas para o fluxo de umidade integrado verticalmente ($10^5 Kg m^{-1} s^{-1}$).	121
Figura 6.9	– Similar à Figura 6.1, mas para a anomalia da média zonal da altura geopotencial ($m^2 s^{-2}$) em 200 hPa.	123
Figura 6.10	– Amplitude da onda quase-estacionária em 50°S.	124
Figura 6.11	– a) Série temporal de U_m ($m s^{-1}$), b) Diferença entre o U_m do MCGA e reanálise ERA-40.	124
Figura 6.12	– Média zonal do vento zonal $[U_m]_{\lambda}$ ($m s^{-1}$) entre 90°W e 0°.	125
Figura 6.13	– Variância explicada de cada modo. a) MCGA-I18, b) MCGA-I20, c) MCGA-I22, d) ERA-40.	127
Figura 6.14	– Erro amostral dos autovalores. a) MCGA-I18, b) MCGA-I20, c) MCGA-I22, d) ERA-40.	128
Figura 6.15	– Padrão Espacial (<i>loading</i>) para a CP1. a) MCGA-I18, b) MCGA-I20, c) MCGA-I22, d) ERA-40.	129
Figura 6.16	– Série temporal dos <i>scores</i> para a CP1. a) MCGA-I18, b) MCGA-I20, c) MCGA-I22.	130
Figura 6.17	– Número de eventos (Ne) por ano (barra) para a CP1, e U_m ($m s^{-1}$, contorno contínuo). O traço contínuo representa a média de U_m a) MCGA-I18, b) MCGA-I20, c) MCGA-I22.	132
Figura 6.18	– Composto da VP (UVP) na superfície isentrópica de 350 K para a CP1 do MCGA-I18. Áreas sombreadas representam a significância estatística dos compostos ao nível de 95%.	133
Figura 6.19	– Composto do vento zonal ($m s^{-1}$) em 200 hPa para a CP1 do MCGA-I18. Os contornos contínuos (tracejados) representam os valores positivos (negativos). Áreas sombreadas representam a significância estatística dos compostos ao nível de 95%.	134
Figura 6.20	– Anomalia da média zonal do vento zonal ($[U_m]_{\lambda}$; $m s^{-1}$) entre 90°W e 0°E para a CP1 do MCGA-I18.	134
Figura 6.21	– Seção vertical da anomalia de VP (UVP) em níveis de pressão ao longo de 10°S para a CP1 do MCGA-I18. As áreas sombreadas representam significância estatística das anomalias ao nível de 95%.	135

Figura 6.22 – Seção vertical da anomalia de VP (UVP) em níveis de pressão ao longo de 30°W para a CP1 do MCGA-I18. As áreas sombreadas representam significância estatística das anomalias ao nível de 95%.	135
Figura 6.23 – Anomalia de ROL ($W m^{-2}$) para a CP1 do MCGA-I18. Os sombreados vermelhos (azuis) representam os valores positivos (negativos) de ROL. Os contornos representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.	136
Figura 6.24 – Índice Performático (IP) para a CP1 do MCGA-I18.	137
Figura 6.25 – Anomalia de PNM (hPa) para a CP1 do MCGA-I18. Os contornos contínuos (tracejados) representam os valores positivos (negativos). Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.	138
Figura 6.26 – Anomalia do vento ($m s^{-1}$; vetor) e anomalia da temperatura ($^{\circ}C$; sombreado) em 850 hPa para a CP1 do MCGA-I18.	138
Figura 6.27 – Anomalia do fluxo de umidade integrado verticalmente ($10^{-5} kg m^{-1} s^{-1}$) para a CP1 do MCGA-I18. Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.	139
Figura 6.28 – Composto das anomalias do vento meridional (v^{\prime} , $m s^{-1}$) em 200 hPa para a CP1 do MCGA-I18. Os contornos contínuos (tracejados) representam os valores positivos (negativos). Áreas sombreadas representam a significância estatística dos compostos ao nível de 95%.	139
Figura 6.29 – Anomalia do vento ($m s^{-1}$) em 200 hPa para a CP1 do MCGA-I18. Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.	141
Figura 6.30 – Anomalia de geopotencial ($m^2 s^{-2}$) em 200 hPa para a CP1 do MCGA-I18. Os contornos contínuos (tracejados) representam os valores positivos (negativos). Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.	141
Figura 6.31 – Anomalia de geopotencial ($m^2 s^{-2}$) em 500 hPa para a CP1 do MCGA-I18. Os contornos contínuos (tracejados) representam os valores positivos (negativos). Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.	142
Figura 6.32 – Padrão Espacial (<i>loading</i>) para a CP2. a) MCGA-I18, b) MCGA-I20, c) MCGA-I22, d) ERA-40.	143
Figura 6.33 – Série temporal dos <i>scores</i> para a CP2. a) MCGA-I18, b) MCGA-I20, c) MCGA-I22	144
Figura 6.34 – Número de eventos (Ne) por ano (barra) da CP2, e U_m ($m s^{-1}$, contorno contínuo). O traço contínuo representa a média de U_m . a) MCGA-I18, b) MCGA-I20, c) MCGA-I22.	147
Figura 6.35 – Composto da VP (UVP) na superfície isentrópica de 350 K para a CP2 do MCGA-I18. Áreas sombreadas representam a significância estatística dos compostos ao nível de 95%.	148
Figura 6.36 – Composto do vento zonal ($m s^{-1}$) em 200 hPa para a CP2 do MCGA-I18. Os contornos contínuos (tracejados) representam os valores positivos (negativos). Áreas sombreadas representam a significância estatística dos compostos ao nível de 95%.	148

Figura 6.37 – Anomalia da média zonal do vento zonal ($[U_m]_z$; $m s^{-1}$) entre $90^\circ W$ e $0^\circ E$ para a CP2 do MCGA-I18.	149
Figura 6.38 – Seção vertical da anomalia de VP (UVP) em níveis de pressão ao longo de $10^\circ S$ para a CP2 do MCGA-I18. As áreas sombreadas representam significância estatística das anomalias ao nível de 95%.	150
Figura 6.39 – Seção vertical da anomalia de VP (UVP) em níveis de pressão ao longo de $30^\circ W$ para a CP2 do MCGA-I18. As áreas sombreadas representam significância estatística das anomalias ao nível de 95%.	150
Figura 6.40 – Anomalia de ROL ($W m^{-2}$) para a CP2 do MCGA-I18. Os sombreados vermelhos (azuis) representam os valores positivos (negativos). Os contornos representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.	151
Figura 6.41 – Índice Performático (IP) para a CP2 do MCGA-I18.	151
Figura 6.42 – Anomalia de PNM (hPa) para a CP2 do MCGA-I18. Os contornos contínuos (tracejados) representam os valores positivos (negativos). Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.	152
Figura 6.43 – Anomalia do vento ($m s^{-1}$, vetor) e anomalia de temperatura ($^\circ C$; sombreado) em 850 hPa para a CP2 do MCGA-I18.	153
Figura 6.44 – Anomalia do fluxo de umidade integrado verticalmente ($10^{-5} kg m^{-1} s^{-1}$) para a CP2 do MCGA-I18. Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.	153
Figura 6.45 – Composto da anomalia do vento meridional (v' , $m s^{-1}$) em 200 hPa para a CP2 do MCGA-I18. Os contornos contínuos (tracejados) representam os valores positivos (negativos). Áreas sombreadas representam a significância estatística dos compostos ao nível de 95%.	154
Figura 6.46 – Anomalia do vento ($m s^{-1}$) em 200 hPa para a CP2 do MCGA-I18. Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.	155
Figura 6.47 – Anomalia de geopotencial ($m^2 s^{-2}$) em 200 hPa para a CP2 do MCGA-I18. Os contornos contínuos (tracejados) representam os valores positivos (negativos). Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.	155
Figura 6.48 – Anomalia de geopotencial ($m^2 s^{-2}$) em 500 hPa para a CP2. Os contornos contínuos (tracejados) representam os valores positivos (negativos). Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.	156
Figura 6.49 – Padrão Espacial (<i>loading</i>) para a CP3. a) MCGA-I18, b) MCGA-I20, c) MCGA-I22, d) ERA-40.	157
Figura 6.50 – Série temporal dos <i>scores</i> para a CP3. a) MCGA-I18, b) MCGA-I20, c) MCGA-I22	158
Figura 6.51 – Número de eventos (Ne) por ano (barra) da CP3, e U_m ($m s^{-1}$, contorno contínuo). O traço contínuo representa a média de U_m . a) MCGA-I18, b) MCGA-I20, c) MCGA-I22.	159

Figura 6.52 – Composto da VP (UVP) na superfície isentrópica de 350 K para a CP3 do MCGA-I18. Áreas sombreadas representam a significância estatística dos compostos ao nível de 95%.	161
Figura 6.53 – Composto do vento zonal ($m s^{-1}$) em 200 hPa para a CP3 do MCGA-I18. Os contornos contínuos (tracejados) representam os valores positivos (negativos). Áreas sombreadas representam a significância estatística dos compostos ao nível de 95%.	161
Figura 6.54 – Anomalia da média zonal do vento zonal ($[U_m]_{\lambda}$; $m s^{-1}$) entre $90^{\circ}W$ e $0^{\circ}E$ para a CP3 do MCGA-I18.	162
Figura 6.55 – Seção vertical da anomalia de VP (UVP) em níveis de pressão ao longo de $10^{\circ}S$ para a CP3 do MCGA-I18. As áreas sombreadas representam significância estatística das anomalias ao nível de 95%.	162
Figura 6.56 – Seção vertical da anomalia de VP (UVP) em níveis de pressão ao longo de $30^{\circ}W$ para a CP3 do MCGA-I18. As áreas sombreadas representam significância estatística das anomalias ao nível de 95%.	163
Figura 6.57 – Anomalia de ROL ($W m^{-2}$) para a CP3 do MCGA-I18. Os sombreados vermelhos (azuis) representam os valores positivos (negativos). Os contornos representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.	164
Figura 6.58 – Índice Performático (IP) para a CP3 do MCGA-I18.	164
Figura 6.59 – Anomalia de PNM (hPa) para a CP3 do MCGA-I18. Os contornos contínuos (tracejados) representam os valores positivos (negativos). Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.	165
Figura 6.60 – Anomalia do vento ($m s^{-1}$, vetor) e anomalia de temperatura ($^{\circ}C$; sombreado) em 850 hPa para a CP3 do MCGA-I18.	165
Figura 6.61 – Anomalia do fluxo de umidade integrado verticalmente ($10^{-5} kg m^{-1} s^{-1}$) para a CP3 do MCGA-I18. Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.	166
Figura 6.62 – Compostos da anomalia vento meridional (v' , $m s^{-1}$) em 200 hPa para a CP3 do MCGA-I18. Os contornos contínuos (tracejados) representam os valores positivos (negativos). Áreas sombreadas representam a significância estatística dos compostos ao nível de 95%.	166
Figura 6.63 – Anomalia do vento ($m s^{-1}$) em 200 hPa para a CP3 do MCGA-I18. Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.	167
Figura 6.64 – Anomalia de geopotencial ($m^2 s^{-2}$) em 200 hPa para a CP3 do MCGA-I18. Os contornos contínuos (tracejados) representam os valores positivos (negativos). Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.	168
Figura 6.65 – Anomalia de geopotencial ($m^2 s^{-2}$) em 500 hPa para a CP3. Os contornos contínuos (tracejados) representam os valores positivos (negativos). Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.	168
Figura 6.66 – Vento zonal ($m s^{-1}$) em 200 hPa (contorno fino) e VP (UVP) na superfície isentrópica de 350 K (contorno grosso). Os contornos de VP são -1, -1.5, -	

	2, -3 UVP. a) 1982/1983, b)1997/1998, c) Diferença entre 1982/1983 e 1997/1998, d) 1988/1989, e) 1999/2000, f) Diferença entre 1988/1989 e 1999/2000, g) 1989/1990, h) 1996/1997, i) Diferença entre 1989/1990 e 1996/1997. A escala da diferença do vento zonal (sombreado) encontra-se na parte inferior da figura.	171
Figura 6.67 –	Similar à Figura 6.66, mas para o perfil vertical da VP (UVP) em níveis de pressão ao longo de 10°W. O intervalo dos contornos é de 0.1 entre -0,1 e 0,5, e de 0,5 entre 0,5 e -1,5 e de 1 abaixo de -1,5. No campo de diferença o intervalo é de 0,02 entre 0,02 e 0,1 e de 0,1 a partir de 0,1..	172
Figura 6.68 –	Similar à Figura 6.66, mas para o perfil vertical da VP (UVP) em níveis de pressão ao longo de 30°W. O intervalo dos contornos é de 0,1 entre -0,1 e 0,5, e de 0,5 entre 0,5 e -1,5 e de 1 abaixo de -1,5. No campo de diferença o intervalo é de 0,02 entre 0,02 e 0,1 e de 0,1 a partir de 0,1..	173
Figura 6.69 –	Similar à Figura 6.66, mas para o vento ($m s^{-1}$) em 200 hPa (linhas de corrente) e magnitude do vento ($m s^{-1}$) em 200 hPa (sombreado). A escala da magnitude do vento para os campos médios (diferenças) está posicionada na parte inferior (direita).	174
Figura 6.70 –	Similar à Figura 6.66, mas para a anomalia do geopotencial ($m^2 s^{-2}$) em 200 hPa (contornos) e magnitude do vento acima de 30 $m s^{-1}$ (sombreado). A anomalia de geopotencial inicia em 50 $m^2 s^{-2}$ e o intervalo é de 10 $m^2 s^{-2}$. Os contornos tracejados (contínuos) representam valores negativos (positivos).	176
Figura 6.71 –	Similar à Figura 6.66, mas para a anomalia do geopotencial ($m^2 s^{-2}$) em 500 hPa (contornos) e ROL ($W m^{-2}$) (sombreado). A anomalia de geopotencial inicia em 50 $m^2 s^{-2}$ e o intervalo é de 10 $m^2 s^{-2}$. Os contornos tracejados (contínuos) representam valores negativos (positivos).	179
Figura 6.72 –	Similar à Figura 6.66, mas para a temperatura (°C) em 850 hPa (sombreado) e PNM (contorno). Os valores de PNM no campo de diferença inicia 0,5 hPa em e o intervalo é de 0,5 hPa. Os contornos tracejados (contínuos) representam valores negativos (positivos). A escala da temperatura para os campos médios (diferenças) está posicionada na parte inferior (direita).	182
Figura 6.73 –	Similar à Figura 6.66, mas para o fluxo de umidade integrado ($10^5 kg s^{-1}$, vetor) e divergência do fluxo de umidade integrado ($10^5 kg m^{-1} s^{-1}$, sombreado). A escala da divergência do fluxo de umidade integrado para os campos médios (diferenças) está posicionada na parte inferior (direita).	183
Figura 6.74 –	Similar à Figura 6.66, mas para a precipitação ($mm dia^{-1}$). A escala da precipitação para os campos médios (diferenças) está posicionada na parte inferior (direita).	184
Figura 6.75 –	Composto da amplitude da onda no nível de 200 hPa em 20°S. contorno preto representa a média climatologica de DJF, o contorno verde representa o ano com evento de AVP e o vermelho, o ano sem evento de AVP. a) EN, b) LN e c) N.	185
Figura 6.76 –	Perfil vertical da amplitude da onda $k=3$ e diferença entre os anos com (ACEI) e sem (ASEI.) eventos de intrusão.	186

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
Tabela 4.1 – Média de DJF da anomalia de pressão ao nível do mar entre Tahiti e Darwin (IOS) Classificação do ENOS: EN-, EN, EN+, LN-, LN, LN+ e N, indicam condições fracas, moderadas, fortes e neutras das fases quente/fria do ENSO, respectivamente.....	35
Tabela 5.1 – Anos com maior/menor $0.5*\sigma$ do IOS. Número de eventos (Ne), Número de dias (Nd) e Vento zonal médio (U_m), Índice de Oscilação Sul (IOS) médio. Classificação do ENSO em forte (EN+, LN+), moderado (EN, LN) e fraco (EN-, LN-) e Neutro (N).....	74
Tabela 6.1 – Número de dias (Ne) com $-1,5$ UVP atingindo 10° S e média do vento zonal (U_m) em 200 hPa.....	126
Tabela 6.2 – Correlação entre Número de eventos (Ne), IOS e vento zonal médio na região equatorial (U_m) para a CP1.....	131
Tabela 6.3 – Correlação entre Número de eventos (Ne), IOS e vento zonal médio na região equatorial (U_m) para a CP2.....	145
Tabela 6.4 – Correlação entre Número de eventos (Ne), IOS e vento zonal médio na região equatorial (U_m) para a CP3.....	159
Tabela 6.5 – Número de eventos (Ne) e vento zonal na região equatorial (U_m) para IOS negativo (IOSN) e positivo (IOSN).....	170

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AB	Alta da Bolívia
ACEI	Anos com eventos de intrusão
AVP	Alta vorticidade potencial
AS	América do sul
ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul
ASEI	Anos sem eventos de intrusão
CAPE	<i>Convective Available Potential Energy</i>
CDC	<i>Climate Diagnostics Center</i>
CIN	Composto índice negativo
CIP	Composto índice positivo
CJ	Corrente de Jato
CN	Cavado do Nordeste
COLA	<i>Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies</i>
CP1, 2 e 3	Componente Principal 1, 2 e 3
CPC	<i>Climate Prediction Center</i>
CPTEC	Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
COL	<i>Cut-off low</i>
DJF	Dezembro-janeiro-fevereiro
E	Leste
ECMWF	<i>European Centre for Medium-Range Weather Forecasts</i>
EI	Evento de intrusão
EN	El Niño
ENOS	El Niño Oscilação Sul
ERA-40	ECMWF 40 Re-analysis
FOE	Função Ortogonal Empírica
FOER	Funções Ortogonais Empíricas Rotacionadas
HN	Hemisfério Norte
HS	Hemisfério Sul
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IOS	Índice de Oscilação Sul
IOSN	Índice de Oscilação Sul negativo
IOSP -	Índice de Oscilação Sul positivo
IP	Índice Performático
JST	Jato Subtropical
LC1	Quebra anticiclônica em direção ao equador
LC2	Quebra ciclônica em direção ao Polo
LN	La Niña
MCG	Modelo de Circulação Geral
MCGA	Modelo de Circulação Geral Global
MCGA-I18	Modelo de Circulação Geral Global inicializado no dia 18
MCGA-I20	Modelo de Circulação Geral Global inicializado no dia 20
MCGA-I22	Modelo de Circulação Geral Global inicializado no dia 22
N	Neutro, Norte

NCAR	<i>National Center Atmospheric Research</i>
NEB	Nordeste Brasileiro
NNEB	Norte do Nordeste
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
NW	Noroeste
OA	Oscilação Antártica
OAS	Oceano Atlântico Sul
P1	Quebra ciclônica em direção ao polo
P2	Quebra anticiclônica em direção ao polo
PNM	Pressão ao nível médio do mar
ppm	Partes por milhão
QOR	Quebra da onda de Rossby
ROL	Radiação de onda longa
S	Sul
SE	Sudeste
SSiB	Simplified Simple Biosphere Model
SNEB	Sul do Nordeste
TSM	Temperatura da superfície do mar
UVP	Unidade de vorticidade potencial
VCAN	Vórtice Ciclônico de Altos Níveis
VP	Vorticidade potencial
VC	Vórtice Clicônico
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical
W	Oeste

LISTA DE SÍMBOLOS

a	Raio da terra
d	d-ésimo dia
f	Força de coriolis
g	Aceleração da gravidade
j	j-ésimo evento
k	Número de onda zonal
n	n dias com ou sem o padrão
n_i	Número de ocorrência do padrão i
p	Pressão
q_s	Umidade específica
u	Componente zonal do vento
v	Componente meridional do vento
x	Longitude
y	Latitude
A_k	Amplitude da onda
K	Kelvin
N	Número de eventos
P_0	Pressão a superfície
P_1	Pressão num determinado nível
R_i	Quantidade total de precipitação durante estes n_i dias
R	Quantidade total de chuva ocorrida no período de n
\bar{V}	Vetor vento
λ	Longitude
γ	Autovalor
ζ	Vorticidade relativa
ζ_θ	Vorticida relativa isentrópica
θ	Temperatura potencial
σ	Desvio padrão
φ	Latitude
$\delta\gamma$	Erro amostral
α_k	Fase da onda
$^\circ$	grau
Ω	Velocidade angular da terra
Φ	Variável generalizada
$\bar{\Phi}$	Variável composta
$\bar{\Phi}_c$	Variável composta climatológica
$\bar{\Phi}'$	Anomalia da variável composta
U_m	Vento zonal médio no OAS equatorial
$[U_m]_\lambda$	Média zonal do vento zonal
QV	Fluxo de umidade integrado verticalmente

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Hipótes.....	6
1.2 Objetivos.....	6
1.3 Organização da Tese.....	7
2 REVISÃO DA LITERATURA	9
2.1 Quebra da Onda de Rossby (QOR).....	9
2.2 Evento de Intrusão.....	13
3 DADOS E METODOLOGIA	19
3.1 Dados.....	19
3.1.1 MCGA CPTEC	20
3.2 Metodologia.....	22
3.2.1 Vorticidade potencial.....	22
3.2.2 Padrões de AVP no OAS	23
3.2.3 Determinação dos padrões atmosféricos	25
3.2.4 Determinação da variabilidade interanual	28
4 CLIMATOLOGIA DOS PADRÕES DE ALTA VORTICIDADE POTENCIAL NO ATLÂNTICO SUL TROPICAL E SUA RELAÇÃO COM OS PADRÕES ATMOSFÉRICOS E PRECIPITAÇÃO SOBRE A AMÉRICA DO SUL NO VERÃO AUSTRAL	31
4.1 Introdução.....	31
4.2 FOE.....	31
4.2.1 Componente 1	32
4.2.2 Componente 2	45
4.2.3 Componente 3	57
4.3 SUMÁRIO.....	68
5 VARIABILIDADE INTERANUAL DA INTRUSÃO DE ALTA VORTICIDADE POTENCIAL NO ATLÂNTICO SUL TROPICAL NO VERÃO AUSTRAL	71
5.1 Introdução.....	71
5.2 Resultados e Discussões.....	72
5.2.1 Campos compostos.....	74

5.2.2 Comparação entre anos EN, LN e neutro	89
5.3 SUMÁRIO.....	106
6 INTRUSÕES DE AVP NOS RESULTADOS DO MODELO DE CIRCULAÇÃO GERAL DO CPTEC (MCGA CPTEC/COLA).....	109
6.1 Introdução.....	109
6.2 MCGA×ERA40.....	110
6.3 FOE.....	125
6.3.1 Componente 1	128
6.3.2 Componente 2	142
6.3.3 Componente 3	156
6.4 Eventos de AVP no MCGA e o ENOS.....	169
6.5 SUMÁRIO.....	187
7 CONSIDERAÇÕES FINAIS	191
REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA	195
APÊNDICE A – MÉTODOS ESTATÍSTICOS.....	203
A.1 Função Ortogonal Empírica	203
A.2 Rotação Ortogonal Varimax.....	205
A.3 Significância estatística dos compostos.....	205
A.4 Significância estatística das anomalias	206
A.5 Coeficiente de Correlação de Pearson	207
A.6 Significância estatística das correlações	207
APÊNDICE B – ARTIGO PUBLICADO	209

1 INTRODUÇÃO

Vários aspectos dos processos atmosféricos transientes tais como diversos comportamentos de ciclones podem ser estudados do ponto de vista da vorticidade potencial (VP). Essa perspectiva pode ser útil na previsão de tempo e também no entendimento da natureza dos eventos sinóticos. Os primeiros estudos de VP realizados por Rossby (1936), Charney (1948) e depois por Hoskins et al. (1985) fornecem uma revisão dessas idéias. Hoskins et al. (1985) discutiram que a VP numa superfície isentrópica é um importante parâmetro para examinar e entender processos dinâmicos tais como propagação de onda de Rossby e sua quebra. O conhecimento da VP numa superfície isentrópica é suficiente para deduzir outros campos dinâmicos tais como vento e temperatura.

A VP é aproximadamente conservada nas ondas de Rossby, cujas isolinhas podem ser analisadas em um superfície isentrópica. A rápida e irreversível deformação deste contorno material caracteriza a Quebra da Onda de Rossby (QOR) (MCINTYRE E PALMER, 1983). Esta QOR pode ser melhor ilustrada considerando o campo de VP numa superfície isentrópica e ocorre quando os distúrbios atingem amplitudes em que os efeitos não-lineares não podem ser negligenciados.

McIntyre e Palmer (1983) foram os primeiros a mostrar detalhes observacionais que evidenciam a QOR por meio de cartas sinóticas da VP na média estratosfera (850 K) utilizando dados de satélite de órbita polar Tiros-N. Verificaram que no período de alguns dias, uma língua de alta VP em escala sinótica é desprendida da borda do vórtice polar e advectada isentropicamente para as latitudes tropicais. As distorções nos contornos de VP em forma de língua foram denominadas de “quebra da onda planetária” ou Rossby. Um exemplo ilustrativo da configuração da QOR sobre o Atlântico Sul é esquematizado na Figura 2.1.

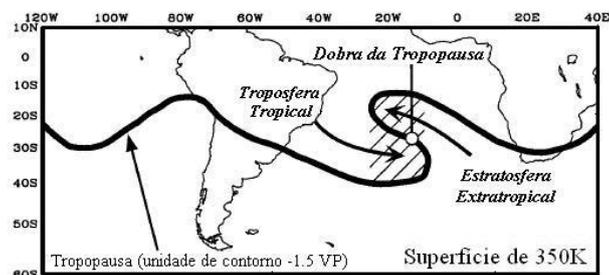


Figura 1.1 – Esquema da quebra da onda de Rossby sobre o oceano Atlântico Sul na superfície isentrópica de 350 K. O contorno grosso representa a tropopausa.

Fonte: Adaptada de Postel e Hitchman (1999)

As ondas de Rossby em escala sinótica que se propagam dos extratropicos em direção ao equador ocorrem preferencialmente nas regiões de vento zonal de oeste da região equatorial denominadas de “dutos de oeste” (HORINOUCI et al., 2000). Os “dutos de oeste” são importantes para o transporte atmosférico entre subtropicos e trópicos desde que a onda de Rossby em escala sinótica quebre neste “duto” e promova mistura irreversível. Webster e Holton (1982) usaram um modelo de água rasa e mostraram a propagação de ondas de Rossby num “duto de oeste” idealizado. A propagação destas ondas em direção à região equatorial só existiu na presença dos “dutos” de ventos de oeste na zona equatorial. Este resultado foi comprovado por Tomas e Webster (1994), os quais mostraram evidências observacionais da propagação extratropicos-trópicos através dos ventos de oeste médios na alta troposfera tropical.

As regiões de fortes ventos de oeste na região equatorial ocorrem preferencialmente no período de verão do HS sobre os oceanos Pacífico e Atlântico. Os “dutos” do oceano Pacífico apresentam maior magnitude, contudo praticamente desaparecem durante os períodos de El Niño (EN; TOMAS E WEBSTER, 1994). Arkin e Webster (1985) mostram que a variância dos dutos de oeste é fortemente dependente da força dos ventos de oeste e apresenta variabilidade interanual associada ao El Niño-Oscilação Sul (ENOS). No oceano Atlântico estes “dutos” aumentam de magnitude durante o período de EN, onde ocorrem as maiores amplitudes dos trens de onda (TOMAS E WEBSTER, 1994).

O oceano Atlântico Sul (OAS) é uma região favorável à propagação de onda de Rossby entre extratropicais-tropicais devido à presença dos “dutos de oeste” (TOMAS E WEBSTER, 1994). Ambrizzi e Hoskins (1995) identificaram propagação de trens de onda de Rossby do Pacífico leste subtropical em direção ao OAS tropical. Se a onda de Rossby tem uma amplitude suficientemente grande, a quebra da onda pode ocorrer, resultando na produção de grande movimento de ar na escala meridional cujo transporte horizontal ocorre entre extratropicais e tropicais durante os eventos de QOR.

O processo de QOR como um mecanismo de interação entre a estratosfera-troposfera é incluído em vários contextos atmosféricos tais como bloqueio atmosférico (Berrisford et al., 2007; Pelly e Hoskins, 2003), baixas desprendidas (NDARANA E WAUGH, 2010) Oscilação Quase Bienal (OQB; HITCHMAN E HUESMAN, 2008), Oscilação Decadal do Pacífico (ODP; STRONG E MAGNUSDOTTIR, 2009), Oscilação do Atlântico Norte (OAN; STRON E MAGNUSDOTTIR, 2008) e intrusão de alta VP na região tropical (WAUGH E POLVANI, 2000; WAUGH E FUNATSU, 2003; FUNATSU E WAUGH, 2008).

O processo de QOR que produz intrusão de ar estratosférico com alta vorticidade potencial (AVP) dentro da alta troposfera tropical foi estudado por Waugh e Polvani (2000). Estes autores sugerem uma correspondência entre a frequência de tais quebras da onda e a variação longitudinal do escoamento médio associada com os “dutos de oeste” equatorial sobre os oceanos Pacífico e Atlântico. Estas ondas se propagam para leste ao longo da corrente de jato (CJ) e entram nas regiões de fracos ventos de oeste nos “dutos”. Desta forma elas são estendidas meridionalmente e comprimidas longitudinalmente, levando à quebra da onda a qual introduz ar da estratosfera dos subtropicais para a troposfera tropical.

Estas intrusões de AVP apresentam impacto na convecção tropical. Waugh e Funatsu (2003) verificaram a relação entre a QOR e a Radiação de Onda Longa (ROL) e mostraram que a convecção transiente e a língua de VP ocorrem juntas, e a convecção é vista na vanguarda da língua de VP. Waugh (2005) verificou o impacto da QOR na umidade subtropical, cujo gradiente de umidade ocorre próximo aos eventos QOR, com

ar seco a oeste da língua de VP e ar úmido a leste do mesmo. O ar úmido na retarguada da língua de VP associada à QOR encontra-se consistente com a convecção profunda encontrada por vários autores (KILADIS, 1998; WAUGH E FUNATSU, 2003; FUNATSU E WAUGH, 2008). Funatsu e Waugh (2008) mostraram numa simulação numérica que a intrusão é responsável pela formação da convecção sobre o oceano Pacífico. Nesse trabalho foi visto que a convecção não ocorreria sobre este oceano sem a presença da intrusão, sendo que a mesma é importante na desestabilização da baixa troposfera, contribuindo para elevar a energia convectiva disponível (em inglês, *Convective Available Potential Energy* - CAPE) e promover o movimento vertical ascendente.

O impacto destas intrusões sobre a precipitação do Nordeste brasileiro foi mostrado por Rao et al. (2007), os quais observaram que nos anos com maior ocorrência de eventos de intrusão sobre o OAS houve uma redução de chuvas no norte do NEB. Este fato esteve associado à formação de um Vórtice Ciclônico sobre o OAS tropical, cuja presença provoca convergência em altos níveis, movimento subsidente sobre o NEB e inibição da convecção.

Existem vários tipos de configurações de QOR que podem ser ciclônica ou anticiclônica, o qual depende do cisalhamento barotrópico associado à CJ (GABRIEL E PETERS, 2008). Quando a quebra ocorre no lado polar (equatorial) da CJ cujo cisalhamento é ciclônico (anticiclônico), o comportamento da quebra também é ciclônico (anticiclônico). No HS a quebra anticiclônica ocorre com mais frequência e pode ser em direção ao polo (P2) ou para o equador (LC1, BERRISFORD et al. 2007). Segundo Gabriel e Peters (2008), a quebra ocorre com um ramo, em direção ao pólo, da massa de ar com baixa VP e tende a formar um forte anticiclone de bloqueio durante o estágio maduro de desenvolvimento no padrão tipo P2 (Figura 1.2a), enquanto que no padrão tipo LC1 (Figura 1.2b), a quebra ocorre em direção ao equador e forma filamentos de VP ou ciclones desprendidos. O padrão LC1 também foi identificado por Thorncroff et al. (1993), cuja estrutura produz um cavado em altos níveis e um ciclone desprendido. Estes autores também identificaram que o padrão LC1 apresenta algumas características com eventos que ocorrem durante situações de bloqueio. A distinção

destas morfologias é importante, pois os mesmos têm diferentes características sinóticas e também diferentes propriedades associadas ao transporte e mistura de ar.

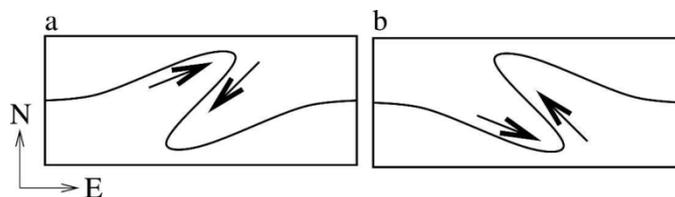


Figura 1.2 – Diagrama esquemático da QOR no HS com cisalhamento anticiclônico. a) quebra em direção ao polo (P2) e b) quebra em direção ao equador (LC1). O contorno representa um valor de temperatura potencial na tropopausa dinâmica e as setas indicam o sentido da advecção da anomalia de temperatura potencial.

Fonte: Adaptado de Berrisford et al. (2007)

As intrusões de AVP em direção aos trópicos geralmente apresentam quebra anticiclônica, cuja orientação da língua de AVP é no sentido NW-SE no HS (RAO et al, 2007) e NE-SW no Hemisfério Norte (HN, WAUGH E POLVANI, 2000). Contudo, outros autores encontraram características distintas de QOR no HS. Peters e Waugh (2003) identificaram diferentes padrões de QOR associados às configurações dos Jatos Subtropical (JST) e Polar (JP). Por exemplo, existe um padrão de QOR em direção ao equador com comportamento ciclônico na presença de um JST; uma quebra em direção ao polo com comportamento anticiclônico quando o JST quebra ou quando o JP encontra-se corrente abaixo do JST, e por último a quebra ocorre de forma mais simétrica quando o jato polar encontra-se corrente acima do JST. Algumas configurações do escoamento têm localização geográfica preferencial, resultando em características distintas da propagação da onda de Rossby.

Os estudos acima não examinaram as características das intrusões de AVP sobre o OAS. A maioria dos trabalhos apresenta um enfoque climatológico (WAUGH E POLVANI, 2000) ou relacionado com a convecção sobre o Pacífico (FUNATSU E WAUGH, 2008; WAUGH E FUNATSU, 2003). O impacto destas intrusões sobre a circulação de verão e precipitação da América do Sul (AS) não é conhecida. Neste sentido uma das motivações deste trabalho é entender com mais detalhes como a circulação atmosférica e variáveis associadas são modificadas durante os eventos de

intrusão sobre o OAS e quais são as influências no padrão de circulação de verão e na precipitação de áreas da AS.

1.1 Hipótese

A hipótese deste trabalho é que a existência das diferentes configurações ou padrões de AVP sobre o OAS pode afetar de maneira distinta a circulação atmosférica e convecção na AS e oceano adjacente, e conseqüentemente, apresentar um impacto na precipitação. Dessa forma, é proposta uma investigação das influências de intrusões de AVP sobre o Oceano Atlântico Sul tropical nas anomalias da circulação atmosférica e da precipitação em regiões da AS.

1.2 Objetivos

Para verificar essa hipótese o objetivo geral deste estudo na análise observacional é identificar os padrões de AVP que ocorrem sobre o OAS no período de verão do HS e determinar as principais características atmosféricas associadas a tais padrões. Outro objetivo geral é verificar o comportamento de um modelo de circulação geral em determinar tais padrões.

Os objetivos específicos deste estudo são:

- Determinar as características atmosféricas em escala sinótica associadas aos padrões de AVP sobre o OAS.
- Identificar as principais características atmosféricas responsáveis pela formação destes padrões de AVP sobre o OAS.
- Verificar a possível relação entre tais padrões de AVP e a precipitação sobre áreas da AS e OAS.

- Analisar a variabilidade interanual destes padrões e sua associação com o fenômeno ENOS e o comportamento dos padrões atmosféricos de verão nestes anos.
- Avaliar a capacidade do modelo de circulação geral atmosférico (MCGA) do CPTEC em representar tais padrões.
- Identificar as principais diferenças na circulação de verão entre os dados utilizados na análise observacional e as simulações com o MCGA e como estas diferenças afetam nos padrões de AVP.

O desenvolvimento desta pesquisa visa mostrar a utilidade da VP como um parâmetro útil na previsão do tempo. Identificar os padrões associados a tal parâmetro e as principais características atmosféricas associadas, assim como o impacto sobre a precipitação é importante para os previsores de tempo.

1.3 Organização da Tese

Este estudo foi dividido em duas análises: observacional e simulação com um MCGA. Os capítulos estão organizados da seguinte forma: o **Capítulo 2** apresenta a revisão da literatura sobre QOR e eventos de intrusão. O **Capítulo 3** corresponde aos dados e metodologia. O **Capítulo 4** exhibe a análise observacional com a identificação dos padrões de AVP e as características atmosféricas associadas. O **Capítulo 5** apresenta a variabilidade destes padrões de AVP e sua associação com o fenômeno ENOS e as principais características atmosféricas em anos com Índice de Oscilação Sul (IOS) extremos. O **Capítulo 6** mostra os resultados dos padrões de AVP identificados no MCGA e as diferenças entre os padrões atmosféricos com os da análise observacional. Este capítulo também apresenta a variabilidade interanual dos padrões simulados pelo modelo. Por último, no **Capítulo 7** são apresentadas as conclusões e sugestões para trabalhos futuros.

2 REVISÃO DA LITERATURA

2.1 Quebra da Onda de Rossby (QOR)

O ciclo de vida das ondas baroclínicas foi estudado por Thorncroft et al. (1993). Nesse estudo foram utilizados mapas de temperatura potencial numa superfície isentrópica que representa a tropopausa. Dois ciclos de vida foram encontrados e denominados de LC1 e P2, cuja ilustração dos contornos de VP encontra-se na Figura 2.1. A configuração destes dois ciclos de vida é fortemente influenciada pelo cisalhamento médio do jato o qual é ciclônico/anticiclônico no lado polar/equatorial do jato. O ciclo de vida LC1 (Figura 2.1a) exhibe ambos comportamentos de quebra de onda ciclônico e anticiclônico. Inicialmente as ondas são dominadas pelo cisalhamento ciclônico do jato e no estágio maduro, as ondas tornam-se mais afetadas pelo cisalhamento anticiclônico e o desenvolvimento resulta numa quebra da onda em direção ao equador. Este estágio é caracterizado pela formação de um cavado em altos níveis e uma baixa desprendida em latitudes subtropicais. O ciclo de vida LC2 (Figura 2.1b) apresenta um comportamento predominantemente ciclônico e apresenta um confinamento meridional, cujo sistema exhibe um vórtice ciclônico de grande escala com lento decaimento.

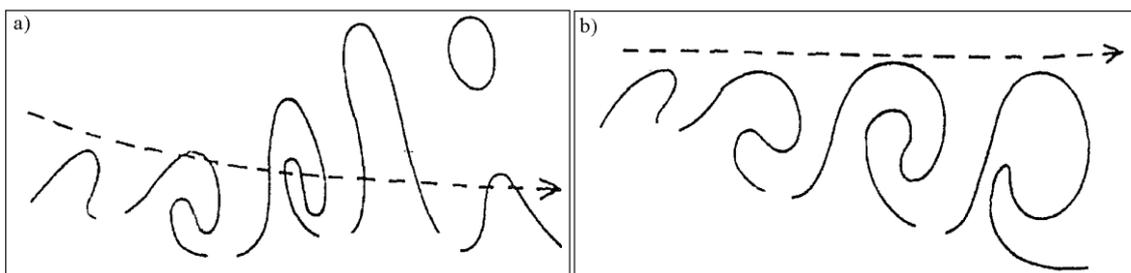


Figura 2.1 – Esquema da VP no Atlântico Sul com as características: a) ciclo de vida do tipo LC1, b) ciclo de vida tipo P2. A linha tracejada marca a posição média do jato em cada estágio.

Adaptada: Thorncroft et al. (1993)

Postel e Hitchman (1999) utilizaram 10 anos (1986-1995) de análises do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF) para investigar a distribuição temporal e espacial da QOR na superfície isentrópica de 350 K ao longo da tropopausa.

A tropopausa foi definida pelo contorno de vorticidade potencial de $\pm 1,5$ UVP, o qual separa a alta troposfera com fraca VP e a baixa estratosfera com alta VP. Nesse estudo foi observado que a maior frequência da QOR ocorre entre junho-setembro no HN e dezembro-fevereiro no HS. Esses eventos ocorrem preferencialmente nos Oceanos Pacífico ($\sim 180^\circ$ W) e Atlântico ($\sim 50^\circ$ W) subtropical no HN, enquanto no HS é próximo aos Oceanos Atlântico ($\sim 10^\circ$ W), Índico ($\sim 70^\circ$ E), leste do Pacífico (120° W), e com menor ocorrência no oeste do Pacífico ($\sim 160^\circ$ E). Observaram também que o gradiente de VP é mais fraco nas regiões onde ocorre a QOR e no período de verão de ambos os hemisférios.

As características da advecção em altos níveis em direção ao polo foram investigadas por Peters e Waugh (1996) usando análises meteorológicas e um modelo numérico idealizado. Eles mostraram que a variação meridional e zonal no fluxo barotrópico tem um importante papel na determinação e característica da quebra em direção ao polo na região da tropopausa. Durante o inverno do HN, a quebra da onda em direção ao polo ocorre em regiões de fraco escoamento zonal e dois tipos de quebra foram identificados por eles: o tipo 1, cuja quebra ocorre no cisalhamento ciclônico e o tipo 2 com a quebra em direção ao polo na região do cisalhamento anticiclônico. Eles mostraram que a onda de Rossby se propaga ao longo do jato e amplifica e quebra nas regiões de fraco vento zonal. Existe uma diferença na estrutura do vento nas regiões onde ocorrem os diferentes tipos de quebra em direção ao polo. Nas regiões onde ocorrem os eventos de quebra com cisalhamento anticiclônico existem um forte vento no lado polar enquanto que nas regiões de quebra com cisalhamento ciclônico, os fortes ventos são no lado equatorial. O cisalhamento através das regiões de fraco vento zonal tem um importante papel nas características dos eventos de quebra em direção ao polo.

Scott e Cammas (2002) discutiram a QOR em uma superfície isentrópica que cruza a tropopausa subtropical. Nesse trabalho, utilizaram dados de vento e de VP do ECMWF com resolução de T106. Mostraram que as QOR que resultaram na intrusão de ar estratosférico para a troposfera podem ser divididas como fracas ou fortes. Os eventos fracos desenvolvem filamentos de VP enquanto que os eventos fortes formam vórtices desprendidos. Os eventos estudados mostram uma estrutura vertical profunda que se

estende da superfície isentrópica de 330 K a 370 K, sugerindo que esses eventos podem contribuir para as trocas globais entre estratosfera e troposfera. Observaram que a QOR nas superfícies isentrópicas de 350 K e 370 K apresentam um forte ciclo sazonal e variabilidade interanual. Verificaram que no verão do HN sobre o Pacífico Oeste ocorre um máximo da mistura enquanto que na fase quente do El Niño-Oscilação Sul (ENOS) a mistura é fraca.

Peters e Waugh (2003) examinaram as características da propagação da onda de Rossby e quebra na alta troposfera do HS no período de inverno em diferentes configurações do jato. O escoamento em $\sim 120^\circ\text{W}$ foi dividido em quatro configurações distintas do jato: jato simples (SJ), Jato Subtropical (JST) quebrado (BJ), o Jato Polar (JP) corrente acima do JST (DU) e JP corrente abaixo do JST (DD). Existiu uma quebra em direção ao equador com comportamento ciclônico quando configurou um SJ, e uma quebra em direção ao pólo com comportamento anticiclônico quando houve configuração do BJ e DD e uma quebra mais simétrica quando configurou o DU. Algumas destas configurações do escoamento têm localização geográfica preferencial e conseqüentemente preferência das configurações e variabilidade das características da propagação da onda de Rossby.

Martius et al. (2007) realizaram uma climatologia da QOR no inverno do HN e classificaram-na em dois padrões distintos denominados de ciclônico (LC2) e anticiclônico (LC1), similar aos padrões discutidos por Thorncroff et al. (1993). Utilizaram dados de reanálises do Projeto ERA-40 do ECMWF para o período de 1958-2002. Os autores mostraram que a ocorrência dos padrões LC1 e LC2 apresentam distintas variabilidades espaciais na horizontal e na vertical. A maioria dos padrões LC2 foi encontrada nos níveis isentrópicos mais baixos que intersectam a tropopausa em latitudes polares (310 K), enquanto que os padrões LC1 predominam nos subtropicais. No nível de 310 K a frequência máxima do padrão LC2 ocorre na região de “*storm track*” dos Oceanos Pacífico e Atlântico, enquanto que o padrão LC1 ocorre corrente abaixo do máximo ciclônico (LC2) sobre a Europa e com menor frequência sobre os Estados Unidos.

Hitchman e Huesmann (2007) fizeram uma climatologia sazonal da QOR para todo o globo. Identificaram os casos de QOR através dos valores negativos do gradiente meridional da vorticidade potencial. Os eventos foram computados para os níveis isentrópicos entre 320 K a 850 K utilizando dados de reanálise do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) para o período entre 1979-2005 e também para a camada 320-2000 K usando os dados do Meteorological Office (UKMO) de outubro de 1991 a outubro de 2003. Identificaram vários regimes distintos de QOR: lado polar e equatorial do jato subtropical, lado polar e equatorial do jato polar noturno na estratosfera, divisa estratosfera e mesosfera no equador, lado equatorial do anticiclone de monção subtropical e vórtice polar estratosférico. Os regimes encontrados pelos autores então associados com três causas diferentes da QOR: quebra associada com os jatos de oeste (subtropical e polar noturno), combinação da instabilidade barotrópica/inercial do escoamento na região equatorial e periferia do anticiclone de monção.

Segundo Hitchman e Huesmann (2007), a QOR relacionada aos jatos de oeste ocorre em associação com o crescimento da onda de Rossby que quebra em direção ao pólo e ao equador nos jatos de oeste. Instabilidade baroclínica induz o crescimento das ondas de Rossby sinótica por meio de seu ciclo de vida na vizinhança da superfície crítica próximo ao jato subtropical. A onda em escala planetária quebra na vizinhança da superfície crítica próximo ao jato polar noturno. Ambas escalas da onda de Rossby exibem a quebra da onda tanto na direção para o polo quanto para o equador. A QOR do anticiclone de monção ocorre no lado equatorial da tropopausa do anticiclone de monção em associação com a onda de Rossby quase-estável nos Trópicos, forçado pela convecção. O anticiclone de monção ocorre sobre o México durante junho-julho-agosto e sobre a Amazônia, África e próximo à Indonésia durante dezembro-janeiro-fevereiro.

Berrisford et al. (2007) fizeram um climatologia da QOR na tropopausa dinâmica (superfície de -2 UVP) no HS. Eles também mostraram que os episódios de quebra da onda dependem da posição latitudinal em relação ao jato e são consistentes com o cisalhamento climatológico do escoamento. Identificaram que a quebra anticiclônica ocorre em latitudes médias do Pacífico leste onde os JST e JP são relativamente fracos.

Encontraram regiões de frequente quebra com características anticiclônica em baixas latitudes no Pacífico e Atlântico, a qual envolve amplificação dos cavados climatológicos no flanco leste das altas subtropicais. Estes episódios parecem ser resultado da propagação para os subtrópicos dos trens de onda de Rossby emanados da Nova Zelândia e Austrália. Tal comportamento foi visto em Hoskins e Ambrizzi (1993).

Gabriel e Peters (2008) fizeram uma climatologia no HN do comportamento dos eventos de QOR por meio do diagnóstico dos diferentes tipos de assimetria da quebra para 45 verões (HS). Tais comportamentos apresentam episódios de quebra com cisalhamento ciclônico predominantemente em direção ao polo (P1) ou em direção ao equador (LC2), e quebra da onda com cisalhamento anticiclônico predominantemente para o polo (P2) ou em direção ao equador (LC1). Os eventos tipo P1 influenciam a frequência de anticiclones sobre o norte da América do Norte e norte do leste da Ásia, enquanto que os eventos do tipo LC2 podem formar fortes ciclones desprendidos sobre as regiões do norte do Pacífico Norte e Atlântico Norte estendendo para o leste da Europa. Os eventos tipo P2 muitas vezes formam anticiclones desprendidos sobre as bacias oceânicas e particularmente no oeste da Europa, enquanto que as ondas do LC1 influenciam principalmente o oeste do Mediterrâneo e regiões subtropicais dos oceanos.

Uma climatologia da relação entre sistemas de baixas desprendidas (em inglês cut-off low- COL) e a QOR no HS foi examinada por Ndarana e Waugh (2010). Eles identificaram que a formação das COLs no HS são fortemente associadas com a QOR anticiclônica com advecção de VP em direção ao equador. Mostraram que as anomalias de AVP são estabelecidas antes da formação da COL pelo processo de QOR que o precede. Logo, as anomalias de AVP induzem a circulação fechada. As COLs ocorrerem preferencialmente durante o verão do HS devido à QOR ocorrer quando o JST é mais fraco.

2.2 Evento de Intrusão

A ocorrência da QOR que transporta ar da estratosfera subtropical para a alta troposfera tropical foi estudada por vários autores (WAUGH E POLVANI, 2000; WAUGH E FUNATSU, 2003; WAUGH, 2005; RAO et al., 2007; FUNATSU E WAUGH, 2008).

Essa ocorrência de QOR é caracterizada pela formação de uma língua de alta VP (-2 UVP) geralmente na superfície isentrópica de 350 K (\approx 200 hPa), que penetra na região tropical (aproximadamente 10° N ou 10° S). Waugh e Polvani (2000) denominaram essa ocorrência de eventos de intrusão.

Waugh e Polvani (2000) fizeram uma climatologia de 20 anos (1980-1999) dos eventos de intrusão utilizando a VP das reanálises do NCEP na superfície isentrópica de 350 K. Mostraram que esses eventos ocorrem nos Oceanos Pacífico e Atlântico, principalmente no período de inverno do HN e com maior frequência na região do Pacífico. As intrusões apresentam uma grande variabilidade interanual no Oceano Pacífico, sendo observada uma forte correlação com a fase do ENOS (coeficiente de correlação de -0,84 com o índice do Nino 3,4). Na fase quente do ENOS ocorrem menos eventos de intrusão quando comparados com a fase fria do ENOS. Essa variabilidade interanual encontra-se consistente com as mudanças no vento zonal. Durante a fase quente do ENOS há um enfraquecimento dos ventos de oeste equatorial, e são necessários ventos fortes (“dutos de oeste”) para que haja a intrusão (Tomas e Webster, 1994).

Waugh e Funatsu (2003) estudaram a evolução e estrutura da QOR seguindo a metodologia de Waugh e Povani (2000) sobre o Oceano Pacífico tropical norte utilizando os dados de reanálises de VP do NCEP para um período de 20 anos (1980-1999). A QOR pode estender-se da troposfera média (330 K) até a baixa estratosfera (410 K) sendo observadas evolução e estrutura similares entre 340 K e 370 K, com todos os eventos produzindo línguas de VP com orientação norte-sul, aproximadamente. Verificaram também a relação entre a QOR e a Radiação de Onda Longa (ROL) e mostraram que a convecção transiente e a língua de VP ocorrem juntas, com a convecção ocorrendo na vanguarda da língua de VP.

Waugh (2005) verificou o impacto da QOR na umidade subtropical. Observou-se um gradiente de umidade próximo aos eventos QOR, com ar seco (umidade relativa menor que 20%) na retaguarda (oeste) da língua de VP e ar úmido (umidade maior que 80%) na vanguarda (leste) do mesmo. O ar úmido a leste da língua de VP associada à QOR encontra-se consistente com a convecção profunda, pois nesta mesma região é

observada baixa ROL (KILADIS, 1998; WAUGH E FUNATSU, 2003; FUNATSU E WAUGH, 2008). A combinação da convecção e escoamento para os pólos a oeste do evento de QOR transporta ar da baixa troposfera tropical para a alta troposfera subtropical. Segundo Waugh (2005), o teor de vapor d'água na alta troposfera subtropical é baixo, dessa forma, é mais provável que o impacto da QOR seja em aumentar a umidade relativa na alta troposfera subtropical.

Rao et al. (2007) mostraram que a variação interanual da QOR encontrada por Waugh e Polvani (2000) na alta troposfera tropical é correlacionada negativamente com a precipitação sobre o norte do Nordeste do Brasil (NEB). Observaram que em anos com ventos de oeste fortes em altos níveis (“dutos de oeste”) e ocorrência de eventos de intrusão há redução de chuvas no NEB, enquanto que poucos eventos e ventos de oeste fracos favorecem a precipitação no NEB. Isso ocorre porque nos casos estudados pelos autores, a QOR favoreceu a formação de um vórtice ciclônico similar ao ciclo de vida LC1 observado por Thorncroff et al. (1993), provocando convergência em altos níveis (200 hPa) e consequentemente movimento subsidente sobre o NEB. Kiladis (1998) e Funatsu e Waugh (2008) mostraram que o movimento ascendente ocorre na vanguarda do eixo do cavado de VP, enquanto que subsidência é observada na retaguarda do mesmo. No caso estudado por Rao et al. (2007), a região do NEB encontra-se na retaguarda da intrusão de VP, ou seja, região de subsidência e supressão da convecção.

Funatsu e Waugh (2008) examinaram com detalhes a relação entre a QOR associada à intrusão de VP nos trópicos e a convecção profunda por meio da análise dos dados meteorológicos e de simulação numérica para o evento ocorrido no Oceano Pacífico Norte Tropical entre os dias 13 e 17 de janeiro de 1987. Mostraram quantitativamente o efeito da QOR no Oceano Pacífico Tropical, sendo que esse sistema apresenta um papel importante na desestabilização da baixa troposfera, contribuindo para elevar a energia convectiva disponível (em inglês, *Convective Available Potential Energy - CAPE*) e promover o movimento vertical ascendente. Verificaram que as intrusões de VP associadas à QOR contribuem com aproximadamente 60% nas mudanças da estabilidade estática e de CAPE e 100% para o movimento vertical ascendente. Para a simulação numérica, Funatsu e Waugh (2008) utilizaram o Modelo de Mesoescala

versão 5 (MM5) do *National Center for Atmospheric Research* (NCAR). Mostraram com as simulações que a VP em altos níveis apresenta uma contribuição dominante para o decréscimo de ROL e estabilidade estática e aumento de CAPE na vanguarda da QOR. Observaram que a convecção não ocorre sobre o Oceano Pacífico quando a intrusão foi removida da simulação, confirmando que a intrusão é responsável pela formação da convecção nessa região.

A Figura 2.2 ilustra um evento de QOR associada à intrusão de VP nos trópicos, ocorrido sobre o Oceano Atlântico Sul entre os dias 08 e 13 de dezembro de 1992 identificado por Barbosa (2006). Esta figura apresenta a evolução da VP na superfície de 350 K e ROL (menor que 200 W m^{-2}). Nos dias 8 e 9 de dezembro (Figuras 2.2a e b, respectivamente) observa-se uma ondulação e amplificação nos contornos de VP. Com essa amplificação, o distúrbio propaga-se para leste produzindo uma língua de alta VP, a qual penetra nos trópicos nos dias 10 e 11 de dezembro (Figura 2.2c, d). Essa língua de VP é relativamente estreita e apresenta uma orientação noroeste-sudeste. A língua de VP decai nos dias seguintes (Figura 2.2e, f), completando o ciclo de vida (amplificação e decaimento) de 6 dias, típico desse evento (WAUGH E FUNATSU, 2003). A sequência observada é de uma intrusão de VP, e as características de VP mostradas são também observadas por outros autores, para o HN, como Tomas e Webster (1994), Waugh e Polvani (2000) e Waugh e Funatsu (2003), e a orientação da intrusão de VP, nestes estudos, é de nordeste-sudoeste.

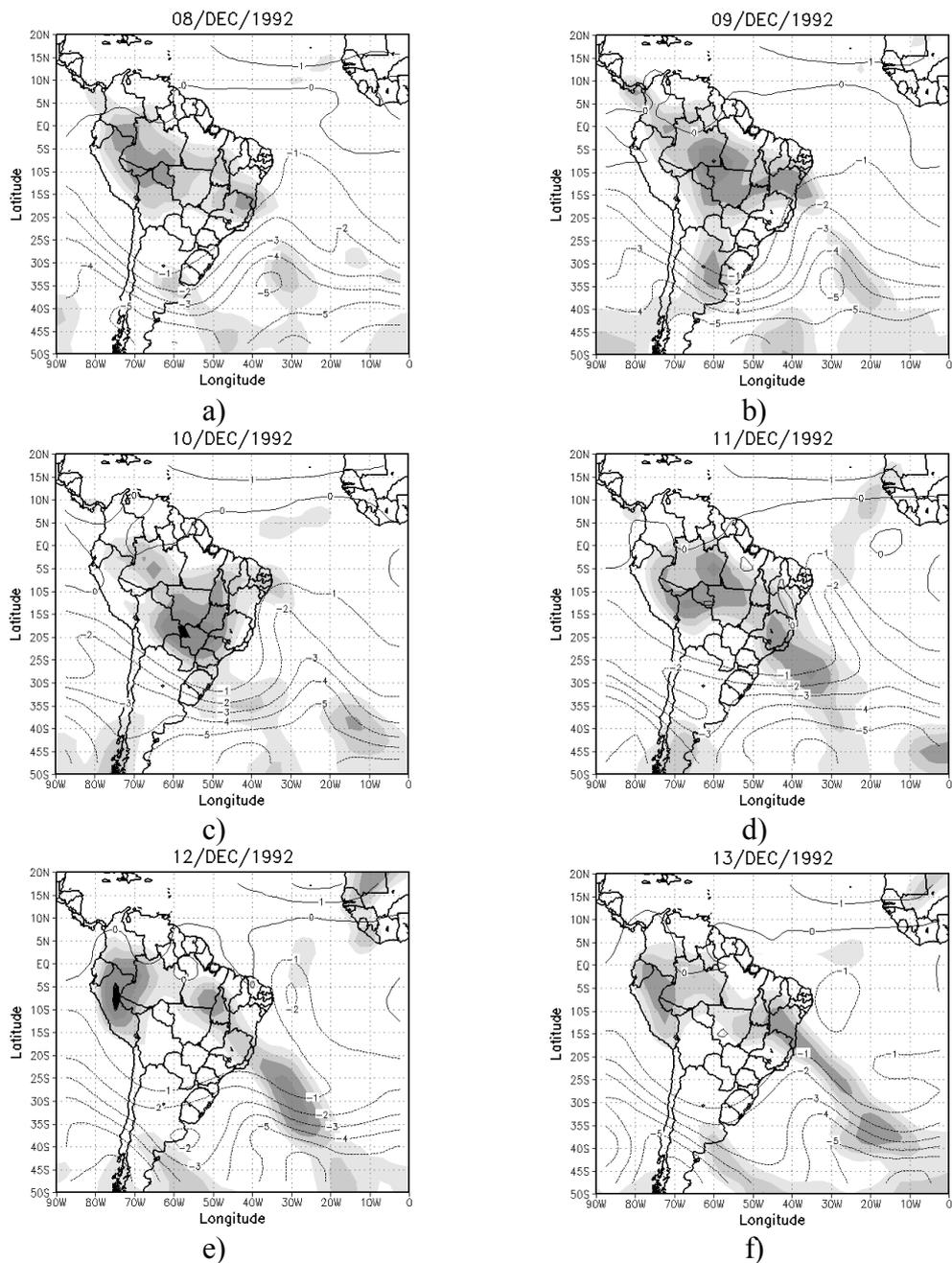


Figura 2.2 – VP ($10^{-6} \text{ K m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$) na superfície isentrópica de 350 K (linhas de contornos) e ROL menor que 200 W m^{-2} (sombreado), entre os dias 8 a 13 de dezembro de 1992.

Fonte: Barbosa (2006).

3 DADOS E METODOLOGIA

3.1 Dados

Este estudo foi realizado para o verão [dezembro-janeiro-fevereiro (DJF)] de 1979 a 2001 devido à disponibilidade dos resultados de uma simulação de longo prazo do Modelo de Circulação Geral Atmosférico (MCGA) do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC). Assim os dados observados foram obtidos também para este período.

As análises atmosféricas foram realizadas com dados das 12 UTC da reanálise do Projeto ERA-40 do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF, UPPALA et al., 2005) com resolução espacial de $1,125^{\circ} \times 1,125^{\circ}$ de longitude e latitude. As variáveis meteorológicas utilizadas foram: umidade específica (kg kg^{-1}), temperatura do ar (K), componentes zonal e meridional do vento (m s^{-1}), altura geopotencial ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) com 23 níveis de pressão disponíveis (1000, 925, 850, 775, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20, 10, 7, 5 hPa) e Pressão ao Nível Médio do Mar (PNM) em hPa. Esses dados foram disponibilizados pelo CPTEC do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE).

Para as análises de precipitação foram utilizados dados de precipitação diária com resolução espacial de $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ de longitude e latitude provenientes do *Climate Prediction Center* (CPC) do *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA). Esses dados encontram-se descritos em Silva, et al. (2007) e estão disponíveis em:

<ftp://ftp.cpc.ncep.noaa.gov/precip/wd52ws/brazil>.

A precipitação mensal com resolução de $2,5^{\circ} \times 2,5^{\circ}$ de latitude e longitude foi obtida do *Global Precipitation Climatology Project* (GPCP). Estes dados contêm precipitação estimada de dados de micro-ondas por satélite de órbita baixa, informações de satélite de órbita geoestacionária no canal infravermelho e precipitação observada em superfície. Detalhes da metodologia empregada na obtenção destes dados podem ser vistos em Huffman et al. (2001). Disponível em:

<http://www1.ncdc.noaa.gov/pub/data/gpcp/1dd/data/>.

Os dados de Radiação de Onda Longa (ROL) com resolução de $1^\circ \times 1^\circ$ de latitude/longitude estimados por satélites de órbita polar foram obtidos do *Climate Diagnostics Center* (CDC) do NOAA. Detalhes da técnica de interpolação podem ser vistos em Liebman e Smith (1996). Esses dados estão disponíveis em: ftp://ftp.cdc.noaa.gov/pub/Datasets/.other/interp_OLR/

Os valores do Índice de Oscilação Sul (IOS) mensal provenientes do CPC-NOAA, disponíveis em <http://www.cpc.noaa.gov/data/indices/soi> também foram utilizados nas análises.

Os resultados de uma simulação climática com o MCGA- CPTEC foram utilizados para verificar a habilidade deste modelo em representar os padrões de AVP e as características atmosféricas associadas. A simulação consta de uma integração de 50 anos do MCGA-CPTEC com resolução de T62 L28, ou seja, resolução horizontal de aproximadamente 200 km próximo ao equador e 28 níveis na coordenada vertical (21 níveis na troposfera e 7 níveis na estratosfera). As condições de contorno inferior utilizadas foram as Temperaturas da Superfície do Mar (TSM) mensais observadas e as condições iniciais são as análises do NCEP. As características e formulação das parametrizações, bem como os aspectos numéricos do MCGA-CPTEC são descritos em Cavalcanti et al. (2002) e Marengo et al. (2003).

Neste estudo foram consideradas três integrações do MCGA-CPTEC com condições atmosféricas iniciais diferentes. Tais condições foram obtidas das análises do NCEP para os dias 18, 20 e 22 de janeiro de 1950. As simulações foram denominadas de MCGA-I18, MCGA-I20 e MCGA-I22 para as inicializações correspondentes aos dias 18, 20 e 22, respectivamente. Uma breve descrição das características do MCGA-CPTEC é apresentada a seguir.

3.1.1 MCGA CPTEC

O MCGA do CPTEC é uma versão modificada do Modelo de Circulação Geral (MCG) do *Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies* (COLA). O CPTEC introduziu mudanças significativas no MCG COLA (CAVALCANTI et al., 2002), tais como o tipo

de truncamento, aumento da resolução horizontal e vertical, além de outros ajustes. O MCGA CPTEC utiliza truncamento triangular da onda de número 62 (T62) na escala horizontal e 28 níveis na vertical em coordenada sigma. A topografia é tratada em forma espectral, de modo que é representada por uma série truncada, sujeita a problemas como o efeito Gibbs (BONATTI, 1996).

As parametrizações dos processos físicos nessa versão CPTEC/COLA são: *esquema da superfície terrestre* baseado no esquema Simplified Simple Biosphere Model (SSiB, XUE et al., 1991); *turbulência vertical na camada limite planetária* utiliza o esquema de fechamento de Mellor-Yamada 2.0 (MELLOR E YAMADA, 1982); *radiação de onda curta* segue o esquema de Lacis e Hansen (LACIS E HANSEN, 1974) e é calculada a cada hora do tempo de integração; *radiação de onda longa* segue Harshvardhan et al. (1987) e é calculada a cada 3 horas do tempo de integração; a *interação radiação-nuvem* considera o esquema híbrido de Hou (1990), baseado no método de previsão de nuvem de Slingo (1987); *precipitação convectiva* determinada pelo esquema Kuo (KUO, 1974); *convecção rasa*, segundo Tiedtke (1983); *condensação de grande escala* é calculada pelo esquema do NCEP (NMC, 1988).

As variáveis de superfície prescritas são: temperatura da superfície do solo, umidade do solo, albedo da superfície. Estas variáveis são introduzidas no início da integração com valores climatológicos e ajustadas dinamicamente durante a simulação. O gelo do mar é considerado quando o valor da TSM é abaixo de -2°C . O albedo é uma função do ângulo zenital solar sobre o oceano e predito pelo SSiB sobre a superfície terrestre. A concentração de ozônio é climatológica (NMC, 1988) e a concentração de CO_2 é considerada como valor constante de 345 ppm.

Essa versão CPTEC/COLA passou por vários desenvolvimentos e a versão atual (MCGA CPTEC) contém várias modificações, incluindo outros esquemas de parametrização física. O modelo está em contínuo desenvolvimento para redução de erros sistemáticos e para melhor representar as variáveis atmosféricas e a precipitação sobre a América do Sul.

3.2 Metodologia

Este estudo foi organizado em duas etapas, sendo uma observacional e outra de modelagem atmosférica. Na etapa observacional utilizou-se os dados de reanálise do ERA-40, ROL, IOS e precipitação diária e mensal, dos quais foram obtidas as características dos padrões de Alta Vorticidade Potencial (AVP) no Oceano Atlântico Sul (OAS). Na etapa da modelagem numérica foi discutido o comportamento destes padrões de AVP simulados pelo MCGA do CPTEC. Estes resultados foram comparados com os encontrados na etapa observacional.

A mesma metodologia empregada na análise observacional foi aplicada para a etapa da modelagem numérica, utilizando as reanálises e simulações para o período DJF de 1979 a 2001 e horário das 12:00 UTC. O comportamento médio de verão (DJF) das simulações foi analisado e comparado com os campos médios das reanálises ERA-40 para o mesmo período. Os campos médios do MCGA-CPTEC foram mostrados em modo ensemble, para o qual se considerou as médias das três simulações. A diferença entre os campos médios das três inicializações do MCGA CPTEC e reanálises ERA40 também foi determinada. Os dados do modelo foram interpolados para a grade do ERA-40 para determinar tais diferenças. As variáveis meteorológicas discutidas foram: VP no nível isentrópico de 350 K, componente zonal do vento em 200 hPa, vetor vento em 200 e 850 hPa, fluxo de umidade integrado verticalmente, geopotencial em 200 hPa, PNM, precipitação e ROL.

3.2.1 Vorticidade potencial

A Vorticidade Potencial (VP) foi calculada por meio dos campos de vento e temperatura em níveis isobáricos de acordo com (HOSKINS et al., 1985):

$$VP = -g(\zeta + f \left(\frac{\partial \theta}{\partial p} \right)) \quad (3.1)$$

em que ζ é a vorticidade relativa, g é a aceleração da gravidade ($g = 9,8 \text{ m s}^{-2}$), $\frac{\partial\theta}{\partial p}$ é a estabilidade estática em coordenada de pressão e $f = 2 \times \Omega \sin\varphi$ é o parâmetro de Coriolis, Ω é a taxa de rotação da terra ($\Omega = 7,292 \times 10^{-5} \text{ rad s}^{-1}$) e φ a latitude. A temperatura potencial (θ) é determinado por:

$$\theta = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{0,286}$$

Determinou-se a VP para os níveis entre 925 hPa e 10 hPa. Os padrões de alta VP (AVP) foram identificados no OAS utilizando os valores de VP em níveis de pressão e interpolados para a superfície isentrópica de 350 K.

A superfície isentrópica de 350 K ocorre próximo ao nível isobárico de 200 hPa em todas as latitudes (TOMAS E WEBSTER, 1994). A ordem de magnitude da VP é de $10^{-6} \text{ K m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ kg}^{-1} = 1 \text{ UVP}$, em que UVP é Unidade de Vorticidade Potencial. Maiores detalhes a respeito da VP em coordenada isentrópica podem ser vistas em Hoskins et al. (1985).

3.2.2 Padrões de AVP no OAS

A metodologia empregada para identificar os padrões de AVP sobre o OAS consiste em selecionar os dias em que houve incursão de AVP para latitudes baixas, sendo similar à metodologia utilizada por Waugh e Polvani (2000). Esses autores denominaram os casos de AVP com incursão para a região tropical de eventos de intrusão (EI), considerando o limiar de -2 UVP no nível isentrópico de 350 K que atingiu a latitude de 10°S. No presente estudo, considerou-se o contorno de -1.5 UVP com incursão para a região tropical (latitude de 10°S). Esse limiar de VP é considerado representativo da tropopausa dinâmica (BLUESTEIN, 1993). Barbosa et al. (2010) utilizaram o contorno de -1,5 UVP na identificação de AVP sobre o OAS e observaram que mais eventos ocorrem quando esse limiar é considerado.

Desta maneira, foram selecionados os dias em que a VP de -1,5 UVP atingiu a latitude de 10° S e ocorreu dentro de 4 pontos de grade de longitude (~4,5°) na região do OAS. Os casos em que estas condições persistiram por 6 dias consecutivos, período que corresponde ao tempo de vida típico do EI (WAUGH E POLVANI, 2000), foram agrupados em um único evento e apenas o primeiro dia foi considerado. A técnica de Funções Ortogonais Empíricas (FOE) foi aplicada no campo de VP no nível isentrópico de 350 K nos dias em que a VP satisfaz o critério acima, considerando a matriz de covariância. Utilizou-se a FOE na identificação dos padrões espaciais de AVP sobre o OAS tropical. O domínio para o qual esta técnica foi aplicada compreende as longitudes e latitudes de 0° - 40° W e 0° - 30° S, respectivamente.

Em linhas gerais, a FOE consiste em projetar os dados originais em um conjunto de vetores ortogonais (RICHTMAN, 1986; HANNACHI et al., 2007). O novo conjunto é uma combinação linear das variáveis originais (componentes principais ou modos) e independentes entre si, sendo que a maior parte das informações se concentra nos primeiros modos. Uma característica dessa técnica é a redução do número de variáveis correlacionadas em um determinado conjunto menor de dados, o qual preserva a variância total. A FOE é determinada obtendo-se os autovetores e autovalores do conjunto dos dados originais. O procedimento para determinar a FOE pode ser visto detalhadamente em Wilks (2006) e sumarizado no Apêndice A, seção 1.

Segundo Hannachi et al. (2007) os modos obtidos através da FOE não são correlacionados devido à condição de ortogonalidade, entretanto os padrões espaciais e temporais capturados por cada modo podem não ser completamente independentes, pois os processos físicos não são independentes. Dessa forma, a interpretação de diferentes processos físicos pode estar contida em um só modo, dificultando a interpretação dos processos físicos envolvidos nos conjuntos originais. Um teste pode ser aplicado aos autovalores de cada modo para verificar a independência entre os modos. O teste proposto por North et al. (1982) é baseado no cálculo do erro amostral do autovalor ($\delta\gamma$) conforme a equação:

$$\delta\gamma = \gamma \left(\frac{2}{N} \right)^{1/2} \quad (3.2)$$

em que γ é o autovalor do modo correspondente e N o número de eventos independentes.

Os erros amostrais de cada autovalor são determinados e através do gráfico dos autovalores e seus erros amostrais pode-se avaliar a independência dos autovalores. Os modos serão independentes quando os autovalores estiverem bem separados dos autovalores dos modos subsequentes, ou seja, se as barras dos erros não se interceptarem.

Se os modos forem dependentes, utiliza-se as Funções Ortogonais Empíricas Rotacionadas (FOER) (RICHMAN, 1986; HANNACHI et al, 2007) para tornar estes modos um pouco mais independentes. A FOER rotaciona os autovetores para posições em que explicam a maior parte da variância do grupo de modos dependentes facilitando a interpretação física dos novos modos obtidos, sendo que cada um representa um processo físico independente. Um dos métodos utilizado é a Rotação Ortogonal “Varimax”, cuja descrição pode ser vista detalhadamente em Richman (1986) e Hannachi et al. (2007) e resumida no Apêndice A, seção 2.

Duas análises foram realizadas tendo em posse os resultados da FOE [padrões espaciais (*loadings*) e séries temporais (*scores*)]: determinação das características atmosféricas associadas aos padrões de AVP por meio da técnica dos compostos e análise da variabilidade interanual do modo com maior variância explicada.

3.2.3 Determinação dos padrões atmosféricos

As características atmosféricas foram determinadas para os modos que apresentaram maior variância explicada. Nesta etapa, as amplitudes dos *scores* (componentes principais-CP) iguais ou superiores a um desvio padrão ($1 \times \sigma$) foram selecionadas para determinar tais características atmosféricas. Para tanto, utilizou-se a técnica de compostos e compostos das anomalias de diversas variáveis. Essa técnica identifica os

padrões médios anômalos e as principais características que estão associadas a um determinado fenômeno atmosférico (LIMA et al., 2010).

O composto de uma variável generalizada Φ foi obtido da seguinte maneira:

$$\bar{\Phi}(x, y, p, d) = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N \Phi(x, y, p, j, d) \quad (3.3)$$

em que $\bar{\Phi}$ é a variável composta; x , y , p indicam a posição espacial no campo (longitude, latitude, nível de pressão); N é o número de casos ocorridos no período considerado. O sufixo j refere-se ao j -ésimo evento, d indica o d -ésimo dia que precede o evento e varia de $d=-2$, -1 , 0 , 1 , 2 , 3 e correspondendo aos dias “d-2”, “d-1”, “d 0” “d+1”, “d+2” e “d+3” ou seja, dois e um dia antes do evento, o dia em que ocorreu o evento e um, dois e três dias depois da ocorrência do evento.

A variável $\bar{\Phi}_c$ representa a média climatológica da variável Φ . Logo o composto da anomalia é representado por $\bar{\Phi}'$:

$$\bar{\Phi}'(x, y, p, d) = \bar{\Phi}(x, y, p, j, d) - \bar{\Phi}_c(x, y, p, j) \quad (3.4)$$

A significância estatística dos compostos (Apêndice A, seção 3) e compostos das anomalias (Apêndice A, seção 4) foi testada utilizando o Teste-t Student para o nível de significância de 95%.

As variáveis utilizadas nos compostos foram a VP no nível isentrópico de 350 K e componente zonal do vento em 200 hPa. Os compostos das anomalias foram determinados para os seguintes parâmetros: vento em níveis altos (200 hPa) e baixos (850 hPa), fluxo de umidade integrado verticalmente, geopotencial em 200 e 500 hPa, anomalia da componente meridional do vento em 200 hpa (v'), PNM e ROL. O perfil vertical da VP em níveis de pressão foi mostrado ao longo da longitude de 10° S e da latitude de 30° W.

O fluxo de umidade integrado verticalmente (QV) foi calculado usando a seguinte Equação (RAO et al., 1996):

$$QV = \frac{1}{g} \int_{P_i}^{P_0} \bar{q}_s \cdot \bar{V} dp \quad (3.5)$$

em que q_s é a umidade específica, \bar{V} o vetor vento horizontal. A integral acima foi calculada usando os dados nos níveis entre 1000 e 500 hPa. Esses níveis são adequados para tal cálculo, pois o vapor d'água concentra-se nos baixos níveis (RAO et al., 1996).

A relação entre o padrão de AVP e a precipitação sobre a AS foi determinada por meio do Índice Performático (**IP**). De acordo com Zhang et al. (1997) e Chaves (1999) o IP avalia a relação entre um determinado padrão atmosférico e a precipitação diária. Esse índice é definido como uma medida da contribuição relativa de um dado padrão de circulação na quantidade total de chuva. Ou seja, a precipitação diária, considerando-se que determinado padrão i foi observado, é comparada com a média climatológica da precipitação diária, isto é:

$$IP = \frac{R_i / n_i}{R / n} \quad (3.6)$$

em que n_i é o número de ocorrência do padrão i , R_i é a quantidade total de precipitação durante estes n_i dias e R é a quantidade total de chuva ocorrida no período de n dias, (com ou sem o padrão considerado), ou seja, a razão (R/n) representa a média diária climatológica do período considerado. Se **IP** é muito menor que a unidade, o padrão considerado não tem contribuição significativa na precipitação. Ao contrário, se **IP** for acima da unidade, o padrão i contribui significativamente para os eventos de chuva.

Alguns parâmetros foram determinados para mostrar a relação entre o vento zonal e os padrões de AVP, tais como média do vento zonal em altos níveis (200 hPa) na região equatorial (U_m) e média zonal do vento zonal ($[U_m]_i$) em 200 hPa.

U_m foi calculada para DJF de cada ano e na área de 10°S a 10°N e 35°W a 10°W. A correlação de Pearson (Apêndice A, seção 5) entre os eventos de AVP e U_m foi

determinada e verificada a significância estatística (Apêndice A, seção 6) por meio do teste de *t-student* (nível de significância de 95%).

O $[U_m]_\lambda$ é determinado para as longitudes entre λ_1 e λ_2 , de acordo com:

$$[U_m]_\lambda = \frac{1}{\lambda_2 - \lambda_1} \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} u d\lambda \quad (3.7)$$

em que λ é a longitude e u é o vento zonal. $[U_m]_\lambda$ foi determinado para as longitudes entre 90°W e 10°E.

Neste estudo não se faz distinção entre os Jatos Subtropical (JST) e Polar (JP), logo os fortes ventos em latitudes médias são denominados ao longo do texto de corrente de jato (CJ).

3.2.4 Determinação da variabilidade interanual

A variabilidade interanual da incursão de AVP foi analisada para determinar as diferenças entre os padrões atmosféricos encontrados em anos com IOS extremos associados aos padrões de AVP. Para tal análise, considera-se o número de eventos encontrados na CP1 (*scores* igual ou maior a $1 \times \sigma$), pois esta componente apresenta a maior parte da variância explicada.

Os anos com IOS negativo e positivo foram selecionados considerando $0,5 \times \sigma$ do IOS médio (DJF). Os padrões atmosféricos médios de tais anos foram determinados por meio dos campos compostos e compostos das anomalias. Os mesmos foram calculados seguindo a metodologia proposta anteriormente (Equações 3.3 e 3.4).

Considerou-se a média trimestral (DJF) dos anos selecionados seguindo o critério acima. Os compostos foram determinados para o vento zonal em 200 hPa e VP em 350 K. Os compostos das anomalias foram obtidos para os seguintes parâmetros: componente zonal do vento em 200 hPa, vetor vento e divergência do vento em 200 hPa, altura geopotencial em 200 e 500 hPa, PNM, temperatura em 850 hPa, fluxo de umidade integrado verticalmente (QV) entre 1000 e 500 hPa, divergência de QV

$(\nabla \cdot QV)$, ROL e precipitação. Anomalia do perfil vertical da VP em níveis de pressão ao longo de $10^\circ S$ e $30^\circ W$ também foram mostrados.

Com o intuito de avaliar a amplitude das ondas estacionárias foi realizada uma análise do comportamento dos campos médios de geopotencial por meio da sua decomposição em séries de Fourier. O geopotencial pode ser descrito como a somatória da componente de Φ igual a:

$$\Phi_k = A_k(\varphi, p) \cos[k\lambda + \alpha_k(\varphi, p)] \quad (3.8)$$

$$\Phi^* = \sum_{k=1}^n \phi_k \quad (3.9)$$

em que k é o número de onda zonal ($n=10$), A_k a amplitude, α_k a fase da onda, p é a pressão, λ é a longitude e φ é a latitude.

As variáveis U_m e $[U_m]_\lambda$ também foram determinadas nesta análise, sendo esta última calculada para as longitudes entre $90^\circ W$ e $10^\circ E$.

4 CLIMATOLOGIA DOS PADRÕES DE ALTA VORTICIDADE POTENCIAL NO ATLÂNTICO SUL TROPICAL E SUA RELAÇÃO COM OS PADRÕES ATMOSFÉRICOS E PRECIPITAÇÃO SOBRE A AMÉRICA DO SUL NO VERÃO AUSTRAL

4.1 Introdução

O objetivo desta análise é identificar os padrões de alta VP (AVP) no nível isentrópico de 350 K que ocorre sobre o Oceano Atlântico Sul (OAS) e conhecer os padrões atmosféricos associados a estes eventos e sua influência sobre a precipitação da América do Sul. Os padrões de AVP são identificados por meio da técnica de Função Ortogonal Empírica (FOE). As características atmosféricas, mecanismos de formação, desenvolvimento e dissipação relacionados a estes eventos são determinados através da técnica de compostos.

4.2 FOE

De acordo com a metodologia proposta, são selecionados 287 dias em que VP de -1,5 UVP atinge a região tropical (10°S). A FOE é aplicada nos dados de VP no nível de 350 K nestes dias em particular com o intuito de determinar os padrões de AVP sobre o OAS tropical. A primeira componente (CP1) explica 20,7% da variância dos dados (Figura 4.1), seguidos de 14,7% e 9,3% das CP2 e CP3, respectivamente. Os três primeiros modos representam 44,7% da variância explicada total dos dados.

O erro amostral dos autovalores (Figura 4.2) indica que os três primeiros modos estão bem separados um do outro, logo cada modo encontra-se independente do modo vizinho. Desta forma, não há necessidade de aplicar a rotação varimax. Os três primeiros modos são selecionados para a análise dos padrões atmosféricos associados. Estas componentes apresentam padrões distintos de AVP que são analisados a seguir.

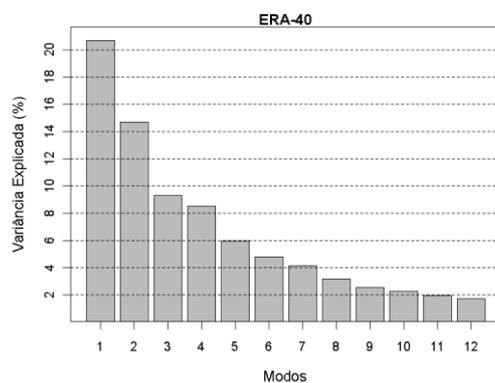


Figura 4.1 – Variância explicada de cada modo.

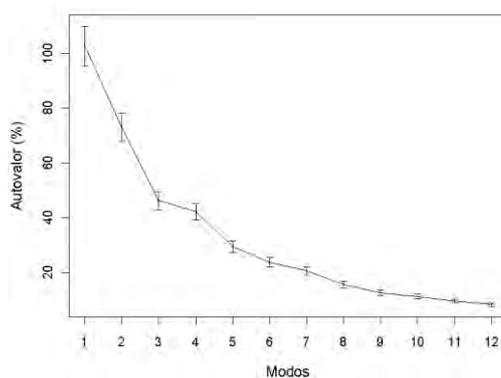


Figura 4.2 – Erro amostral dos autovalores.

4.2.1 Componente 1

O padrão espacial de VP da CP1 (Figura 4.3a) apresenta uma configuração de variabilidade de incursão em direção à região tropical ($\sim 10^{\circ}\text{S}$), cuja amplitude positiva (Figura 4.3b) indica incursão de vorticidade ciclônica (VP negativo) similar ao EI estudado por Waugh e Polvani (2000). Esse padrão ocorre sobre o OAS e atinge o sul da Bahia no Nordeste Brasileiro (NEB). O padrão ciclônico de VP corresponde às amplitudes positivas enquanto que os valores negativos estão associados ao padrão anticiclônico na mesma região.

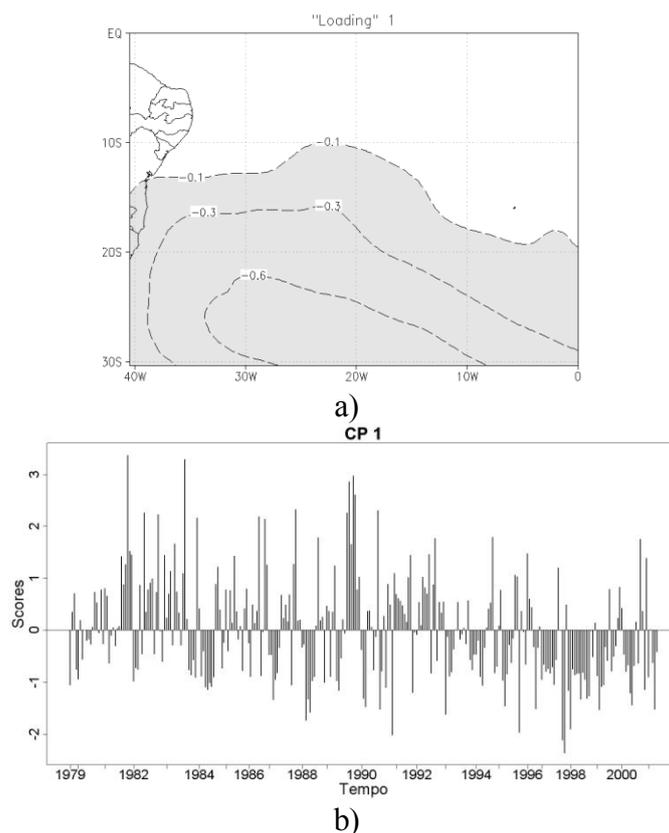
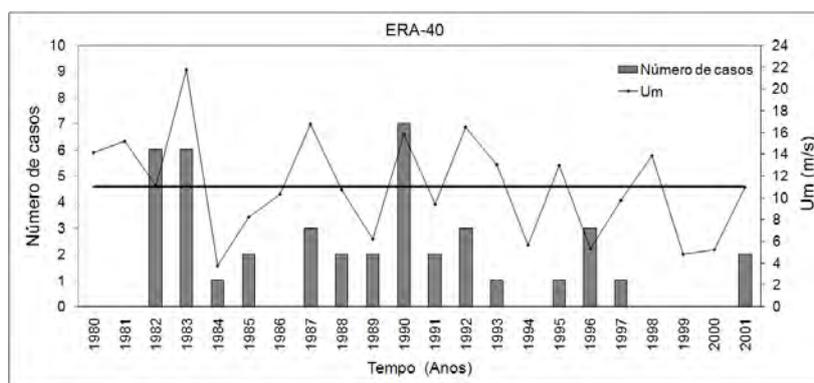


Figura 4.3 – a) Padrão espacial (*Loadings*). b) Serie temporal (*scores*) para a CP1

De acordo com o critério dos scores iguais ou maiores a $1 \times \sigma$, são selecionados 42 eventos de intrusão de AVP na região tropical para a análise dos compostos da CP1. Este sistema atua preferencialmente no mês de dezembro (29 casos), seguidos de janeiro (7 casos) e fevereiro (6 casos). A média do vento zonal na região equatorial (U_m) é de $12,3 \text{ m s}^{-1}$ em dezembro, seguidos de $11,25 \text{ m s}^{-1}$ e $9,8 \text{ m s}^{-1}$ em janeiro e fevereiro, respectivamente. A maior intensidade de U_m em dezembro favorece a maior ocorrência de eventos de AVP neste mês. Waugh e Polvani (2000) também observaram maior número de EI no mês de dezembro. A série temporal do número de eventos de AVP por ano (Figura 4.4, barras) mostra maior ocorrência de casos nos anos de El Niño (EN) considerados fortes (1982/1983 e 1991/1992) e moderados (1986/1987), com exceção de 1997/1998 (Tabela 4.1). Na maioria dos anos de EN fracos, observa-se em média 2 eventos por ano. Em anos de La Niña (LN), há pouca ou nenhuma ocorrência de eventos, com exceção do ano de 1995/1996 em que há 3 eventos. A correlação entre o IOS médio (trimestre DJF) e o número de casos trimestral é de $-0,36$, estatisticamente

significativo ao nível de 95%. Desta forma, mais (menos) eventos de AVP ocorrem nos anos em que o IOS é negativo (positivo).

A média do vento zonal na região equatorial (U_m) também é vista na Figura 4.4 (contorno). De maneira geral, U_m é intenso (fraco) em anos de EN (LN). Webster e Holton (1982) mostraram que a amplitude da interação trópico-extratrópicos depende fortemente da magnitude dos ventos de oeste na região dos “dutos” equatoriais, ou seja, quanto maior o vento zonal de oeste equatorial, mais forte é esta interação. A correlação entre o número de eventos e U_m é de 0,45 (significante ao nível de 95%). Logo, mais (menos) eventos de AVP atuam sobre o OAS quando U_m de oeste na região tropical é intenso (fraco). Waugh e Polvani (2000) mostraram maior ocorrência de EI sobre o Pacífico em anos de LN, cujo vento zonal de oeste na região equatorial é intenso nesta fase do ENOS. Arkin e Webster (1985) mostraram que os “dutos de oeste” do Atlântico são intensos (fracos) na fase quente (fria) do ENOS.



a)

Figura 4.4 – Número de eventos (N_e) por ano (barra) para a CP1, e U_m (contorno contínuo). O traço contínuo representa a média de U_m (11 m s^{-1}).

Os compostos de VP no nível de 350 K para a CP1 são apresentados na Figura 4.5. Há uma incursão do contorno de $-1,5 \text{ UVP}$ em direção à região tropical nos dias “d-2” e “d-1” o qual se amplifica no dia da intrusão. No dia “d 0”, a advecção de VP ocorre em direção ao equador de forma meridional, ou seja com orientação praticamente de norte-sul. Nos dias seguintes o padrão é similar ao observado no “d 0” e a intrusão desloca-se lentamente para leste.

Tabela 4.1 – Média de DJF da anomalia de pressão ao nível do mar entre Tahiti e Darwin (IOS) Classificação do ENOS: EN-, EN, EN+, LN-, LN, LN+ e N, indicam condições fracas, moderadas, fortes e neutras das fases quente/fria do ENSO, respectivamente.

ANO	IOS	Classificação
1979/1980	-0,37	EN-
1980/1981	-0,37	N
1981/1982	0,93	N
1982/1983	-6,37	EN+
1983/1984	0,30	LN-
1984/1985	0,10	LN-
1985/1986	-0,33	N
1986/1987	-2,53	EN
1987/1988	-0,97	EN-
1988/1989	2,20	LN+
1989/1990	-1,83	N
1990/1991	0,07	EN-
1991/1992	-3,87	EN+
1992/1993	-1,83	EN-
1993/1994	-0,17	N
1994/1995	-1,47	EN-
1995/1996	0,07	LN-
1996/1997	1,57	N
1997/1998	-3,97	EN+
1998/1999	2,23	LN
1999/2000	2,07	LN+
2000/2001	1,77	LN

Fonte: NCEP (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov>)

A Figura 4.6 mostra a distribuição da anomalia de VP nas superfícies de pressão ao longo de 10° S. Na baixa troposfera a VP é pequena em latitudes baixas, logo o intervalo dos contornos foi reduzido para 0,02 UVP até 0,1. A maior anomalia negativa de VP ocorre acima de 200 hPa, em 20°W nos dias “d-2” e “d-1”. Além disso, há uma propagação da VP da estratosfera para a troposfera, no sentido de oeste para leste, que aumenta dos dias anteriores para o dia da intrusão. Nos demais dias, existe uma inclinação para oeste com altura na baixa estratosfera e sinal oposto na alta troposfera indicando propagação de VP da estratosfera para a troposfera em ~30°W.

No plano meridional ao longo de 30°W (Figura 4.7) observa-se pequena inclinação em direção ao polo com a altura da anomalia de VP na baixa estratosfera e progressão para baixas latitudes (10°S). Desta forma há entrada de ar da estratosfera das latitudes mais altas para a troposfera da região subtropical. Na alta troposfera, a anomalia de VP

estende-se em direção a baixas latitudes e torna-se confinada na alta troposfera nos dias “d+2” e “d+3”. De acordo com Kiladis (1998), a profundidade de influência da perturbação da VP tende a diminuir quando as perturbações se movem em direção ao equador e se propaga verticalmente.

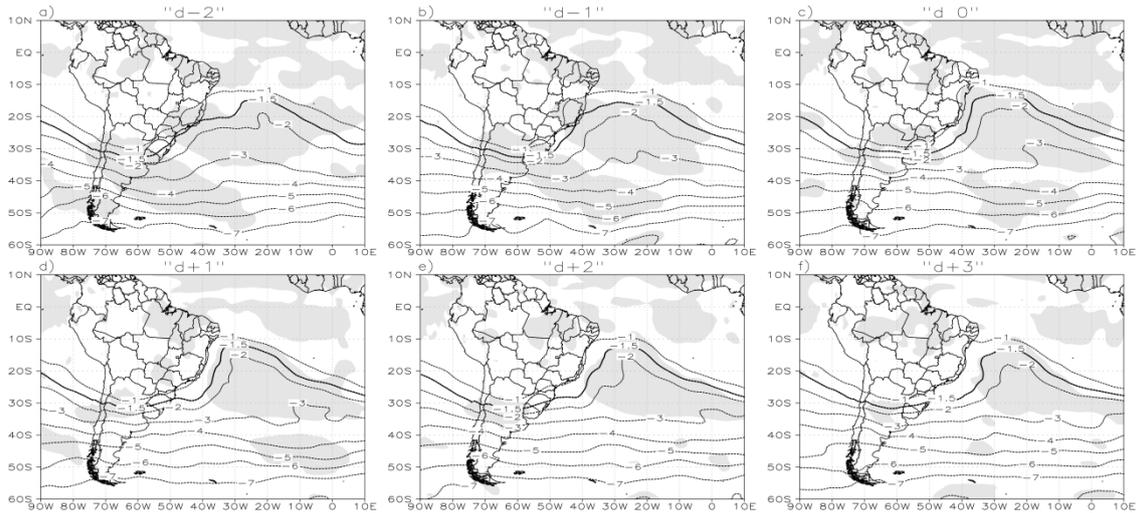


Figura 4.5 – Composto da VP (UVP) na superfície isentrópica de 350 K para a CP1. Áreas sombreadas representam a significância estatística dos compostos ao nível de 95%.

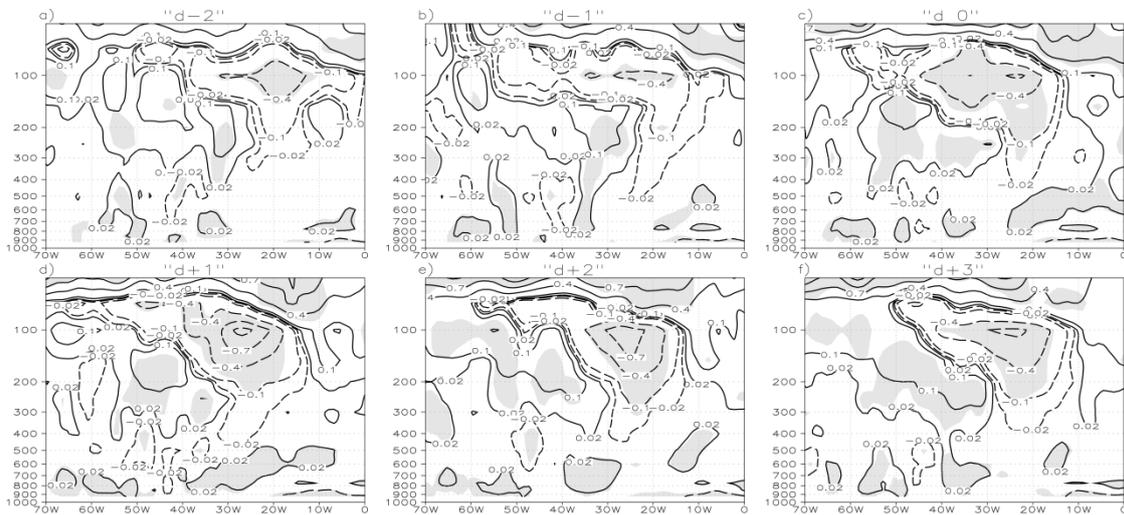


Figura 4.6 – Seção vertical da anomalia de VP (UVP) em níveis de pressão ao longo de 10°S para a CP1. Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.

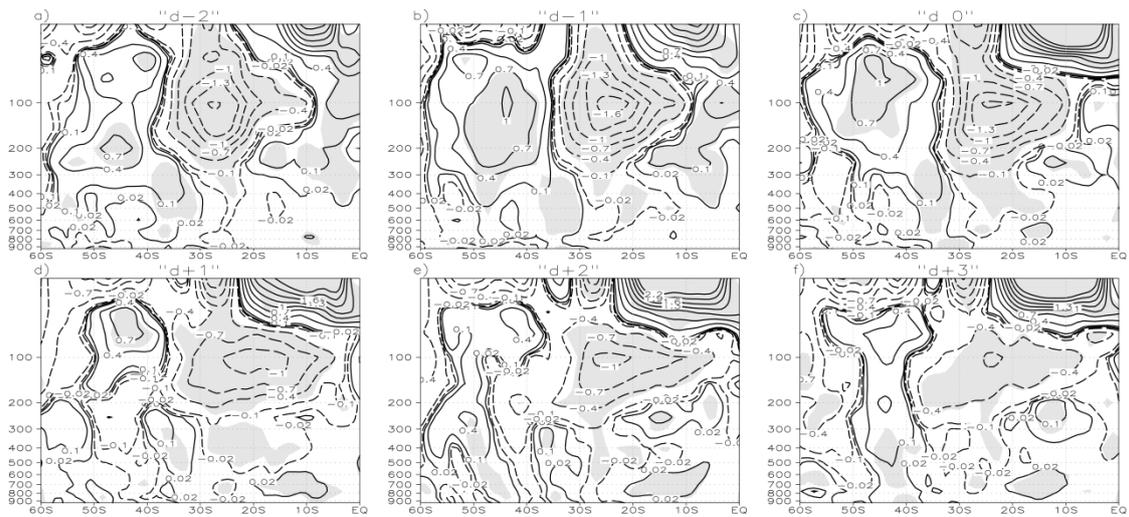


Figura 4.7 – Seção vertical da anomalia VP (UVP) em níveis de pressão ao longo de 30°W para a CP1. Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.

O campo da componente zonal do vento em 200 hPa (Figura 4.8) mostra a presença do “duto de oeste” na região equatorial em todo o ciclo de vida do sistema. Ventos de oeste com intensidade de 15 m s^{-1} ocorrem na latitude de 10°S sobre o OAS entre os dias “d-2” e “d+1”. Nos demais dias a intensidade do vento zonal diminui na região tropical. A presença deste “duto” é importante para a interação entre trópicos e extratropicos. A Figura 4.9 apresenta a anomalia temporal de $[U_m]_\lambda$, ou seja, a média climatológica de $[U_m]_\lambda$ é removido dos compostos deste parâmetro quando há ocorrência de AVP. Observa-se anomalia positiva em aproximadamente 50°S em todo ciclo de vida do evento de AVP. A intensidade de $[U_m]_\lambda$ é menor entre a formação e desenvolvimento da intrusão e intensifica nos dias seguintes. Segundo Peters e Waugh (2003) as ondas de Rossby propagam-se ao longo do jato, entretanto, amplifica e quebra na região de fraco vento zonal de oeste. Na região tropical, a anomalia de $[U_m]_\lambda$ é positiva, cuja intensidade diminui entre a formação e desintensificação da intrusão, logo, os ventos de oeste na região equatorial encontram-se mais fortes na presença do evento de AVP. A intensificação do vento zonal entre os trópicos e equador no início da intrusão implica no maior gradiente meridional do vento zonal na região equatorial. Nos HS a vorticidade planetária (f) é negativa e o gradiente meridional do vento zonal é intenso na região equatorial, logo a VP aumenta quando há intensificação do “duto de oeste” (Equação 3.1).

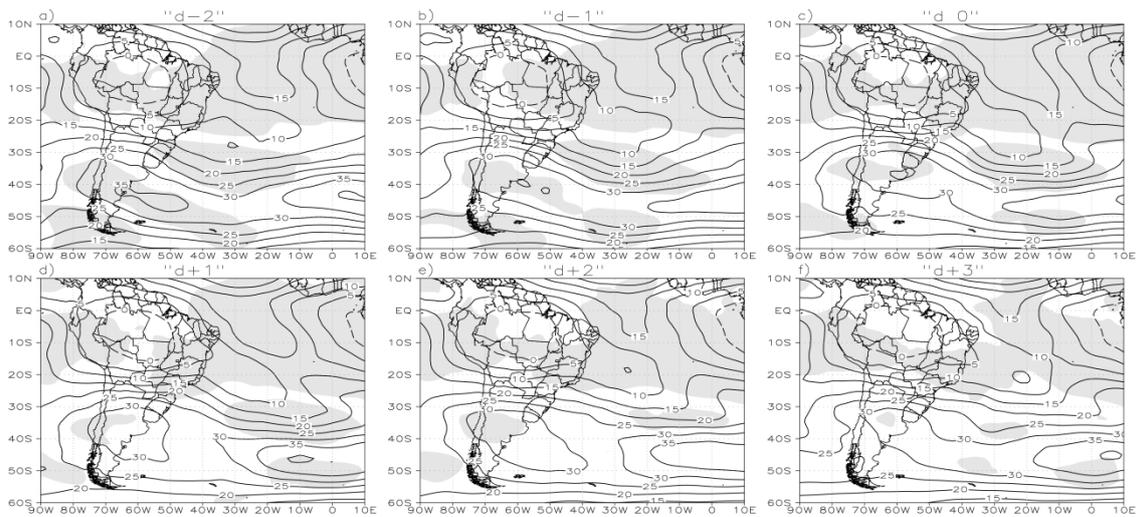


Figura 4.8 – Composto do vento zonal (m s^{-1}) em 200 hPa para a CP1. Os contornos contínuos (tracejados) representam os valores positivos (negativos). Áreas sombreadas representam a significância estatística dos compostos ao nível de 95%.

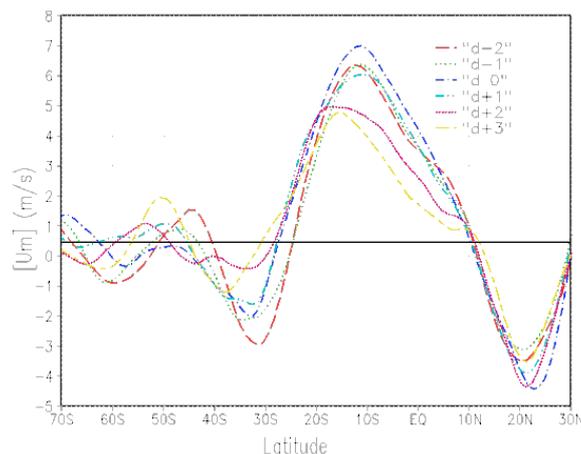


Figura 4.9 – Anomalia temporal da média zonal do vento zonal ($[U_m]_z; \text{m s}^{-1}$) entre 90°W e 10°E para a CP1.

No campo de ROL (Figura 4.10), observam-se anomalias negativas sobre o leste do NEB e oceano adjacente entre os dias “d-2” e “d 0”. Nos dias “d+1” a “d+3” esta região convectiva estende-se para o sul do NEB e norte do Sudeste Brasileiro. Nota-se que antes do dia da intrusão já existia convecção, porém há um aumento a partir do dia do evento. Entre o sul do Brasil e o OAS existe uma banda de convecção com orientação NW-SE com propagação para nordeste até o dia da intrusão. Esta banda de convecção é similar à configuração de atividade convectiva associada à presença de sistemas frontais no sul do Brasil (Andrade, 2005). A precipitação é averiguada por meio do Índice

Performático (IP; Figura 4.11), cujos valores acima da unidade representam a contribuição do padrão analisado para os eventos de chuva. Inicialmente (“d-2”) a precipitação ocorre sobre o leste do NEB e aumenta nos dias seguintes. A partir do dia “d 0” a precipitação começa a aumentar na Bahia, cujos valores de IP são acima de 2 unidades. A influência desse padrão na precipitação do NEB começa a ocorrer antes do dia da intrusão e aumenta quando a intrusão começa a se afastar do continente, consistente com a configuração da VP.

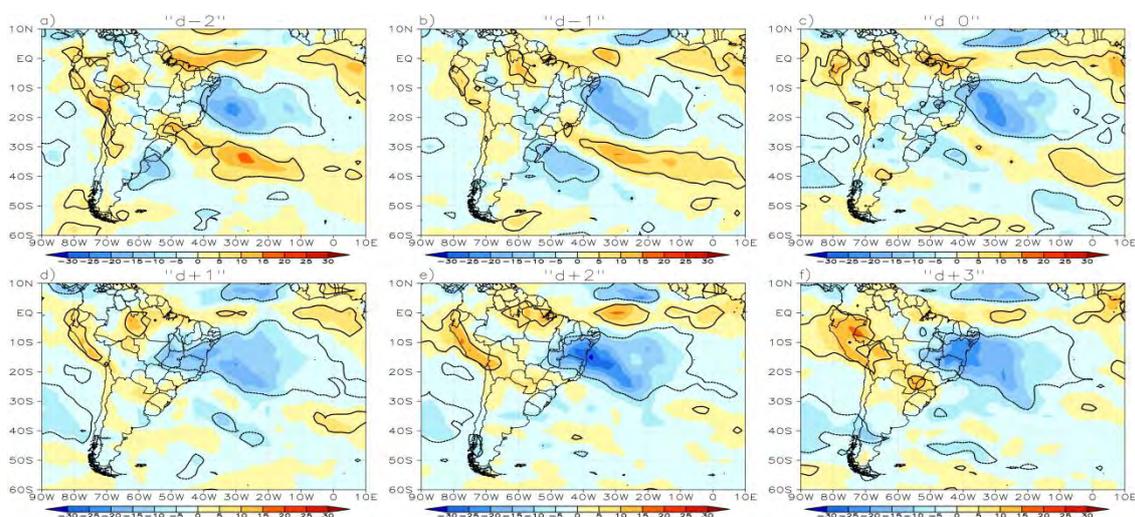


Figura 4.10 – Anomalia de ROL ($W m^{-2}$; sombreado) para a CP1. Os contornos representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.

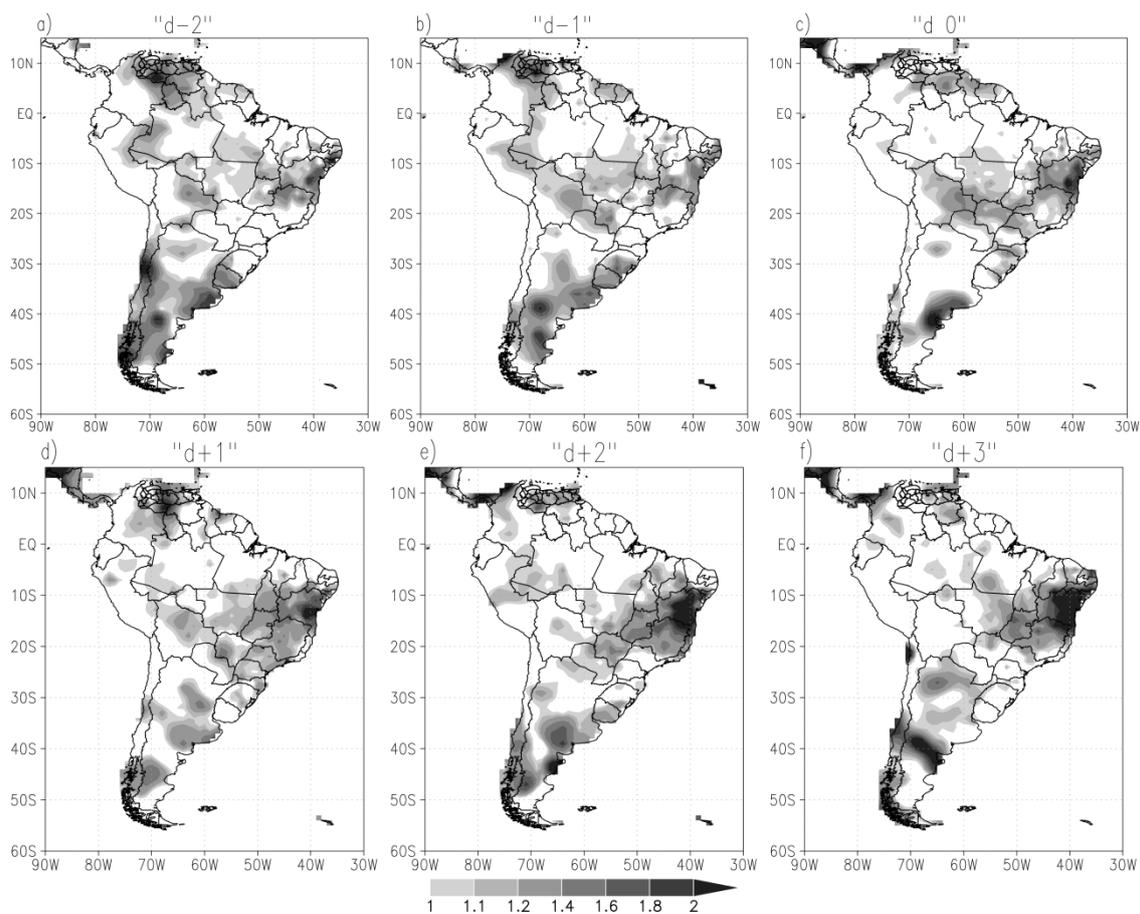


Figura 4.11 – Índice Performático (IP) para a CP1.

Em superfície, observa-se no “d-2” anomalia negativa de PNM (Figura 4.12) associada à baixa pressão no interior do continente com deslocamento para nordeste, o qual influencia no transporte de umidade no interior do continente. Inicialmente os ventos alísios de sudeste (Figura 4.13) são intensos na região Equatorial (anomalia de leste do vento) e defletem para sul quando chegam à região da Cordilheira dos Andes, logo o fluxo de umidade é em direção ao sul do Brasil (Figura 4.14). A partir do dia “d 0”, este escoamento gira anticiclonicamente, pois no sul da AS há uma anomalia ciclônica associada à baixa pressão anômala que impede o escoamento para sul e assim o fluxo de umidade ocorre em direção a região Centro-Oeste e sul do NEB. Sobre o OAS, os alísios de sudeste também estão intensos devido à maior intensidade da Alta Subropical do Atlântico Sul (ASAS; anomalia positiva de pressão), logo o fluxo de umidade (Figura 4.14) é do oceano em direção ao leste do NEB e a partir do dia da intrusão há convergência de umidade sobre esta região.

No extremo sul da AS observa-se outra anomalia de baixa pressão (Figura 4.12) no dia “d-2” e no campo de temperatura e vento em 850 hPa (Figura 4.13) vê-se anomalia de temperatura negativa (positiva) no sul (norte) da AS com orientação NW-SE e mudança na direção do vento no mesmo sentido. Convergência do fluxo de umidade (Figura 4.14) é vista na região onde ocorre a mudança do vento. Estas características são similares às observadas em ocorrências de sistemas frontais no sul do Brasil (CAVALCANTI E KOUSKY, 2009). O padrão de convecção mostrado no campo de ROL (Figura 4.10) também é similar ao de presença de sistemas frontais na região. Assim, o padrão dos compostos indica uma configuração de sistemas frontais nessa região, nos eventos de intrusão. O padrão associado de pressão, temperatura e vento, assim como o da convecção (ROL) apresenta propagação para nordeste até o dia “d 0”, indicando o deslocamento de sistemas frontais no mesmo sentido. Em altos níveis pode ser vista a propagação para leste de ondas baroclínicas (Figura 4.15), cuja atuação desloca a anomalia de baixa pressão para leste. Esta configuração associada à presença de sistemas frontais atua apenas no sul do Brasil, assim como a convecção associada.

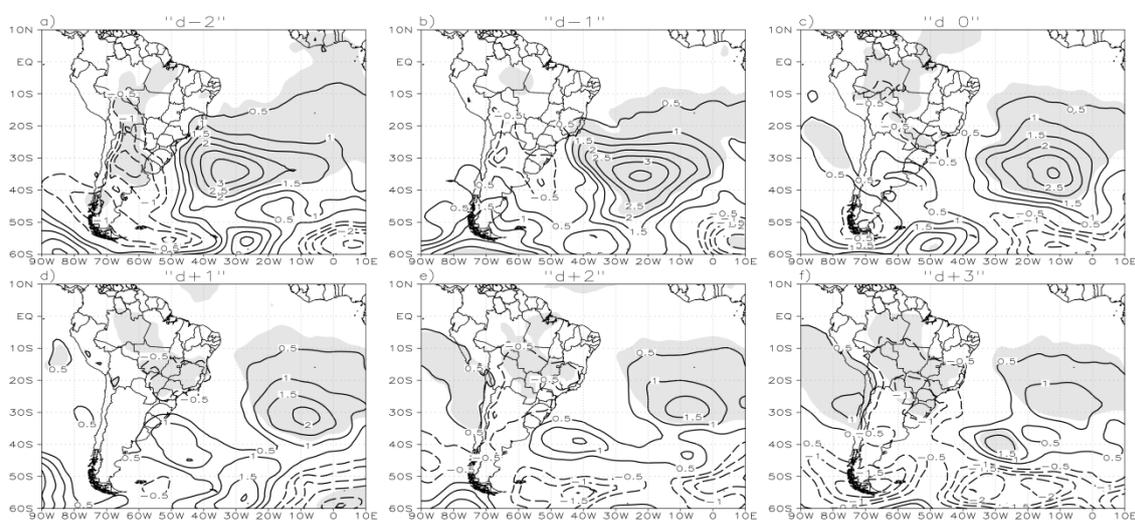


Figura 4.12 – Anomalia de PNM (hPa) para a CP1. Os contornos contínuos (tracejados) representam os valores positivos (negativos) de PNM. Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.

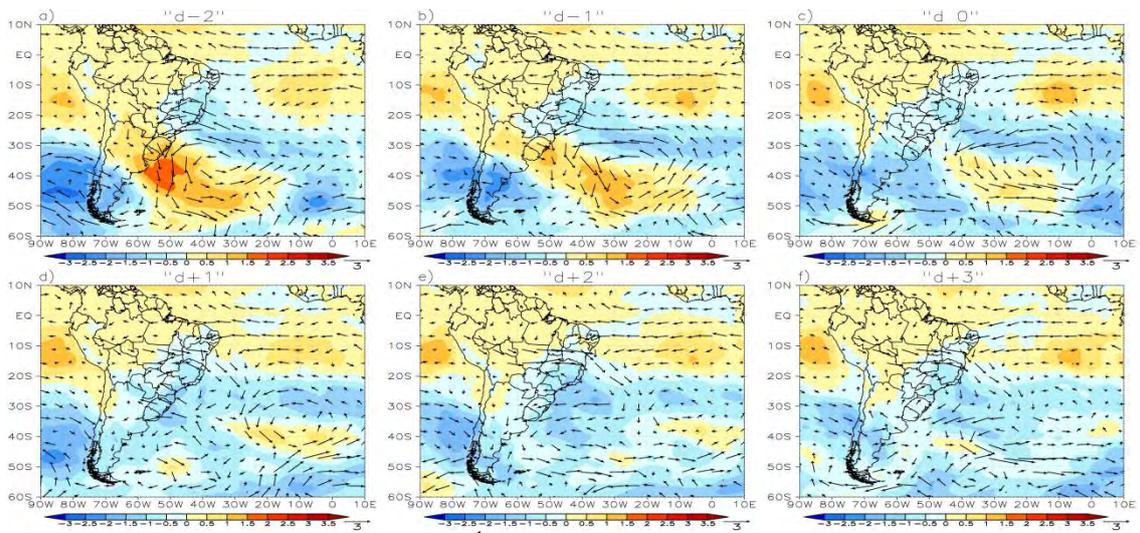


Figura 4.13 – Anomalia do vento (m s^{-1} ; vetor) e anomalia da temperatura ($^{\circ}\text{C}$; sombreado) em 850 hPa para a CP1.

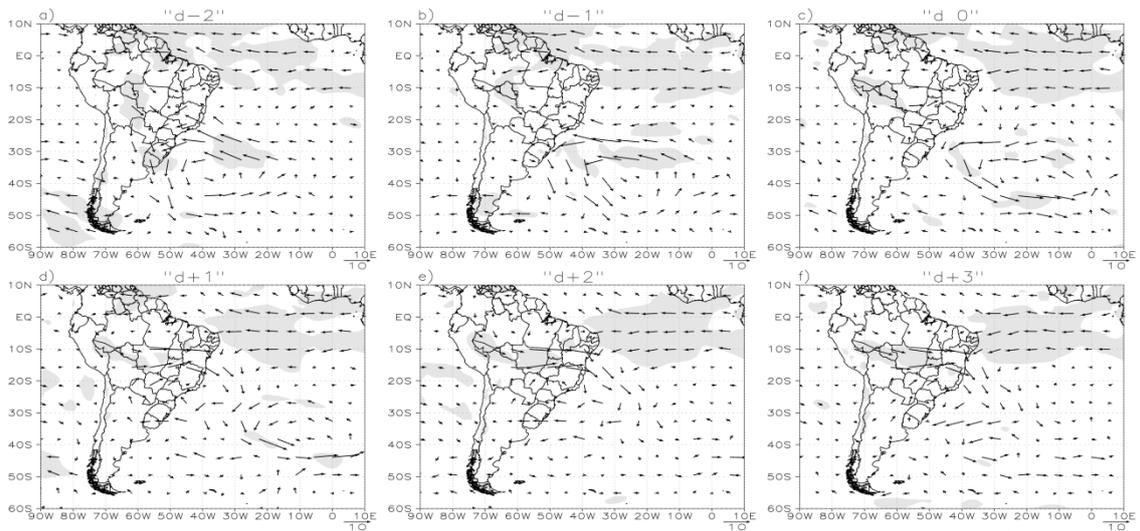


Figura 4.14 – Anomalia do fluxo de umidade integrado verticalmente ($10^{-5} \text{ Kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) para a CP1. Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.

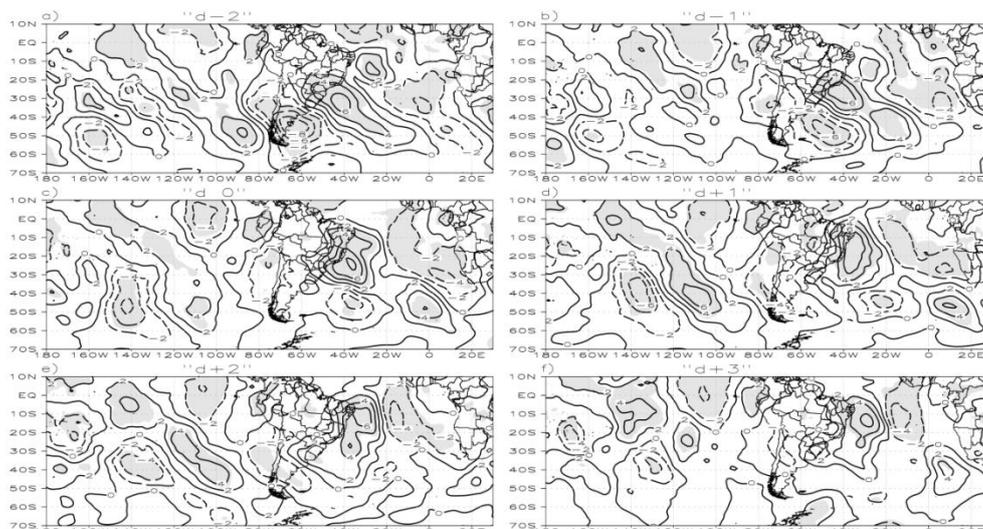


Figura 4.15 – Composto da anomalia do vento meridional (v' , $m s^{-1}$) em 200 hPa da CP1. Áreas sombreadas representam a significância estatística do composto ao nível de 95%.

Em altos níveis há alternância de centros negativos e positivos com característica de trem de onda no dia “d-2”, cujo padrão é nítido no campo da anomalia do vento meridional (Figura 4.15). Em latitudes médias há propagação de ondas baroclínicas para leste entre os dias “d-1” a “d+1” e esta configuração de trem de onda desaparece. Inicialmente (“d-2”), este trem de onda favorece a atuação de uma anomalia ciclônica sobre o OAS, visível nos campos de anomalia do vento (Figura 4.16) e geopotencial (Figura 4.17) em altos níveis. Este ciclone anômalo se amplifica à medida que a configuração em baixos níveis associada à presença de sistemas frontais se desloca para leste. Esta anomalia ciclônica em altos níveis está relacionada com a presença da intrusão sobre o OAS, iniciando na região subtropical e amplificando-se em direção à região tropical à medida que a intrusão se forma. A partir do “d 0”, observa-se a formação de um cavado sobre o OAS e seu aprofundamento para os níveis médios (Figura 4.18). A propagação para leste da intrusão favorece a atuação de uma crista anômala na região tropical sobre o continente (Figura 4.16), a qual juntamente com a convergência de umidade em baixos níveis pode ser responsável pela intensificação da precipitação no sul do NEB. Por sua vez, anomalia anticiclônica do vento em altos níveis nos trópicos implica em divergência do vento e, por continuidade de massa, movimento ascendente intensificando a convecção vista no campo de ROL (Figura 4.10) a partir do dia da intrusão.

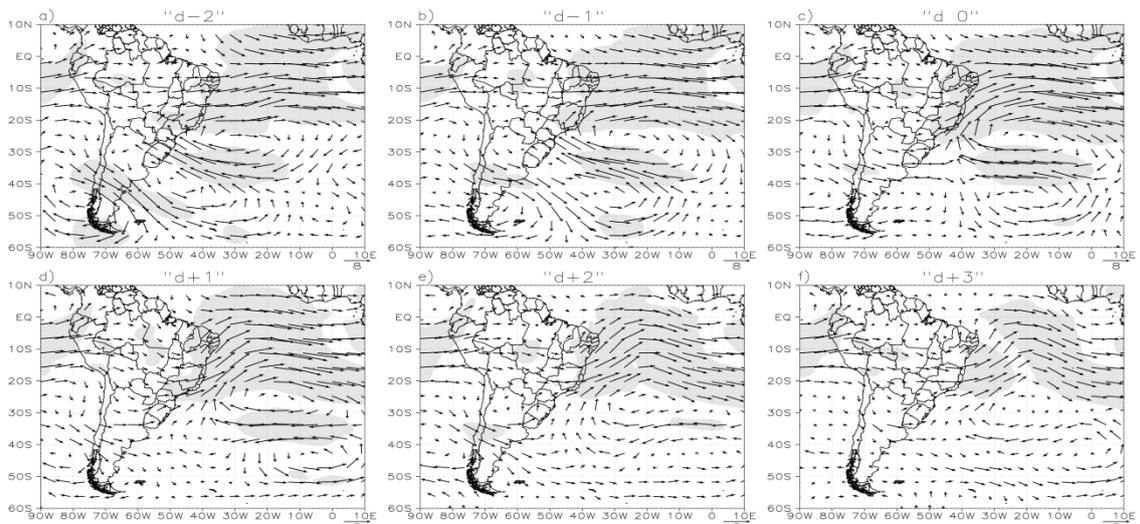


Figura 4.16 – Anomalia do vento (m s^{-1}) em 200 hPa para a CP1. Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.

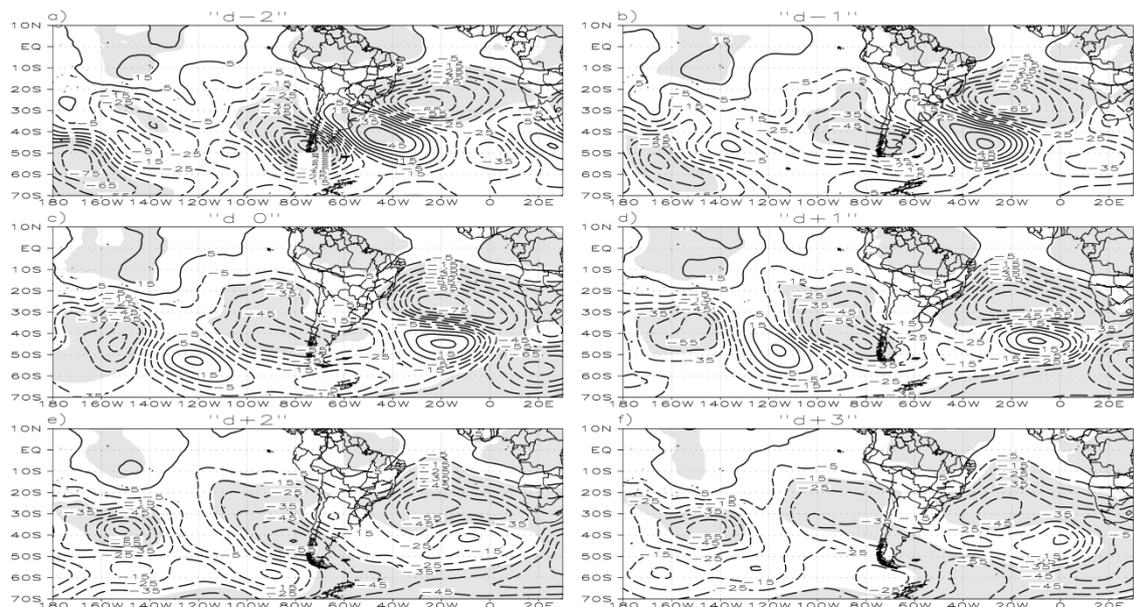


Figura 4.17 – Anomalia de geopotencial ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) em 200 hPa para a CP1. Os contornos contínuos (tracejados) representam os valores positivos (negativos) do geopotencial. Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.

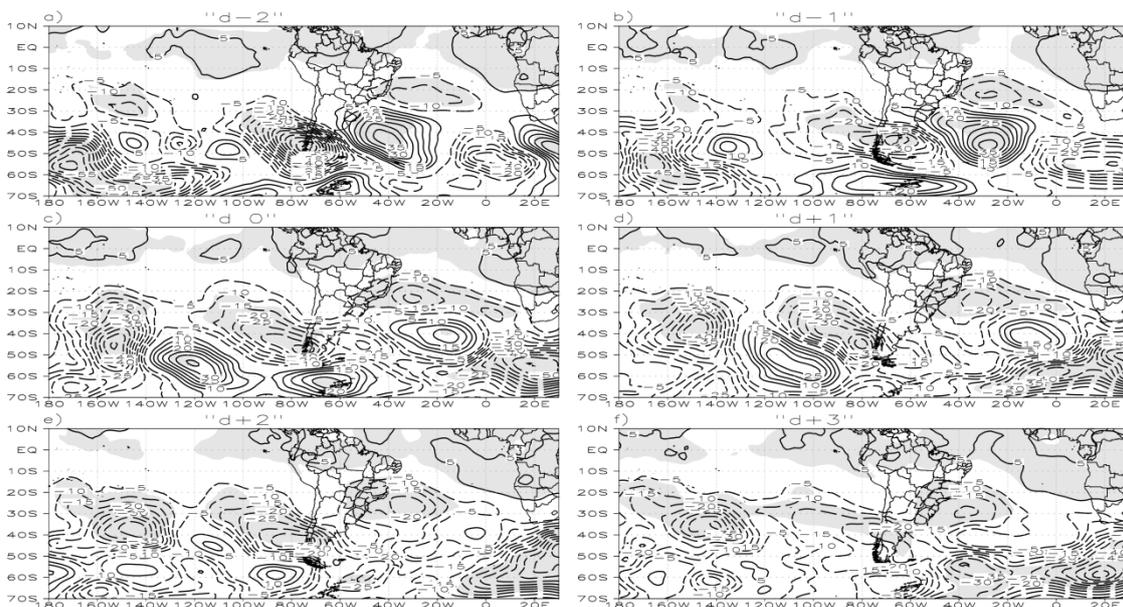


Figura 4.18 – Anomalia de geopotencial ($m^2 s^{-2}$) em 500 hPa para a CP1. Os contornos contínuos (tracejados) representam os valores positivos (negativos) do geopotencial. Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.

4.2.2 Componente 2

O segundo modo também apresenta um padrão de VP (Figura 4.19a) similar ao EI estudado por Waugh e Polvani (2000). Este caso exibe uma configuração de QOR sobre o OAS, e a VP negativa, para as amplitudes positivas (Figura 4.19b), encontra-se relativamente afastada do continente em relação ao padrão observado na CP1. Para as amplitudes negativas, também há uma configuração de QOR, contudo mais próxima do continente. Nesta componente, apenas as amplitudes positivas são analisadas.

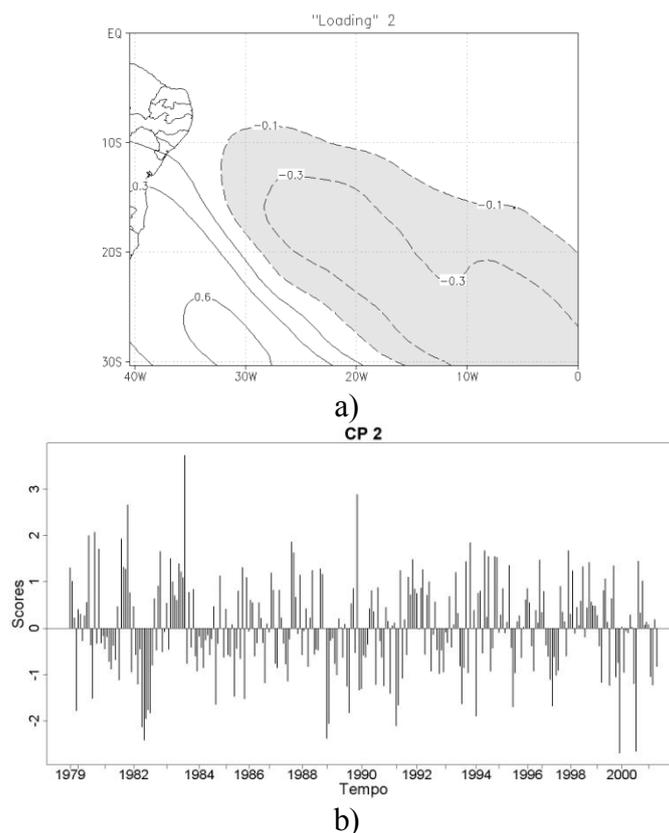


Figura 4.19 – a) Padrão espacial (*Loadings*). b) Serie temporal (*scores*) para a CP2.

De acordo com o critério dos *scores* igual ou maior que $1 \times \sigma$, 48 eventos de AVP com incursão para a região tropical são selecionados para os compostos da CP2. Da mesma forma como visto na CP1, a maioria dos casos ocorre em dezembro (30 casos), seguidos de 11 casos em janeiro e 7 em fevereiro.

A Figura 4.20 (barras) mostra o número de eventos de AVP por ano e o vento zonal médio no OAS equatorial (linha). De maneira similar ao observado na CP1, os anos considerados EN (LN) apresentam maior (menor) número de casos. A correlação entre o IOS médio e o número de casos é de -0,48 (estatisticamente significativa ao nível de 95%). Esta correlação é maior que a encontrada na análise anterior. Isto indica que a variabilidade interanual deste padrão é mais influenciada pelo ENOS. A correlação entre U_m (Figura 4.20, contornos) e o número de casos é de 0,51 (estatisticamente significativa ao nível de 95%), superior ao encontrado na CP1. Esta maior relação entre o U_m e os eventos de AVP pode explicar a maior relação desta componente com o

ENOS. Da mesma forma como visto anteriormente, existe mais (menos) eventos de AVP quando U_m é intenso (fraco) no OAS.

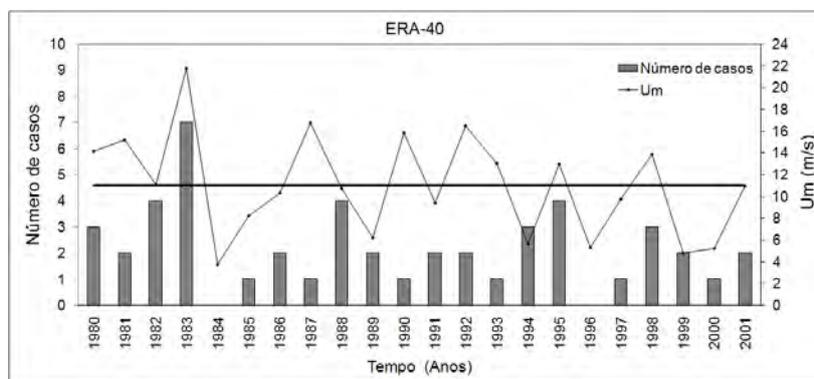


Figura 4.20 – Número de eventos (Ne) de AVP por ano (barra) para a CP2, e U_m (contorno contínuo). O traço contínuo representa a média de U_m (11 m s^{-1}).

O campo de VP no nível de 350 K (Figura 4.21) mostra uma ondulação no contorno de VP de -1.5 UVP no dia “d -2”, formando um cavado sobre o OAS, cuja amplificação e reversão típica da QOR ocorre nos dias “d-1” e “d 0”. A distorção dos contornos de VP ocorre no lado equatorial do jato, logo é influenciado pelo cisalhamento anticiclônico do mesmo. Desta forma, as ondas quebram de forma anticiclônica e a deformação dos contornos de VP com inclinação noroeste-sudeste (NW-SE) confirma a QOR anticiclônica (THORNCROFT et al., 1993). Neste caso, a advecção de ar estratosférico ocorre em direção ao equador. Esta configuração se mantém no dia “d +1”, e nos dias seguintes há um deslocamento e desintensificação da QOR com fraca advecção de VP em direção ao equador.

A seção vertical de VP em níveis de pressão ao longo de 10°S (Figura 4.22) mostra que a intensidade máxima da perturbação de VP ocorre em $\sim 100 \text{ hPa}$, aumentando entre os dias “d-2” e “d 0” e diminuindo nos dias seguintes. Uma pronunciada inclinação para leste com a altura ocorre entre a média e alta troposfera entre os dias “d-2” e “d+1”. Desta forma há incursão de VP da estratosfera para a média troposfera com propagação para oeste em níveis médios e para leste em 200 hPa nestes dias. Nos demais dias, a anomalia de VP concentra-se na alta troposfera.

Ao longo de 30°W (Figura 4.23) existe uma inclinação em direção aos polos com a altura na baixa estratosfera entre a formação e desenvolvimento da intrusão. Observa-se uma progressão de VP em direção ao equador entre alta e média troposfera à medida que a intrusão avança para leste e a anomalia de VP torna-se confinada em altos níveis. Há uma incursão de alta VP da estratosfera subtropical para a alta troposfera tropical nos dias em que a quebra se forma.

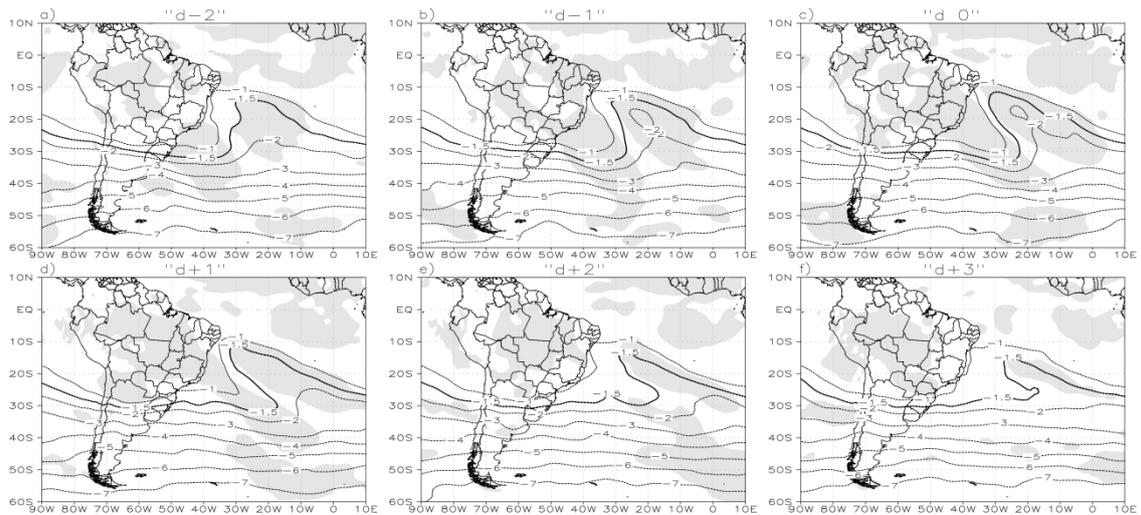


Figura 4.21 – Composto da VP (UVP) na superfície isentrópica de 350 K para a CP2. Áreas sombreadas representam a significância estatística dos compostos ao nível de 95%.

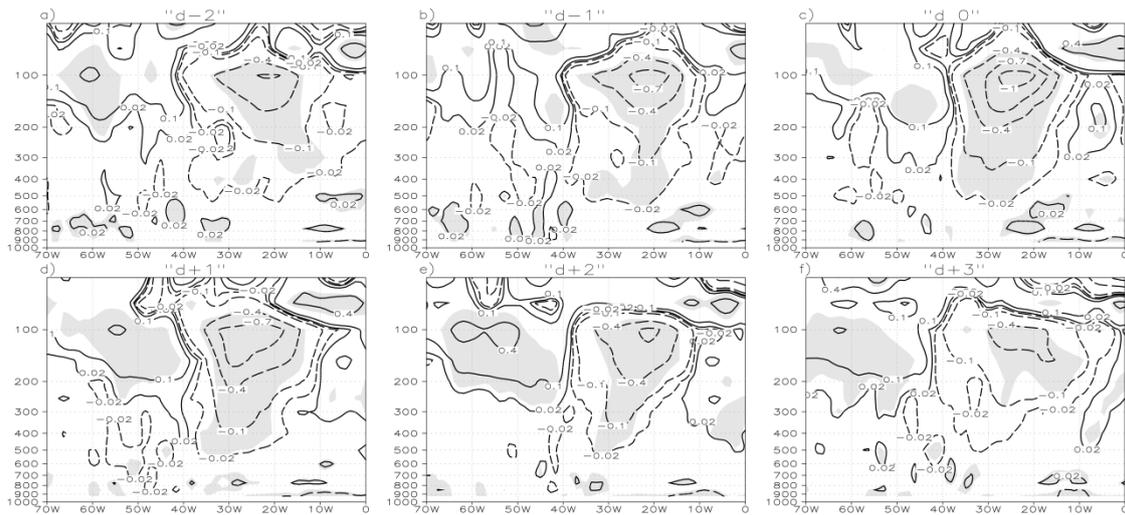


Figura 4.22 – Seção vertical da anomalia de VP (UVP) em níveis de pressão ao longo de 10°S para a CP2. Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.

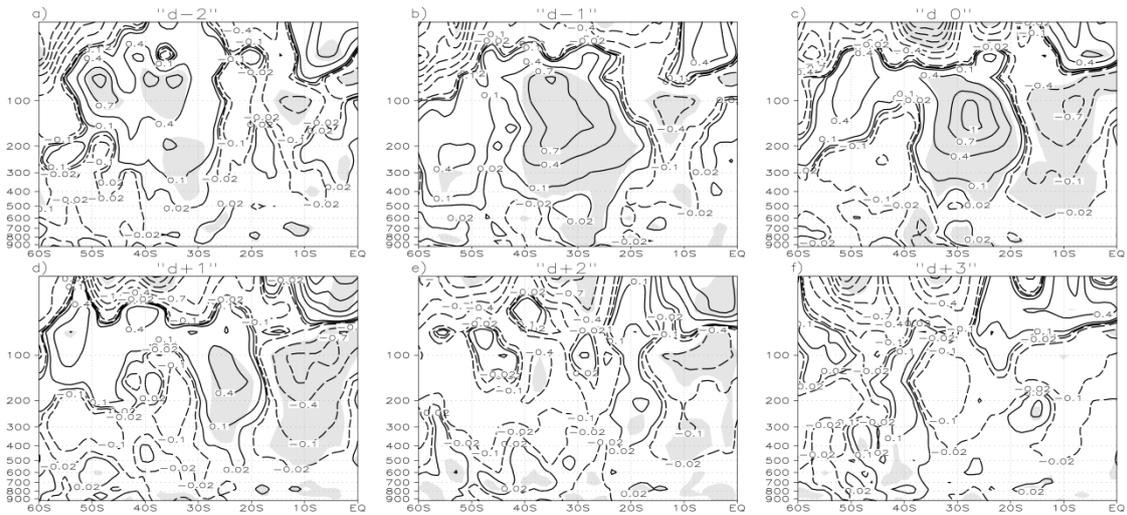


Figura 4.23 – Seção vertical da anomalia VP (UVP) em níveis de pressão ao longo de 30°W para a CP2. Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.

No composto do vento zonal em 200 hPa (Figura 4.24), observa-se a presença do “duto de oeste” em todo o ciclo de vida do sistema. Similar ao encontrado na CP1, ventos de 15 m s^{-1} atingem 10°S no início e formação da quebra e diminui de intensidade nos dias seguintes. A anomalia de $[U_m]_\lambda$ (Figura 4.25) entre 40°S e 50°S apresenta valores negativos entre os dias “d-2” e “d+1” e positivo nos demais dias indicando que o jato encontra-se relativamente fraco no início e desenvolvimento da quebra, intensificando nos dias posteriores. Peters e Waugh (2003) mostraram que as ondas de Rossby amplificam e quebram na região de fraco vento zonal de oeste. Na região equatorial, a anomalia de $[U_m]_\lambda$ também indica vento zonal de oeste, contudo nesta componente a anomalia é menor em relação ao observado na CP1. Na CP2 é observada maior anomalia de $[U_m]_\lambda$ nos trópicos no início e desenvolvimento da quebra, diminuindo de intensidade nos dias seguintes. De maneira similar ao discutido na CP1, o maior gradiente meridional do vento zonal aumenta a VP no início e desenvolvimento do evento de AVP e nos dias seguintes há uma diminuição deste gradiente e da VP.

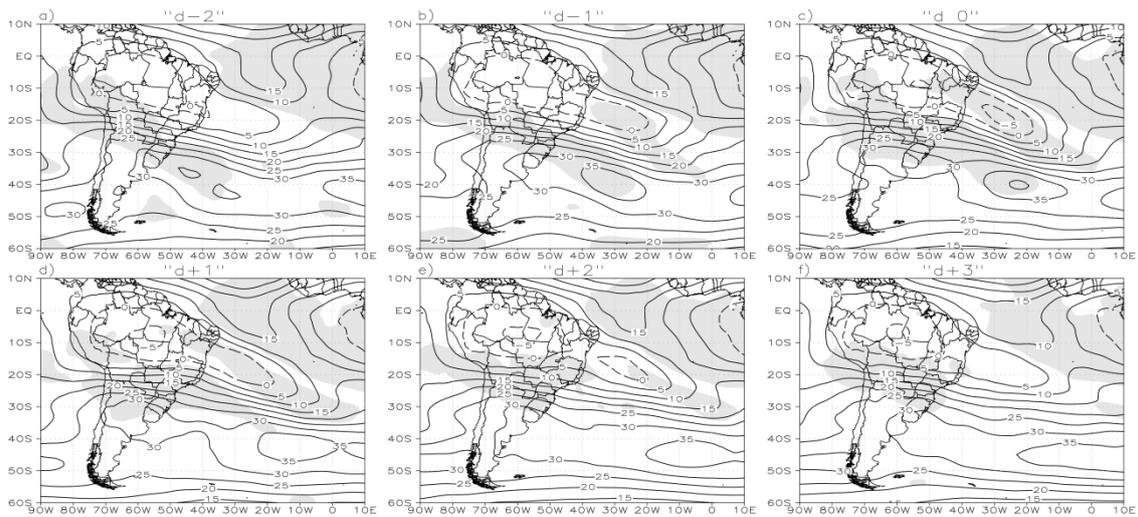


Figura 4.24 – Composto do vento zonal (m s^{-1}) em 200 hPa para a CP2. Os contornos contínuos (tracejados) representam os valores positivos (negativos). Áreas sombreadas representam a significância estatística dos compostos ao nível de 95%.

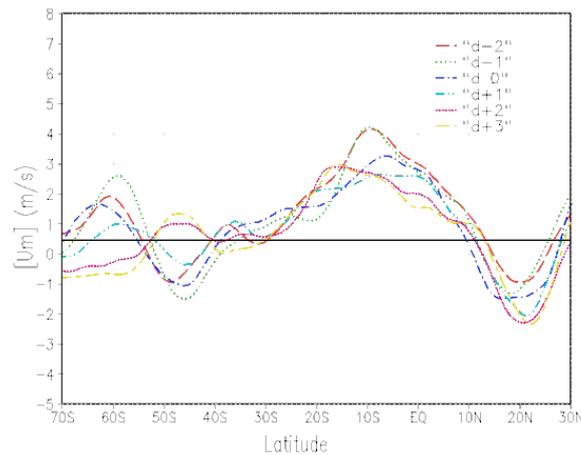


Figura 4.25 – Anomalia da média zonal do vento zonal ($[U_m]_{\lambda}$; m s^{-1}) entre 90°W e 10°E para a CP2.

No campo de anomalia de ROL (Figura 4.26) observam-se anomalias negativas sobre o sul da Região Sudeste e grande parte da Região Sul do Brasil no dia “d-2”. Nos demais dias, essa anomalia associada à convecção apresenta um deslocamento para nordeste e atinge o norte da Região Sudeste à medida que a intrusão de AVP intensifica e desloca-se para leste. A partir do “d+1”, anomalias negativas de ROL, podem ser vistas no sul do NEB e no “d+3” a convecção também ocorre no leste do NEB. O IP (Figura 4.27) mostra valores acima da unidade inicialmente no Sul e Sudeste e apresenta uma

propagação para nordeste, à medida que a quebra afasta-se do continente. Desta forma precipitação é encontrada no sul e leste do NEB a partir do dia “d+2”.

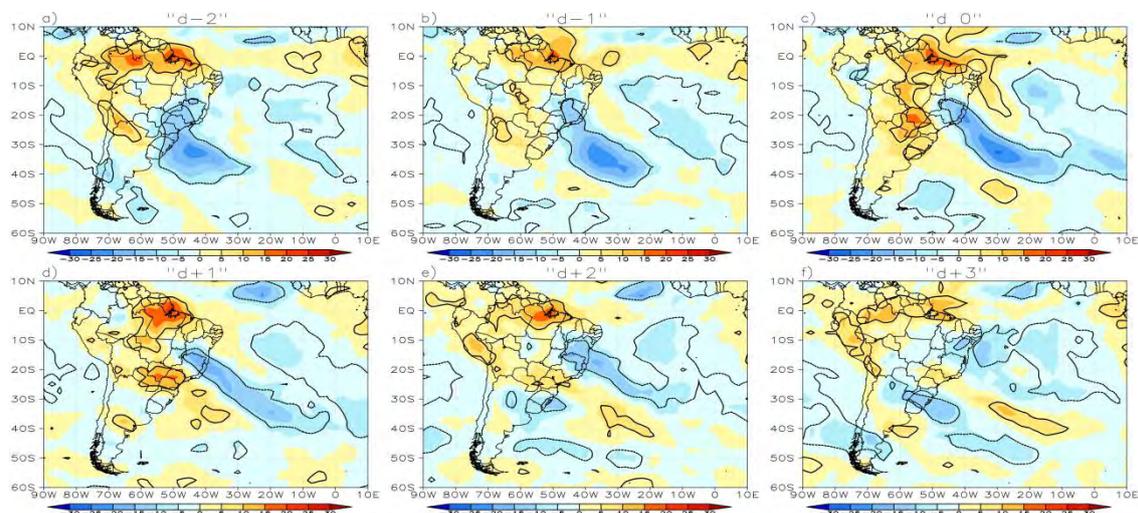


Figura 4.26 – Anomalia de ROL ($W m^{-2}$; sombreado) para a CP2. Os contornos representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.

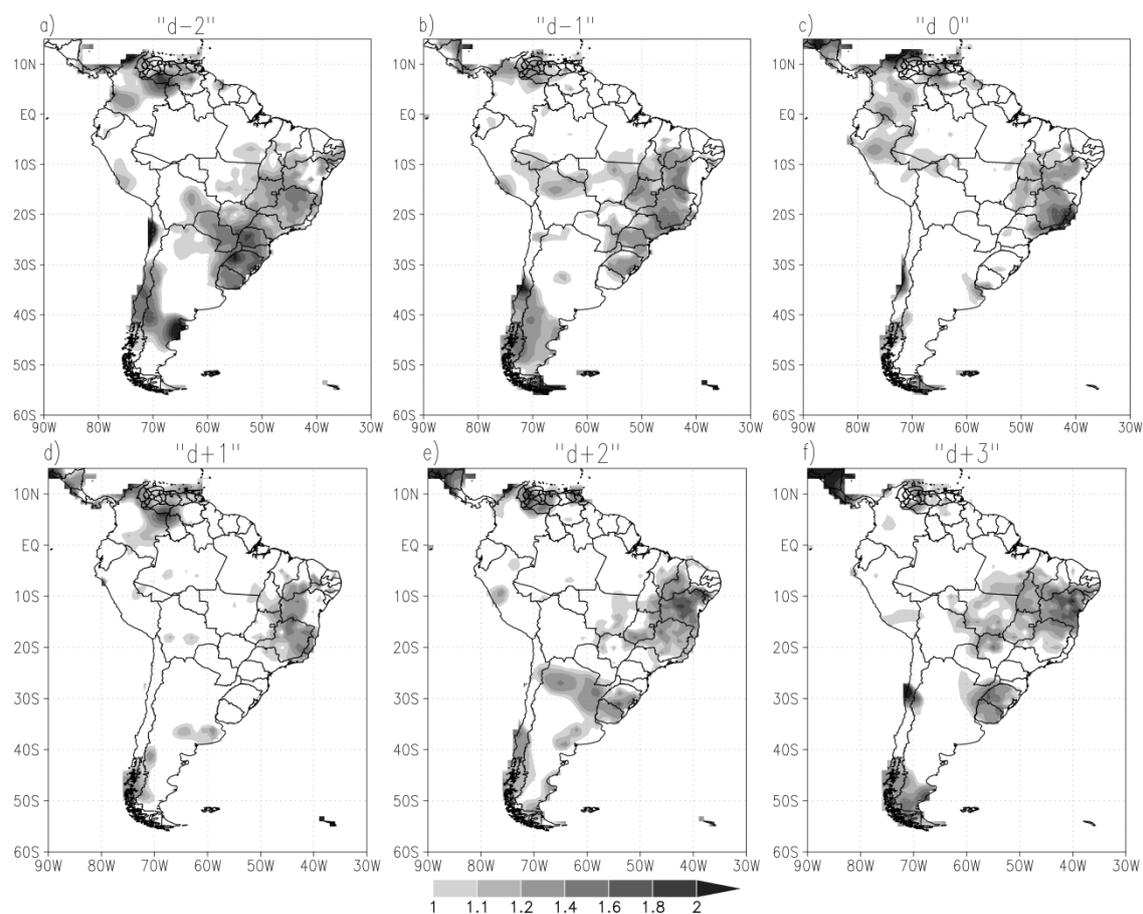


Figura 4.27 – Índice Performático (IP) para a CP2.

Inicialmente (“d-2”) observa-se uma baixa pressão anômala sobre a Argentina e sul do Brasil (Figura 4.28), e anomalia de temperatura abaixo da média nesta mesma região e acima da média no Sudeste do Brasil (Figura 4.29) com orientação NW-SE. O vento em 850 hPa (Figura 4.29) muda de direção na região de temperaturas altas sobre a região Sudeste, onde também pode ser vista convergência de umidade (Figura 4.30). Este padrão em baixos níveis indica a configuração associada à presença de sistemas frontais, assim como visto na CP1, e apresenta um deslocamento para nordeste, cruzando a AS em direção ao oceano Atlântico entre o “d-2” e “d+1”. No campo de ROL (Figura 4.26) pôde ser visto a propagação de uma banda de convecção com orientação NW-SE no mesmo sentido desta configuração. O padrão dos compostos acima indica que esta configuração de sistemas frontais apresenta maior propagação para nordeste em relação ao visto na CP1, a qual está relacionada com o deslocamento para nordeste de uma onda baroclínica em altos níveis. Esta onda propaga-se sobre o OAS entre o início e formação da quebra da onda para nordeste, evidente no campo de anomalia do vento meridional (v') na Figura 4.31.

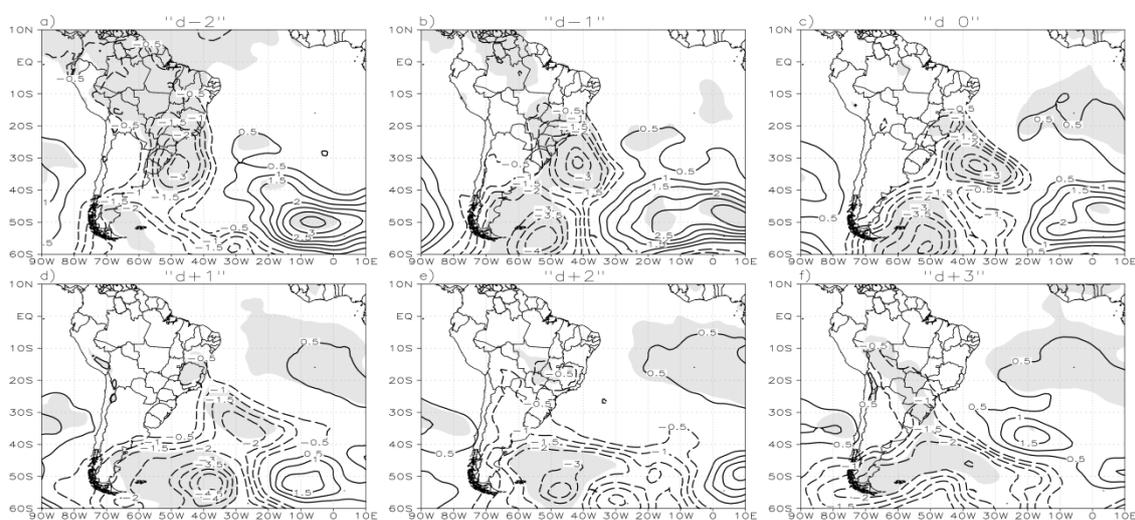


Figura 4.28 – Anomalia de PNM (hPa) para a CP2. Os contornos contínuos (tracejados) representam os valores positivos (negativos) de PNM. Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.

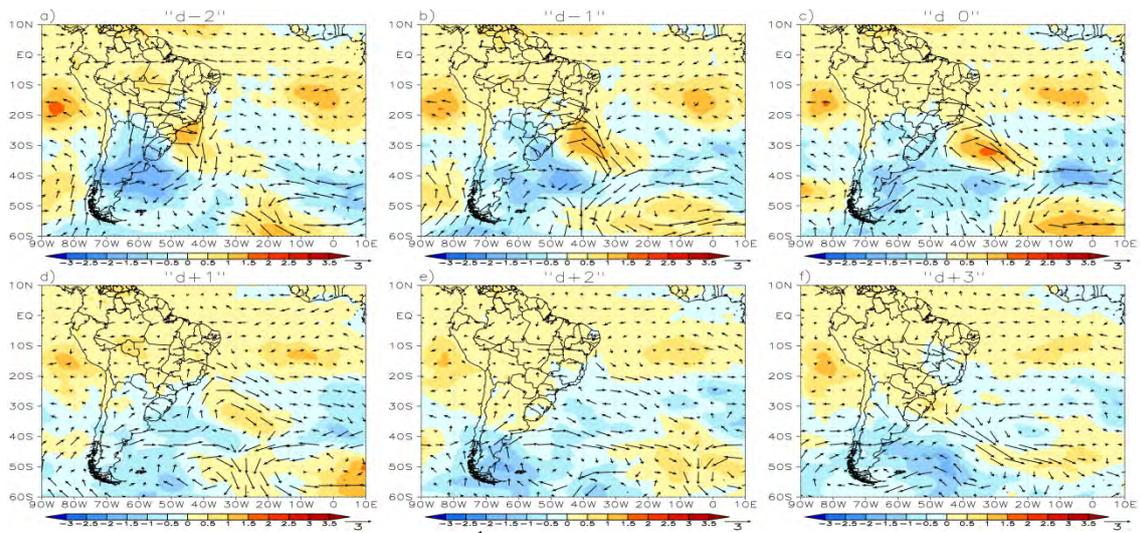


Figura 4.29 – Anomalia do vento (m s^{-1} ; vetor) e anomalia da temperatura ($^{\circ}\text{C}$; sombreado) em 850 hPa para a CP2.

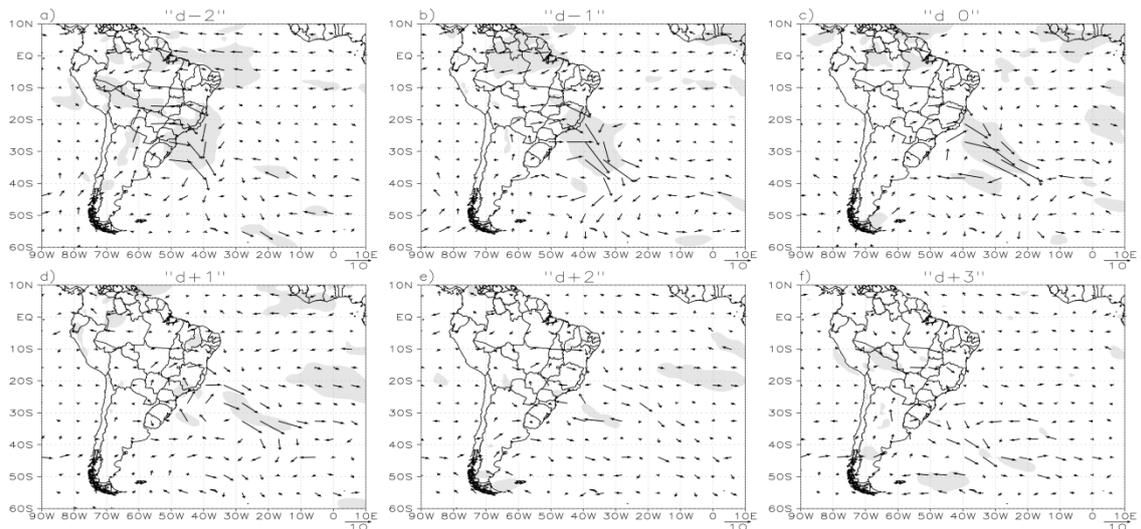


Figura 4.30 – Anomalia do fluxo de umidade integrado verticalmente ($10^{-5} \text{ Kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) para a CP2. Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.

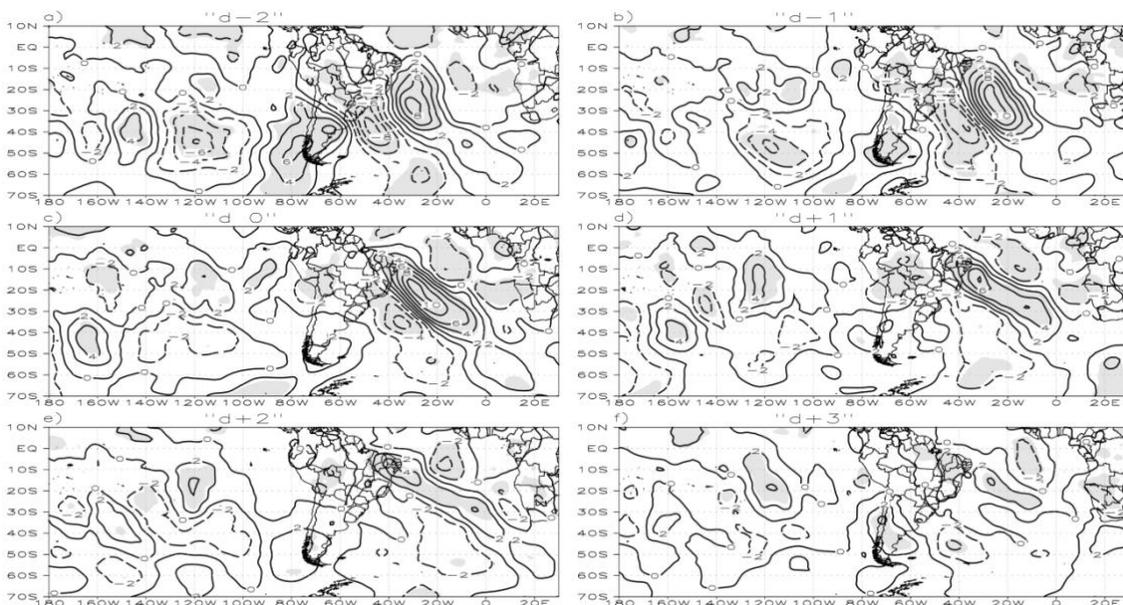


Figura 4.31 – Composto da anomalia do vento meridional (v' , $m s^{-1}$) em 200 hPa para a CP2.

Áreas sombreadas representam a significância estatística dos compostos ao nível de 95%.

No “d-2” observa-se um padrão de trem de ondas de Rossby propagando-se entre os oceanos Pacífico e Atlântico visível no campo de anomalia de vento meridional em altos níveis (Figura 4.31). Os campos de anomalia do vento (Figura 4.32) e de geopotencial (Figura 4.33) em 200 hPa indicam que os centros ciclônicos e anticiclônicos sobre a AS e o OAS encontram-se deslocados para leste em relação à CP1. No dia “d-2” observa-se um ciclone anômalo sobre o OAS (Figura 4.33), cuja intensificação pode estar associada à presença da configuração de sistemas frontais visto em baixos níveis. A convecção relacionada a este padrão em baixos níveis apresenta deslocamento para os subtrópicos (Figura 4.26) e o processo de precipitação libera calor latente que por sua vez pode aumentar a temperatura média da camada troposférica (REBOITA et al., 2010). Este mecanismo amplifica a crista (anomalia anticiclônica) nos subtrópicos (HOLTON, 2004) e pela conservação de vorticidade absoluta, o cavado à jusante também se amplifica e a onda quebra sobre o OAS tropical no dia “d 0”. Este mecanismo é similar ao identificado por Kousky e Gan (1981) na formação de Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN) no NEB. A amplificação da crista e do cavado sobre o OAS pode ser visualizada nos campos de vento e geopotencial em altos níveis. Em todo o ciclo da intrusão observa-se atuação da anomalia ciclônica sobre o OAS tropical

e anomalia anticiclônica em latitudes médias, visível no campo de anomalia do geopotencial em 200 hPa (Figura 4.33). Desta forma, há uma configuração semelhante a um padrão de bloqueio sobre o OAS que se mantém até dia “d+3”, como visto também em Berrisford et al. (2007). Este padrão desfavorece a propagação das ondas baroclínicas em latitudes médias, cujo deslocamento não é perceptível a partir do dia “d+1” sobre o OAS. Nos níveis médios, somente os ciclones e anticiclones vistos em latitudes médias nos altos níveis aprofundam-se para 500 hPa (Figura 4.34).

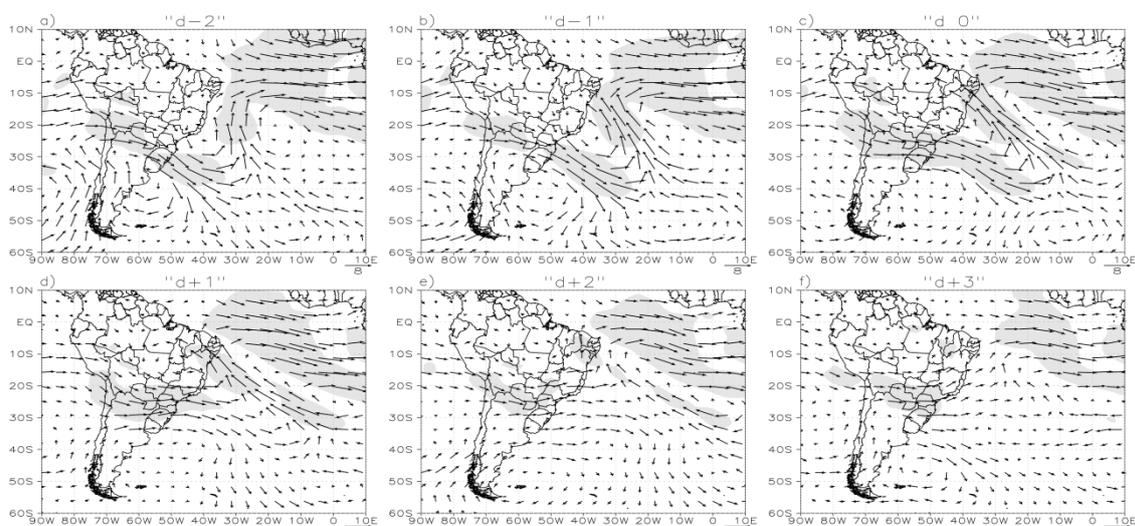


Figura 4.32 – Anomalia do vento (m s^{-1}) em 200 hPa para a CP2. Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.

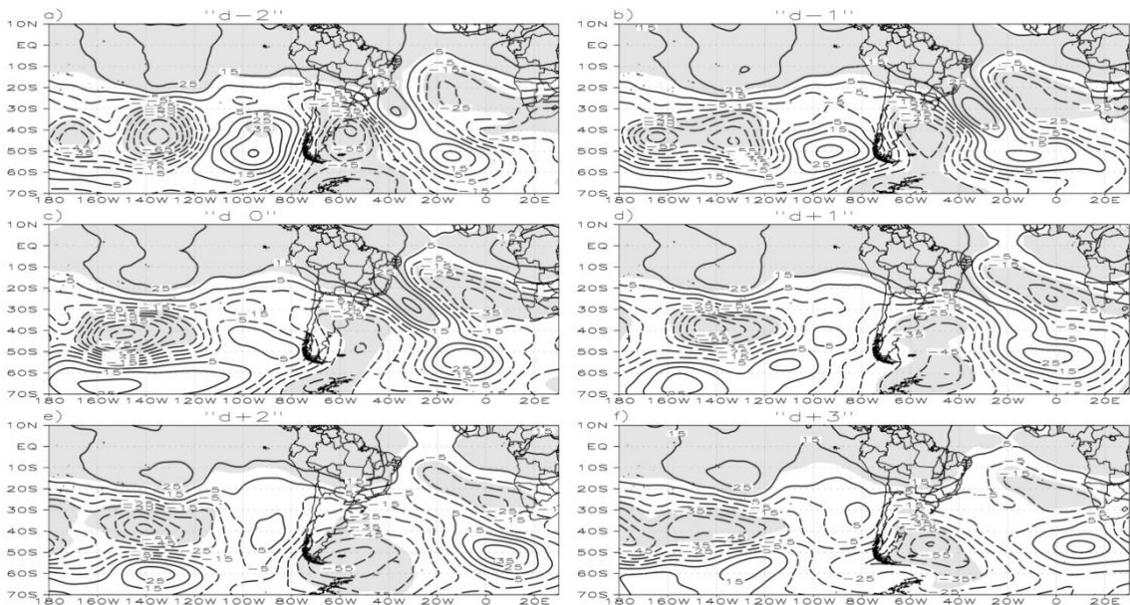


Figura 4.33 – Anomalia de geopotencial ($m^2 s^{-2}$) em 200 hPa para a CP2. Os contornos contínuos (tracejados) representam os valores positivos (negativos) do geopotencial. Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.

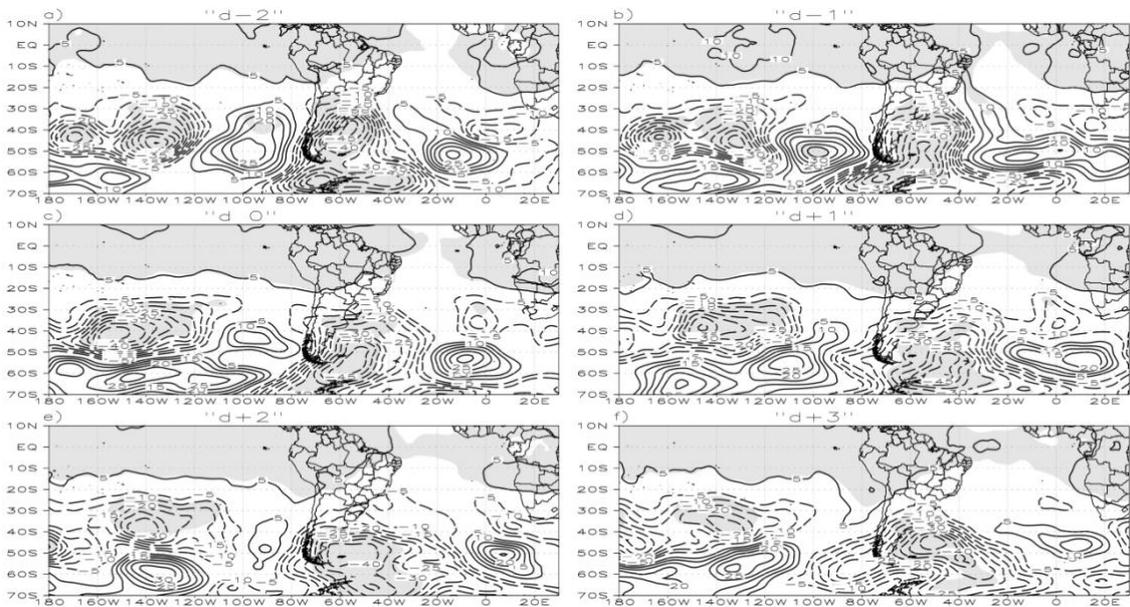


Figura 4.34 – Anomalia de geopotencial ($m^2 s^{-2}$) em 500 hPa para a CP2. Os contornos contínuos (tracejados) representam os valores positivos (negativos) do geopotencial. Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.

4.2.3 Componente 3

O padrão espacial *loading* (Figura 4.35a) mostra uma região de VP positiva sobre o OAS com formação de uma circulação anticiclônica alongada NW-SE e uma anomalia ciclônica à jusante. Considerando as amplitudes positivas (Figura 3.35b), o padrão espacial é similar a um Vórtice Ciclônico (VC) sobre o OAS, afastado do continente, enquanto que as amplitudes negativas indicam este mesmo sistema, mas sobre o continente. Esta componente pode estar relacionada com a variabilidade espacial do VC, posicionada mais a oeste ou leste do continente. Contudo, aparentemente, somente a configuração das amplitudes negativas está associada com a intrusão de AVP. Desta forma, serão consideradas para a análise deste estudo somente as amplitudes negativas.

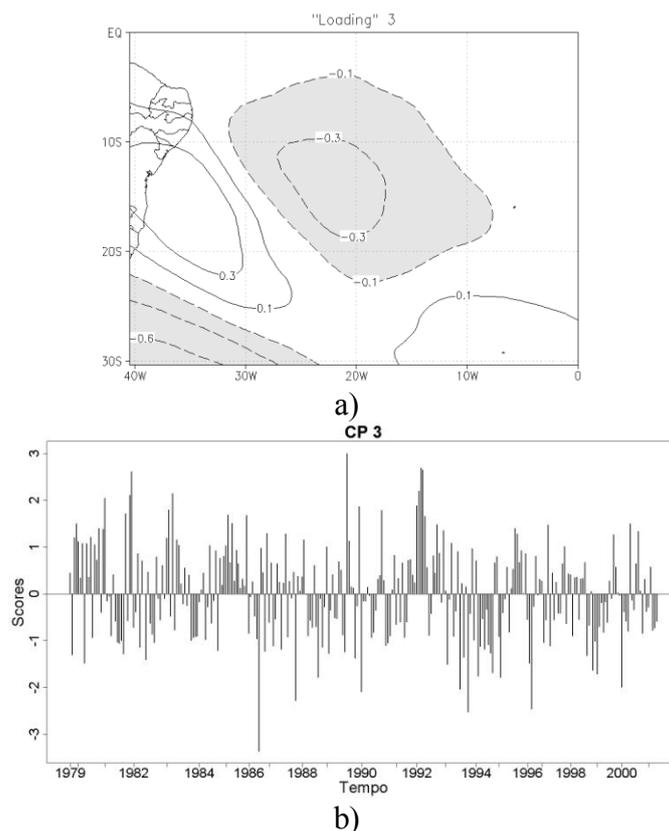


Figura 4.35 – a) Padrão espacial (*Loadings*). b) Serie temporal (*scores*) para a CP3.

Foram selecionados 42 casos para os compostos da CP3. Como para os modos anteriores, a maioria dos eventos ocorre em dezembro (17 casos), seguidos de 15 casos em janeiro e 10 em fevereiro.

A Figura 4.36 (barras) mostra o número de eventos de AVP por ano. Existe uma grande variabilidade interanual dos eventos, contudo não está associada ao fenômeno ENOS. A correlação entre o IOS e o número de casos é de -0,02 (estatisticamente não significativo). Os anos com maior ocorrência de eventos foram 86/87 e 88/89, sendo considerados EN e LN+ (Tabela 4.1), respectivamente. Os anos de 93/94 (neutro) e 94/95 (EN-) também apresentaram um número maior de eventos. A correlação entre o U_m e o número de eventos também é baixa com valor de $r = 0,07$ e não significativo. Os estudos que abordaram a variabilidade interanual dos Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN) constataram que não existe uma relação clara entre o aumento e diminuição de VCANs com os episódios de ENOS. Ramírez et al. (1999) encontraram apenas características relacionadas à extensão vertical deste sistema, ou seja, nos verões de EN os VCANs eram mais extensos e apresentavam maior profundidade (500 hPa) e na LN os VCANs eram confinados em altos níveis. Resultados similares foram encontrados por Silva (2005). Nesse estudo, Silva (2005) detectou que VCANs com maior duração ocorrem nos episódios de LN, provavelmente devido à ZCAS localizar-se ao norte de sua posição climatológica, possibilitando maior interação com o VCAN.

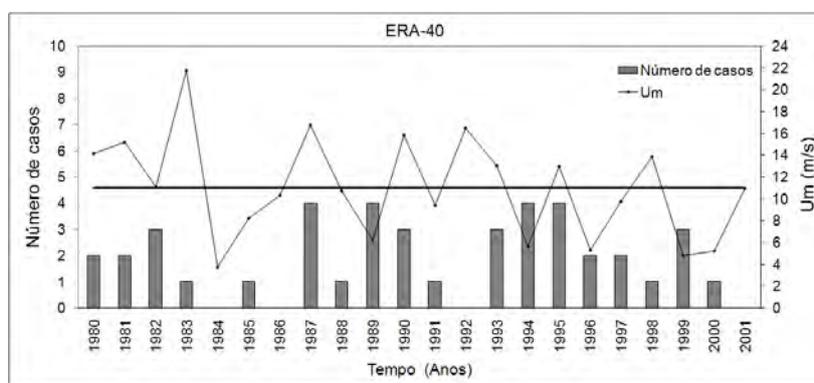


Figura 4.36 – Número de eventos (Ne) por ano (barra) para a CP3, e U_m (contorno contínuo) da CP3. O traço contínuo representa a média de U_m (11 m s^{-1}).

No campo de VP em 350 K (Figura 4.37) observa-se no dia “d-2” uma ondulação no contorno de -1.5 UVP sobre o oceano Atlântico, adjacente à região Nordeste. Nos dias “d-1” e “d 0” há uma amplificação e incursão da VP de -1.5 UVP em direção ao leste da região Nordeste, na qual observa-se uma inclinação no sentido NW-SE indicando QOR anticiclônica. No dia “d 0” há formação de um VC no contorno de -2 UVP sobre o leste

do NEB. As anomalias de AVP associadas à QOR podem induzir a formação de circulação ciclônica em altos níveis e vórtices desprendidos se formam a partir deste mecanismo (NDARANA E WAUGH, 2010). No dia “d+1” a anomalia de AVP permanece sobre o leste do NEB e há um deslocamento para leste e desintensificação da QOR nos dias seguintes.

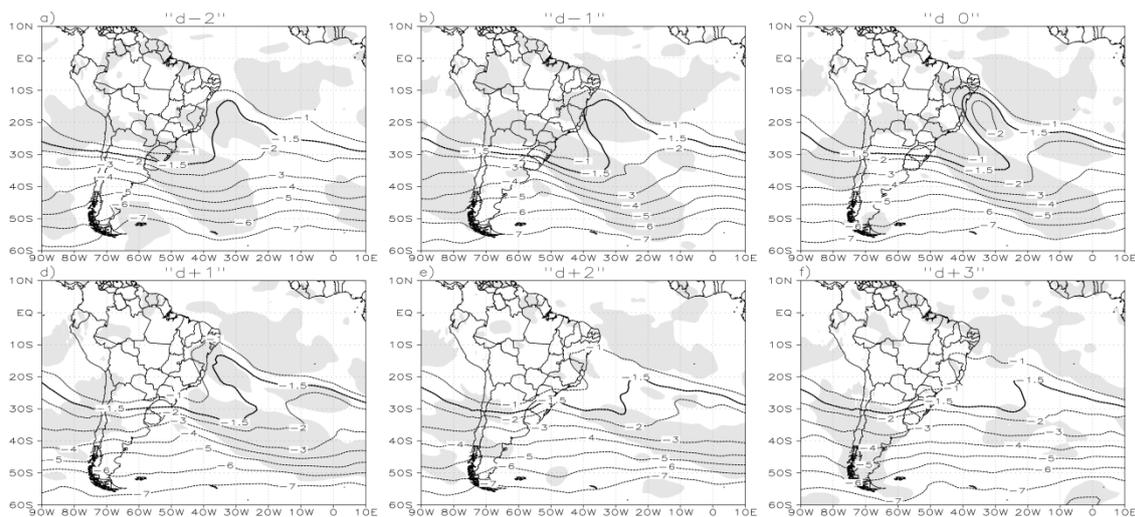


Figura 4.37 – Composto da VP (UVP) na superfície isentrópica de 350 K para a CP3. Áreas sombreadas representam a significância estatística dos compostos ao nível de 95%.

O perfil vertical da VP em níveis de pressão ao longo de 10°S (Figura 4.38) mostra anomalia negativa de VP entre a baixa estratosfera e média troposfera sobre o OAS e o NEB (~30°W e 40°W). A máxima intensidade de VP ocorre em torno de 150 hPa no “d 0”, diminuindo nos dias seguintes. Ao longo de 30°W (Figura 4.39), observa-se inclinação de VP para os polos com a altura na baixa estratosfera e alta troposfera no dia “d-2”. Nos demais dias esta inclinação é observada apenas na estratosfera enquanto que na troposfera a anomalia de VP torna-se mais vertical, contudo, não ultrapassa 10°S. Nesta componente também é vista incursão de AVP da baixa estratosfera extratropical para a troposfera tropical no início e formação da intrusão.

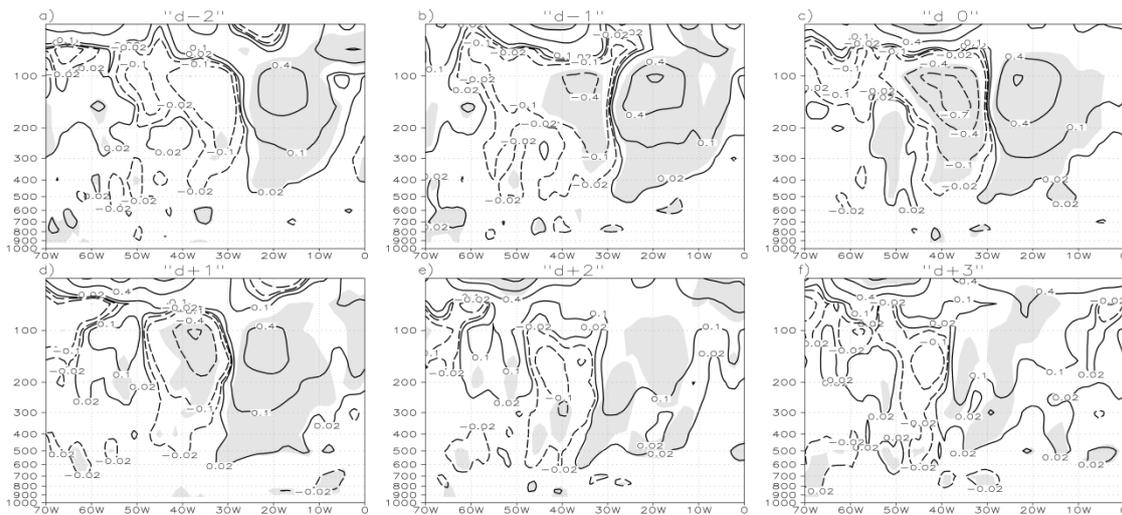


Figura 4.38 – Seção vertical da anomalia de VP (UVP) em níveis de pressão ao longo de 10°S para a CP3. Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.

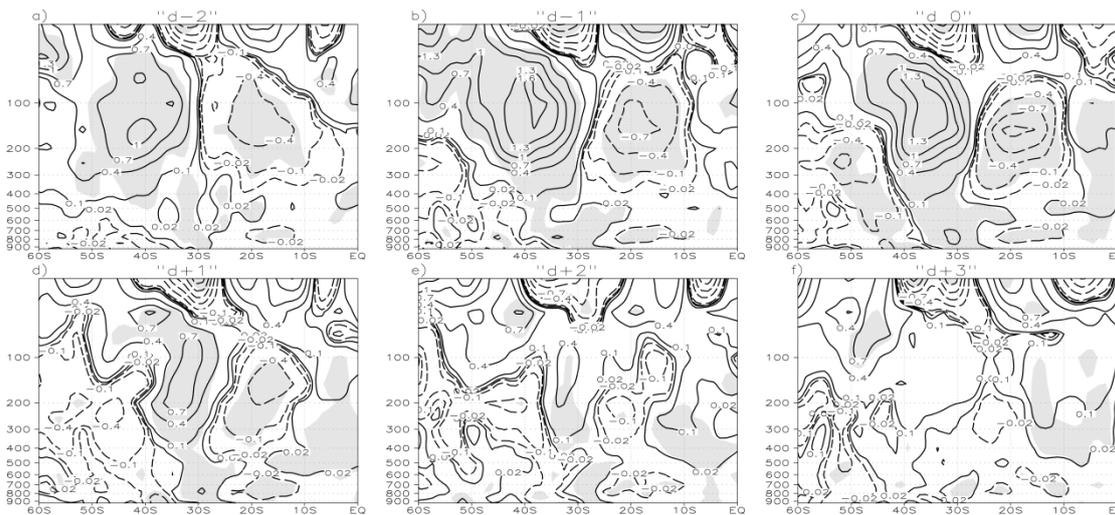


Figura 4.39 – Seção vertical da anomalia VP (UVP) em níveis de pressão ao longo de 30°S para a CP3. Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.

No campo do vento zonal em 200 hPa (Figura 4.40) observa-se em todo o ciclo de vida da intrusão, a atuação de ventos de oeste na região equatorial associada ao “duto de oeste”. Este “duto” encontra-se mais fraco em relação à CP1 e CP2. Na CP3, a isotaca de 15 m s^{-1} não ultrapassa o Equador. A anomalia de $[U_m]_\lambda$ é positiva em torno de 40°S e 50°S (Figura 4.41), ou seja, corrente de jato intensa em todo o ciclo de vida do evento de AVP. Da mesma forma como visto na CP1, o $[U_m]_\lambda$ nas latitudes médias é mais fraco

no início e desenvolvimento da QOR e intensifica nos dias “d+1” e “d+2”, indicando que a quebra ocorre quando o vento zonal de oeste é fraco. Entre 10°S e 10°N, a anomalia de $[U_m]_\lambda$ é negativa, logo, o vento zonal de oeste nesta região é mais fraco nesta componente, quando comparada com as demais. Este fato pode estar associado ao vento de leste sobre a AS tropical ser mais intenso do que o visto nas demais componentes (Figura 4.40) e o vento de oeste sobre o OAS ser mais fraco, o que leva à diminuição da média zonal do vento. Segundo Waugh e Polvani (2000), “dutos de oeste” intensos favorecem as intrusões.

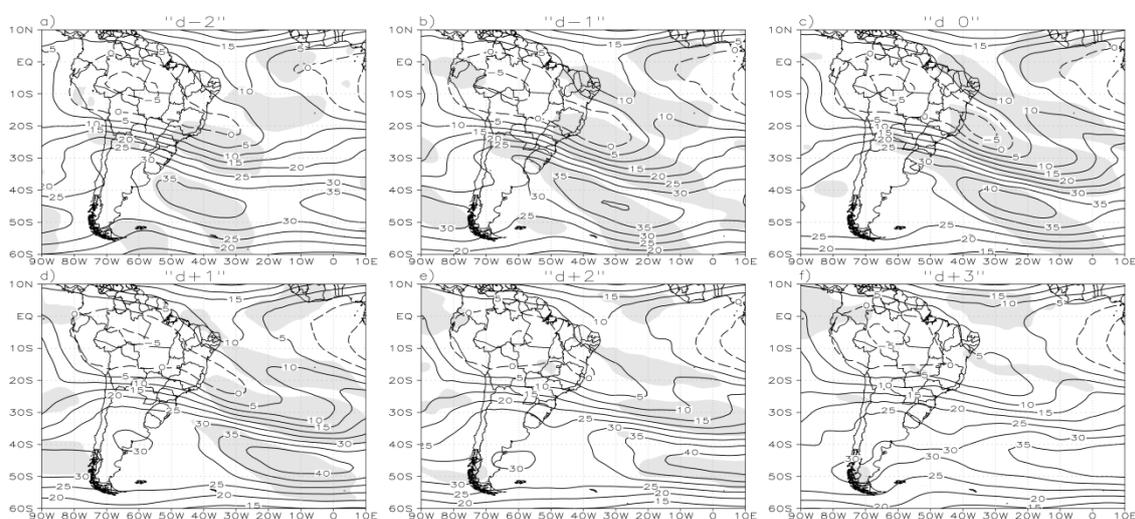


Figura 4.40 – Composto do vento zonal ($m s^{-1}$) em 200 hPa para a CP3. Os contornos contínuos (tracejados) representam os valores positivos (negativos). Áreas sombreadas representam a significância estatística dos compostos ao nível de 95%.

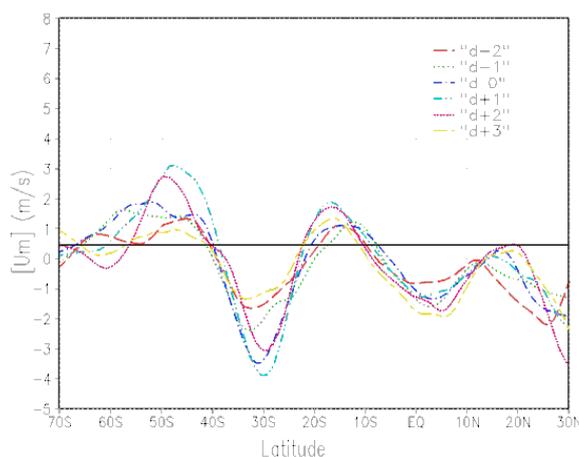


Figura 4.41 – Anomalia da média zonal do vento zonal ($[U_m]_\lambda; m s^{-1}$) entre 90°W e 10°E para a CP3.

No campo de anomalia de ROL (Figura 4.42) observa-se anomalia negativa, associada à convecção, no dia “d-2” com uma orientação NW-SE entre a Região Sul do Brasil e o OAS. Nos demais dias, esta convecção apresenta um deslocamento para nordeste, contudo, não ultrapassa a região Sudeste no dia “d 0”. No sul e leste do NEB observam-se anomalias positivas de ROL entre o início e desenvolvimento da intrusão, o qual indica região sem convecção. Nestes mesmos dias a convecção ocorre no oeste e norte desta área, e também em toda a região Nordeste no final da intrusão, quando a mesma se afasta do continente. Este padrão de precipitação é típico de VCAN, no qual é observada inibição de precipitação na região de atuação do vórtice em altos níveis e convecção nas bordas oeste e norte (KOUSKY E GAN, 1981; SILVA, 2005). O IP (Figura 4.43) apresenta valores acima da unidade no sul do Brasil no dia “d-2”, cuja propagação é para nordeste nos demais dias, similar ao observado no campo de anomalia de ROL (Figura 4.42). Desta forma, a precipitação mais significativa ocorre inicialmente no sul do Brasil e sobre a região Sudeste nos dias “d 0” e “d+1”. Este comportamento da convecção e da precipitação apresenta um comportamento similar ao associado à propagação de sistemas frontais em direção aos subtropicais (ANDRADE, 2005). Diferente das CP1 e CP2, a CP3 não apresenta precipitação e convecção sobre o centro-sul do NEB até o dia “d+1”, mas fraca precipitação é vista nesta região quando a intrusão e o VC se afastam do continente (a partir do dia “d+2”).

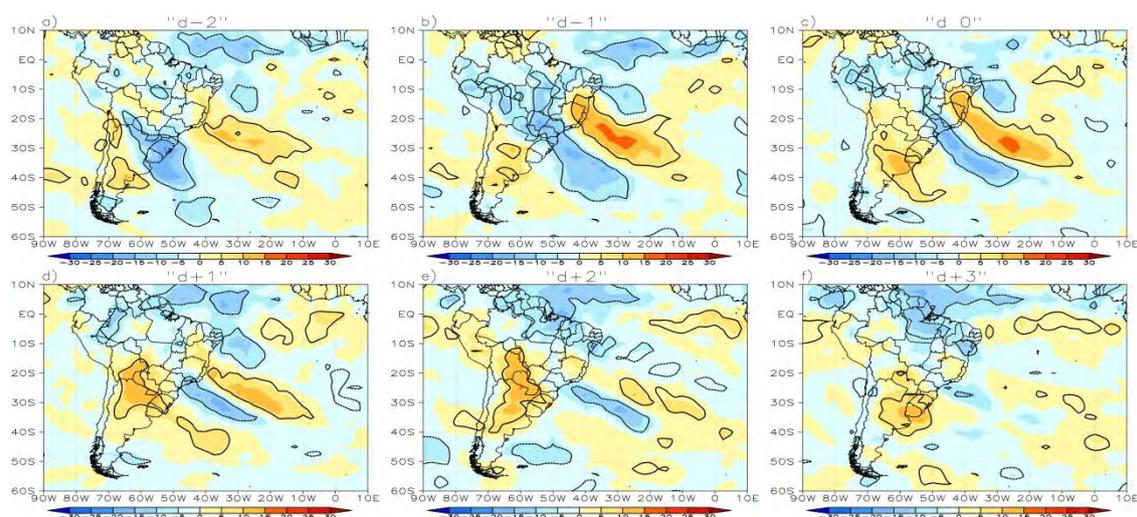


Figura 4.42 – Anomalia de ROL ($W m^{-2}$; sombreado) para a CP3. Os contornos representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.

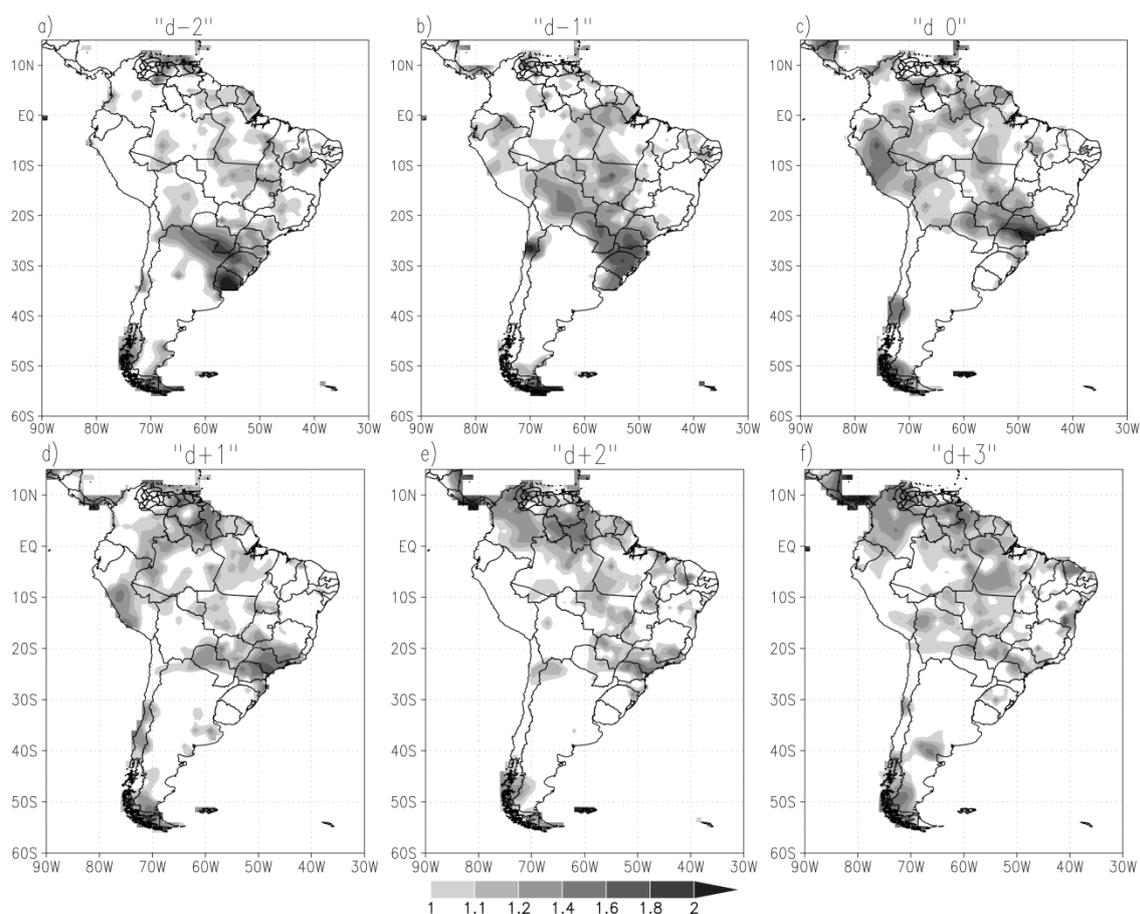


Figura 4.43 – Índice Performático (IP) para a CP3.

No campo de PNM (Figura 4.44) observa-se uma anomalia de baixa pressão mais intensa do que as encontradas nas componentes anteriores no dia “d-2”. As anomalias negativas de temperatura (Figura 4.45), indicando ar frio, encontram-se no sul da AS e as positivas, indicando ar quente, estão sobre o OAS sudoeste e também na região Sul do Brasil. Estas anomalias são mais intensas do que as vistas nas CP1 e CP2. A convergência do vento (Figura 4.45) e de umidade (Figura 4.46) encontra-se na região de ar quente. A interação deste ar quente e úmido gera a convecção vista no campo de ROL (Figura 4.42). Esta configuração apresenta padrão similar a presença de sistemas frontais no sul do Brasil (ANDRADE, 2005) também identificados nas demais componentes. A anomalia de baixa pressão propaga-se para leste e os compostos do vento, temperatura e fluxo de umidade deslocam-se para nordeste, indicando também deslocamento destes sistemas frontais no mesmo sentido. A atuação desta configuração típica de sistemas frontais é responsável pelo deslocamento da convecção, vista no

campo de ROL, do sul do Brasil para a Sudeste entre os dias “d-2” e “d 0”. A partir do “d+1” a anomalia de baixa pressão encontra-se afastada do continente, contudo a configuração de frente fria permanece sobre o leste da região Sudeste, perdendo força nos dias seguintes. No campo de anomalia do vento meridional (Figura 4.47) é vista a propagação de anomalias positivas e negativas associadas ao deslocamento de ondas baroclínicas, o qual ocorre para leste. Este padrão em altos níveis favorece o deslocamento da configuração típica de sistema frontal em baixos níveis.

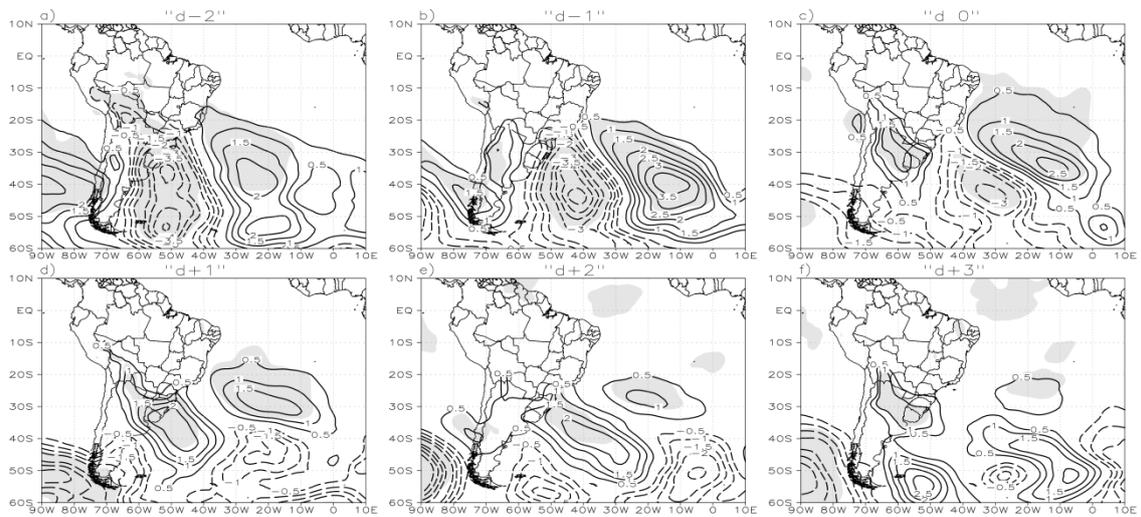


Figura 4.44 – Anomalia de PNM (hPa) para a CP3. Os contornos contínuos (tracejados) representam os valores positivos (negativos) de PNM. Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.

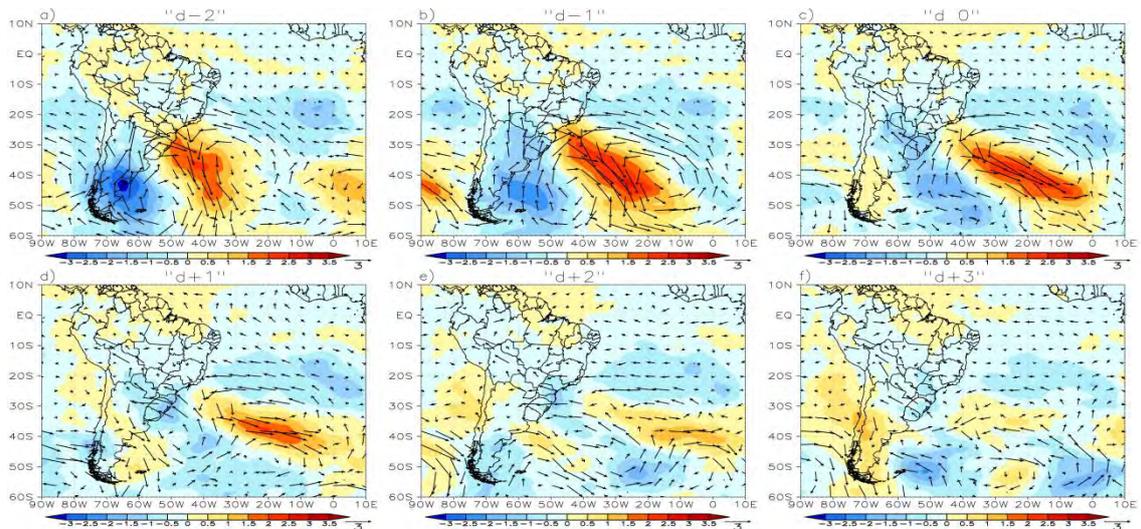


Figura 4.45 – Anomalia do vento ($m s^{-1}$; vetor) e anomalia da temperatura ($^{\circ}C$; sombreado) em 850 hPa para a CP3.

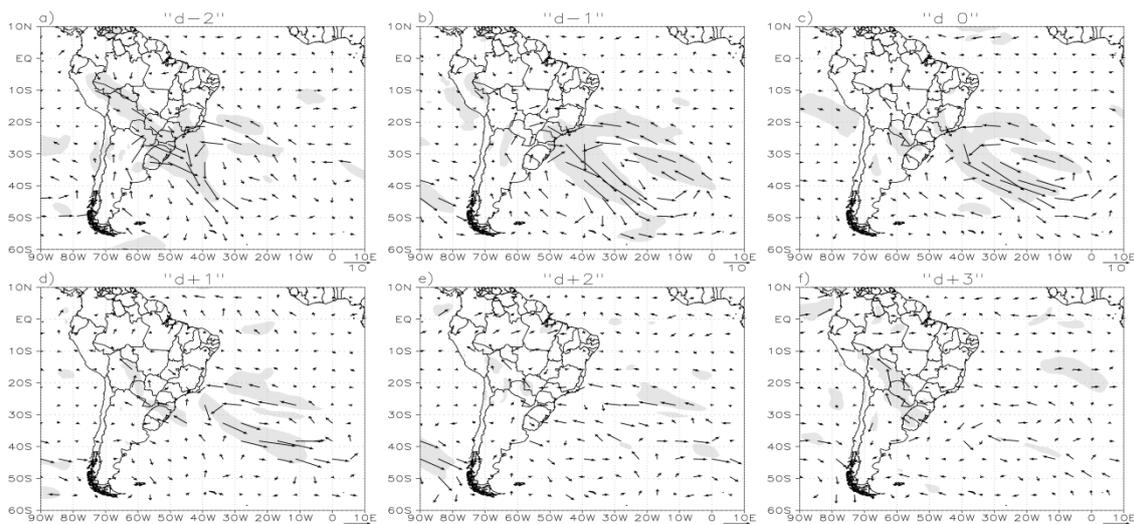


Figura 4.46 – Anomalia do fluxo de umidade integrado verticalmente ($10^{-5} \text{ Kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) para a CP3. Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.

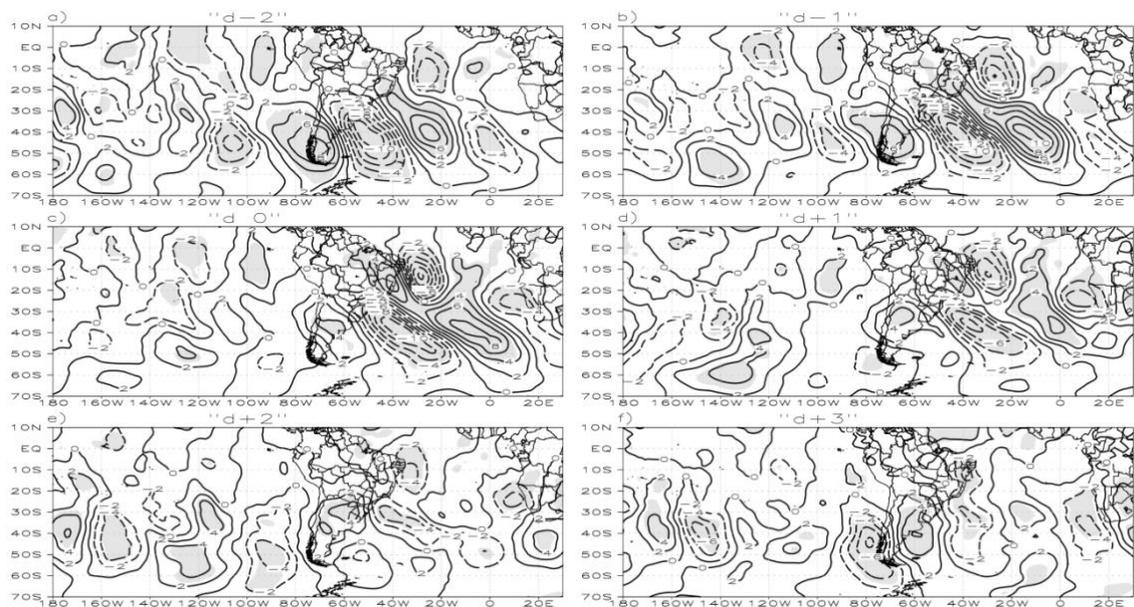


Figura 4.47 – Composto da anomalia do vento meridional (v' , m s^{-1}) em 200 hPa para a CP3. Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.

Assim como visto nas duas componentes anteriores, nesta componente, inicialmente há um padrão de trem de onda de Rossby entre os oceanos Pacífico e Atlântico, notavelmente observado no campo de anomalia do vento meridional em altos níveis (Figura 4.47). No campo de anomalia do vento (Figura 4.48) e do geopotencial em 200

hPa (Figura 4.49) observa-se que a anomalia ciclônica sobre o OAS tropical encontra-se posicionada a oeste em relação ao visto nas demais componentes e atuando sobre o NEB no início da intrusão. Há uma intensificação desta circulação ciclônica entre o início e a formação da quebra da onda e do VC visto no campo de VP. O processo é similar ao observado na CP2, com a atuação do padrão similar a de sistemas frontais em superfície amplificando a crista nos subtropicais devido à liberação de calor latente associado à convecção profunda (REBOIDA et al. 2010). Este processo aumenta a temperatura da camada troposférica, e por conservação de vorticidade absoluta, o cavado é intensificado e amplificado. Este mecanismo é similar ao processo de formação dos VCANs sobre o NEB, identificados por Kousky e Gan (1981). Nesta componente, a configuração dos sistemas frontais em baixos níveis é mais intensa, logo a anomalia anticiclônica torna-se mais intensa, cuja atuação também intensifica ainda mais a anomalia ciclônica sobre o OAS a partir do dia “d-1”. A onda quebra neste dia e o VC é formado no dia seguinte. Nos demais dias há uma desintensificação do padrão típico de sistemas frontais em baixos níveis, enfraquecendo assim o anticiclone e ciclone anômalo sobre o OAS, cujo deslocamento ocorre para leste. A presença da circulação ciclônica sobre o NEB inibe a precipitação sobre o mesmo, e somente quando este padrão enfraquece e se desloca para leste é que a convecção ocorre sobre o leste e sul do NEB. Nesta componente também pode ser visto o aprofundamento dos centros ciclônicos e anticiclônicos em latitudes médias (Figura 4.50), contudo o VC sobre o NEB é confinado em altos níveis.

Nesta componente, o padrão de quebra e formação de VC apresenta uma configuração semelhante ao VCAN estudado por Kousky e Gan (1981). Estes autores observaram que a propagação de sistemas frontais em superfície intensifica a crista em altos níveis e por sua vez, o cavado também é intensificado, formando um ciclone na alta troposfera. No caso identificado neste estudo, há uma intensificação da QOR em altos níveis a qual amplifica, quebra e forma o VC num processo similar ao do VCAN.

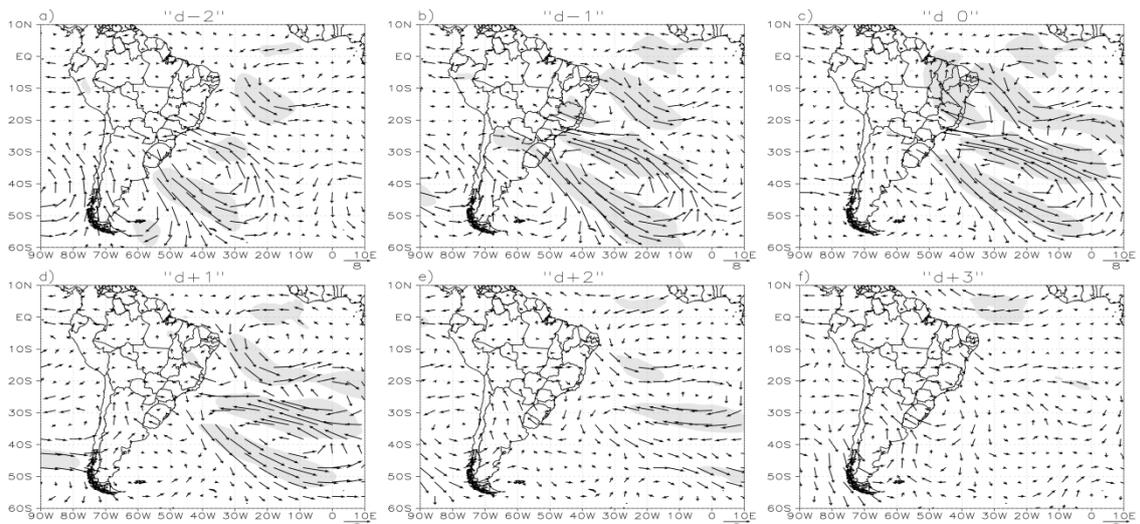


Figura 4.48 – Anomalia do vento (m s^{-1}) em 200 hPa para a CP3. Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.

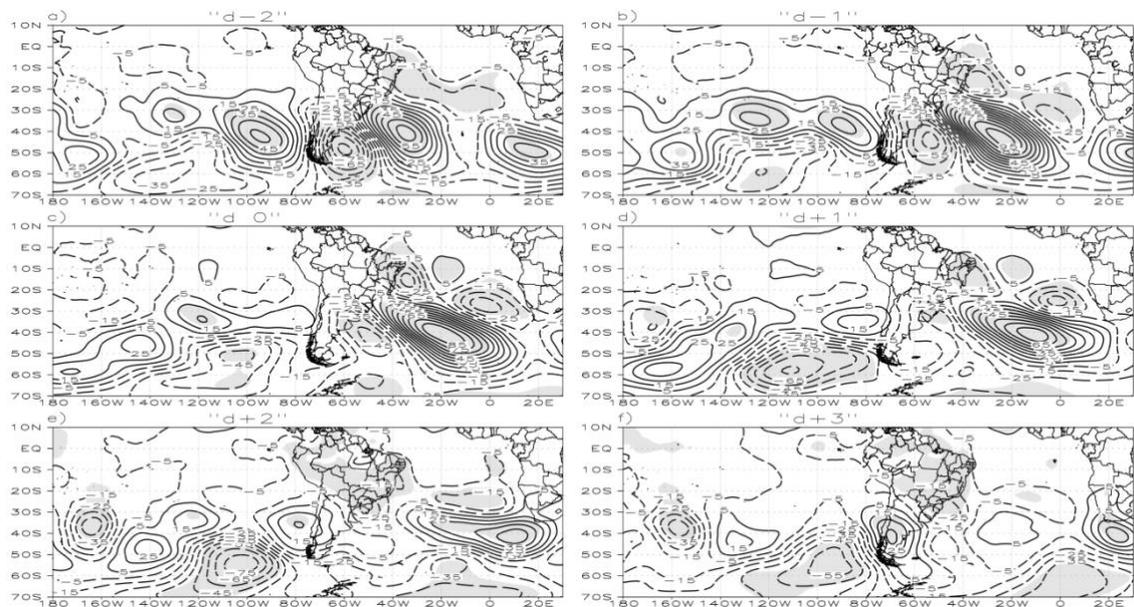


Figura 4.49 – Anomalia de geopotencial ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) em 200 hPa para a CP3. Os contornos contínuos (tracejados) representam os valores positivos (negativos) do geopotencial. Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.

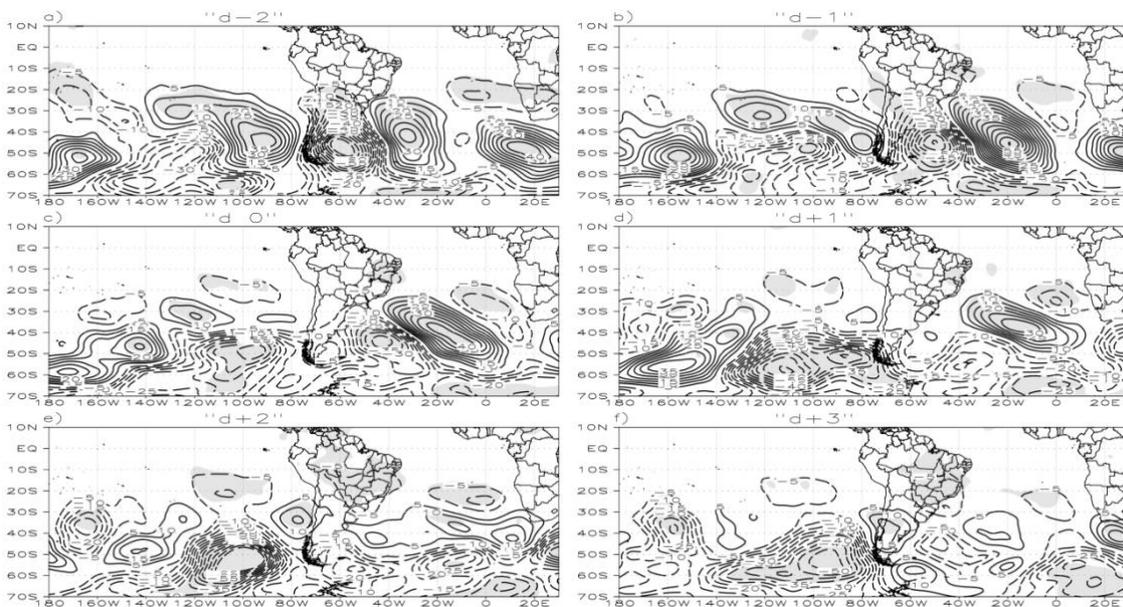


Figura 4.50 – Anomalia de geopotencial ($m^2 s^{-2}$) em 500 hPa para a CP3. Os contornos contínuos (tracejados) representam os valores positivos (negativos) do geopotencial. Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.

4.3 SUMÁRIO

Neste capítulo, determinaram-se os padrões de AVP sobre o OAS e as características atmosféricas associadas. Para tanto, foram considerados os dias em que a VP na superfície isentrópica de $-1,5$ UVP apresentou uma incursão para a latitude de $10^{\circ}S$ e a FOE foi aplicada nestes dias. Foram selecionados 287 dias, sendo considerados os três primeiros modos para a análise, cujas variâncias explicam 20,70%, 14,7% e 9,31% da variância total. As características atmosféricas associadas a estes padrões de AVP foram determinadas por meio da técnica de compostos e compostos das anomalias de diversas variáveis meteorológicas. Para tal análise, selecionou-se os dias em os *scores* foram maior que $1 \times \sigma$.

Três padrões distintos de AVP sobre o OAS foram identificados. O primeiro, relacionado à CP1 apresentou uma incursão de AVP ciclônica com orientação norte-sul denominado de intrusão de AVP. Na CP2, o padrão foi de QOR anticiclônica, com orientação NW-SE, cuja quebra ocorreu no lado do cisalhamento anticiclônico do jato

de latitudes médias. O último padrão de AVP apresentou configuração de um VC sobre o NEB.

Para a CP1, foram selecionados 42 casos de intrusão considerando $1 \times \sigma$ dos *scores*. Na série temporal do número de casos por ano observa-se que a maioria dos eventos ocorreu em anos de EN, cuja correlação com o IOS foi de -0,36. O vento zonal médio na região equatorial (U_m) apresenta correlação de 0,45. Desta forma, em anos de EN (LN) o U_m foi intenso (fraco).

Nos compostos de VP em 350 K da CP1 identificou-se uma incursão de VP em direção à região tropical entre os dias “d-2” e “d-1”, com pequena amplificação nos dias “d 0” e “d+1” e pouco deslocamento para leste. Houve uma incursão de alta VP da baixa estratosfera para a alta troposfera tropical entre os dias “d-2” e “d+2”. O “duto de oeste” foi intenso na formação e desenvolvimento da intrusão e enfraqueceu nos dias seguintes. A intensidade da CJ apresentou relação contrária, a qual foi mais fraca entre o início e desenvolvimento da intrusão, intensificando nos dias seguintes. A convecção foi vista sobre o leste do NEB em praticamente todo o ciclo de vida do evento, com aumento da intensidade no sul da Bahia à medida que a intrusão se formou e propagou para leste. Quando a intrusão afastou-se do continente, pôde ser vista uma anomalia anticiclônica sobre o interior do continente entre os dias “d+1” e “d+3” e houve convergência de umidade em baixos níveis.

A CP2 apresentou uma incursão de VP com padrão similar à QOR anticiclônica. Neste caso, a anomalia ciclônica de VP no OAS associada ao padrão de quebra encontrou-se relativamente afastada do continente em relação à CP1. Foram selecionados 48 eventos, cuja variabilidade interanual também foi associada ao ENOS. Mais eventos ocorreram em anos de EN. O U_m também encontrou-se consistente com esta análise, pois a correlação entre o número de eventos e U_m foi de 0,51. A formação da quebra sobre o OAS esteve relacionada com a propagação em baixos níveis de uma configuração típica de sistemas frontais. Este padrão deslocou a convecção para nordeste, e no processo de precipitação, há liberação de calor latente que por sua vez aumenta a temperatura da

camada atmosférica e amplifica a crista em altos níveis. O cavado sobre o OAS também é amplificado e quebra sobre o OAS.

A CP3 apresentou um padrão de VP com formação de VC próximo ao NEB. Foram selecionados 42 casos, cuja variabilidade interanual não foi relacionada com os eventos de ENOS. A correlação entre o número de eventos e o IOS foi muito pequena e não significativa, da mesma forma em relação ao U_m . Foi vista uma QOR anticiclônica com formação do VC no dia “d 0” no campo de VP. Nesta componente a formação da quebra e do VC apresentou comportamento similar ao encontrado na CP2 e também em Kousky e Gan (1981) na formação dos VCANs. Em superfície, a configuração de sistemas frontais atuou de forma mais intensa, com maior anomalia de pressão e também de temperatura. Neste caso, a amplificação da crista e do cavado em altos níveis também foi mais intensa e a quebra da onda ocorreu no dia “d-1” e o VC formou-se no dia “d 0”. A atuação deste ciclone sobre o leste do NEB inibiu a convecção na sua região de influência, mas atividade convectiva foi vista nas regiões circunvizinhas. À medida que o sistema enfraqueceu e se deslocou para leste, convecção ocorreu em todo o NEB.

5 VARIABILIDADE INTERANUAL DA INTRUSÃO DE ALTA VORTICIDADE POTENCIAL NO ATLÂNTICO SUL TROPICAL NO VERÃO AUSTRAL

5.1 Introdução

Os eventos de ENOS apresentam um grande impacto nas fontes de calor tropical e circulação atmosférica global, afetando a circulação de verão da AS (Grimm, 2003). Um dos impactos do ENOS é observado na precipitação em algumas regiões da AS. Ropelewski e Halpert (1987) identificaram déficit de precipitação no norte e nordeste do Brasil e excesso de precipitação no sudeste da AS durante o verão dos eventos de EN. Nos eventos de LN, a tendência é de precipitação abundante no norte do Amazonas (MARENGO, 1992). Precipitação acima do normal no norte da AS na primavera e verão também são encontrados em Aceituno (1988) e Grimm (2004). A influência do El Niño na precipitação sobre o Brasil foi também discutida em Kousky et al. (1984).

Grimm (2003) mostrou as anomalias de circulação e transporte de umidade associadas aos eventos de EN no verão. As anomalias de precipitação no norte do Brasil foram associadas às anomalias da circulação divergente de Walker. Por outro lado, as anomalias extratropicais foram relacionadas à propagação de ondas de Rossby a partir de fontes anômalas de calor no Pacífico tropical associadas às anomalias de convecção durante os eventos de EN. Nos eventos de LN durante o verão, Grimm (2004) mostrou que existe anomalia divergente do vento em altos níveis no norte da Amazônia associada à circulação de Walker, favorecendo convecção e precipitação em parte da região norte e nordeste do Brasil.

O fenômeno ENOS apresenta um grande impacto na região tropical. Souza e Ambrizzi (2002) mostraram em anos de EN e LN, as circulações de Hadley e Walker sofrem grandes mudanças. Nos eventos de EN, o ramo descendente da circulação de Walker afeta o norte-nordeste da AS e OAS tropical, cujo padrão influencia a atividade convectiva associada à ZCIT, inibindo a convecção em baixos níveis, devido ao movimento subsidente de grande escala. O deslocamento da ZCIT mais ao norte em

anos de EN afeta a precipitação no norte-nordeste da AS, onde é observada precipitação abaixo da normal durante estes eventos (MARENGO E HASTENRATH, 1993). O padrão oposto é visto em eventos de LN, com deslocamento da ZCIT para sul e atividade convectiva acima da normal, resultando em precipitação abundante no norte da AS.

Os eventos de ENOS também apresentam grande impacto no vento zonal equatorial em altos níveis (ARKIN E WEBSTER, 1985) ocorrendo um enfraquecimento dos ventos de oeste associados aos “dutos de oeste” no Pacífico leste e intensificação destes “dutos” sobre o Atlântico nos anos de EN. O fortalecimento dos “dutos de oeste” no Atlântico favorece a propagação de ondas inter-hemisférica (TOMAS E WEBSTER, 1994) e também da incursão de alta VP para latitudes baixas, associadas à QOR (WAUGH E POLVANI, 2000). O oposto ocorre nos eventos de LN, com maior intrusão de AVP no Pacífico, devido à intensificação do vento de oeste equatorial e uma redução destes eventos no Atlântico.

Os impactos do ENOS na região tropical são bem conhecidos. Entretanto pouco se sabe como este fenômeno afeta as intrusões de AVP na região tropical. Neste capítulo são discutidas as diferenças entre os padrões atmosféricos associados a eventos de AVP no Atlântico Sul em períodos de EN e LN. Para a análise, foram utilizados os resultados relacionados à variabilidade interanual obtidos da primeira componente principal (CPI) analisada no capítulo anterior. Os padrões atmosféricos associados ao eventos quente e frio do ENOS são analisados por meio de campos compostos e compostos das anomalias.

5.2 Resultados e Discussões

De acordo com o critério do IOS menor/maior que $0.5 \times \sigma$, são selecionados 10 anos para analisar as diferenças dos padrões atmosféricos entre anos com IOS negativo e positivo (Tabela 5.1). Os anos com IOS negativos (IOSN) apresentam um grande número de eventos de AVP na região tropical, com exceção do ano de 97/98. Observa-se que a maioria dos anos com IOSN são considerados EN, com exceção do ano de 1989/1990. Este ano se configurou como ENOS Neutro (N). Os anos de 82/83 e 97/98 são

considerados como fortes eventos de EN, contudo apresentam comportamento diferenciado quanto à formação de intrusão de AVP sobre o OAS. Em 82/83 ocorreram 6 casos e 28 dias em que a incursão de -1,5 UVP atua sobre 10°S. O EN de 97/98 não apresentou nenhum evento de AVP no OAS tropical.

Os anos com IOS positivo (IOSP) apresentam comportamento oposto ao IOSN, ou seja, pouca ou nenhuma ocorrência dos eventos de AVP (Tabela 5.1). Grande parte dos anos com IOSP são anos em que ocorrem eventos de LN, com exceção do ano de 96/97, que é considerado como neutro (N). Apenas os anos de 88/89 e 2000/2001 apresentam incursão de AVP para a região tropical do OAS. Ambrizzi (1994) usando um modelo barotrópico mostrou propagação de ondas inter-hemisférica no Pacífico leste e através da AS no ano de 88/89, sugerindo forte teleconexão entre o HN e HS.

O número de dias com o evento (Nd) difere de Barbosa et al. (2011). O Nd aqui representa o número de dias em que o contorno de -1,5 UVP se manteve em 10°S, relacionado ao evento de AVP identificado no capítulo anterior. Barbosa et al.(2011) considerou o número de eventos sendo o número de dias em que este critério esteve presente e aplicou a FOE nestes dias selecionados.

O U_m na região tropical do OAS encontra-se consistente com a ocorrência de eventos para os anos com IOSN e IOSP (Tabela 5.1). Nos anos com IOSN (IOSP) é observado U_m intenso (fraco). Foi visto no Capítulo 4 que a média de U_m é de 11 m s^{-1} , logo os anos com IOSN apresentam anomalia positiva, e o oposto é observado para os anos com IOSP.

Como visto anteriormente, no ano de 97/98 não há ocorrência de eventos de AVP mesmo configurando EM. Esta situação pode ser relacionada com U_m mais fraco neste ano do que nos demais anos de EN. Em 88/89 ocorre poucos eventos, contudo existem condições favoráveis à propagação de ondas segundo Ambrizzi (1994). Naquele estudo foi visto que o vento zonal de oeste na região equatorial do OAS é favorável à propagação de guia de onda de Rossby, com teleconexão entre o HN e HS. Na tentativa de mostrar os padrões atmosféricos associados aos eventos de IOSN e IOSP e o comportamento diferenciado de 97/98 e 88/89, estes anos serão analisados

separadamente e comparados com os compostos de IOSN (CIN) e IOSP (CIP). Os anos selecionados para o CIN são 82/83, 86/87, 89/90 e 91/92 e para o CIP são 96/97, 98/99, 99/2000 e 2000/2001.

Tabela 5.1 – Anos com maior/menor $0.5 \cdot \sigma$ do IOS. Número de eventos (Ne), Número de dias (Nd) e Vento zonal médio (U_m), Índice de Oscilação Sul (IOS) médio. Classificação do ENSO em forte (EN+, LN+), moderado (EN, LN) e fraco (EN-, LN-) e Neutro (N).

	ANOS	Ne	Nd	IOS	Um	ENSO
IOSN	1982/1983	6	28	-6,4	21,8	EN+
	1986/1987	3	15	-2,5	16,7	EN
	1989/1990	7	25	-1,8	15,8	N
	1991/1992	3	9	-3,9	16,4	EN+
	1997/1998	0	0	-4,0	13,8	EN+
IOSP	1988/1989	2	9	2,2	6,2	LN+
	1996/1997	1	3	1,6	9,7	N
	1998/1999	0	0	2,2	4,8	LN
	1999/2000	0	0	2,1	5,2	LN+
	2000/2001	2	12	1,8	10,9	LN

5.2.1 Campos compostos

A Figura 5.1 apresenta o campo médio da VP no nível isentrópico de 350 K, média (contorno fino) e anomalia (sombreado) do vento zonal em 200 hPa. Os valores de VP de -1.0 -1.5, -2.0 e -2.5 UVP encontram-se destacados (contorno grosso). No CIN (Figura 5.1a) observa-se alto valor de VP (-1.5 UVP) estendendo-se em direção à região tropical, próximo a 25°W, formando uma “língua” de AVP com fraca direção NW-SE o qual indica QOR anticiclônica. A advecção de AVP ocorre em direção ao equador e na vizinhança do “duto de oeste” equatorial. O vento zonal em 10°S apresenta valores superiores a 10 m s^{-1} e forte anomalia positiva entre 10°N e aproximadamente 20°S. Arkin e Webster (1985) verificaram que em anos de EN, há uma intensificação do vento zonal na região do “duto de oeste” equatorial sobre o OAS, favorecendo a propagação de ondas entre os extratropicos e trópicos. No ano de 97/98 (Figura 5.1b) e CIP (Figura 5.1c) observa-se apenas a incursão da VP de -1.0 UVP em direção a região tropical. Em 97/98, o vento zonal na região equatorial é inferior a 10 m s^{-1} , mas permanece superior à climatologia de DJF mostrada em Tomas e Webster (1994). Neste ano, a anomalia positiva do vento zonal na região equatorial é vista apenas sobre o OAS equatorial e

norte da AS. Em 88/89 (Figura 5.1d) há também uma incursão de AVP (-1.5 UVP) em direção as latitudes baixas, contudo o contorno de -1,5 UVP não ultrapassa 20°S. Nos anos de LN (Figuras 5.1 c,d) a anomalia do vento zonal na região equatorial é negativa, logo os “dutos de oeste” são fracos. Devido à fraca intensidade do vento zonal na região equatorial, existem poucos eventos de QOR sobre o OAS que apresentam uma incursão de AVP para a região tropical.

Na Figura 5.1 também é possível inferir as características da CJ no campo do vento zonal, cujos valores acima de 30 m s^{-1} são considerados neste trabalho como representativos do JST (HOLTON, 2004). No CIN (Figura 5.1a) e em 88/89, a CJ se estende entre o extremo sul da AS e o OAS e a anomalia positiva do vento zonal é vista nesta área. O norte da Argentina e sul do Brasil apresenta valores negativos de anomalia do vento zonal caracterizando assim o enfraquecimento do vento. Em 97/98 (Figura 5.1b), a CJ se estende entre o Pacífico leste e o OAS, apresentando uma inclinação direcionada de NW-SE sobre a AS. No CIP (Figura 5.1c), a entrada da CJ encontra-se sobre o sul da AS, influenciando o norte da Argentina e Uruguai. A anomalia do vento zonal é positiva sobre esta região em 97/98 e CIP.

A Figura 5.2 apresenta a média zonal do vento zonal ($[U_m]_\lambda$) cujo valor máximo em 50°S representa a região de atuação da CJ no período de verão do HS (HOLTON, 2004). Nesta média, a CJ no ano de 97/98 encontra-se deslocado para norte da posição climatológica, com máximo em $\sim 35^\circ\text{S}$. O CIP apresenta maior valor de $[U_m]_\lambda$ entre 30°S e 40°S em relação a 88/89. A CJ atua como guias de ondas (HOSKINS E AMBRIZZI, 1993) e podem restringir o crescimento meridional da amplitude das ondas de Rossby e, portanto inibir o processo de QOR. As ondas quebram mais facilmente quando o vento zonal de oeste em latitudes médias torna-se fraco (PETERS E WAUGH, 1996). Magaña e Ambrizzi (2005) fizeram uma análise de $[U_m]_\lambda$ em 300 hPa para o trimestre DJF utilizando as reanálises do NCEP e verificaram que a amplitude e a fase das ondas quase-estacionárias estão diretamente relacionadas com a intensidade do JST. A diferença na intensidade do vento de oeste em altos níveis nas latitudes médias afeta as trajetórias seguidas pelas ondas planetárias que são disparadas pelas fontes de calor equatorial.

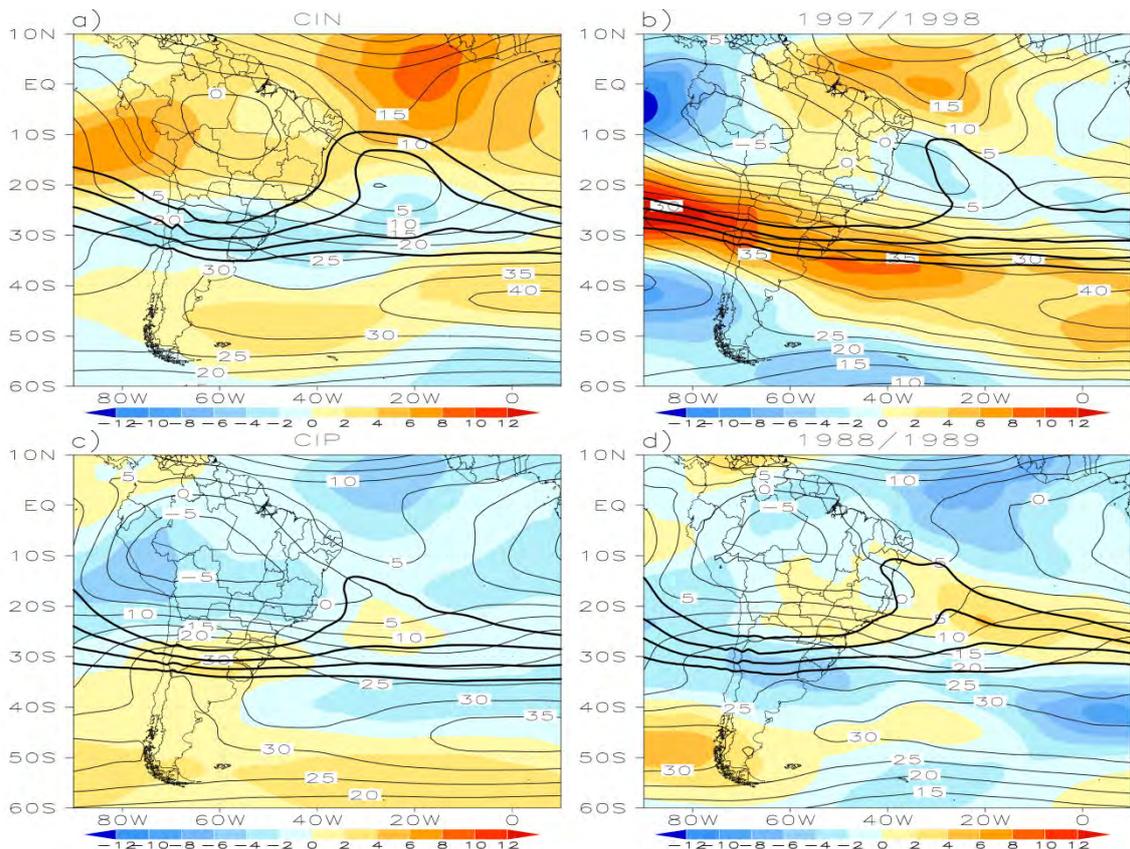


Figura 5.1 – VP (UVP) no nível isentrópico de 350 K (linha contínua grossa), vento zonal ($m s^{-1}$) em 200 hPa (linha contínua fina) e anomalia do vento zonal ($m s^{-1}$, sombreado). Os valores de VP são -1, -1,5; 2,0 e -2,5 UVP, a) CIN, b) 97/98, c) CIP, d) 88/89.

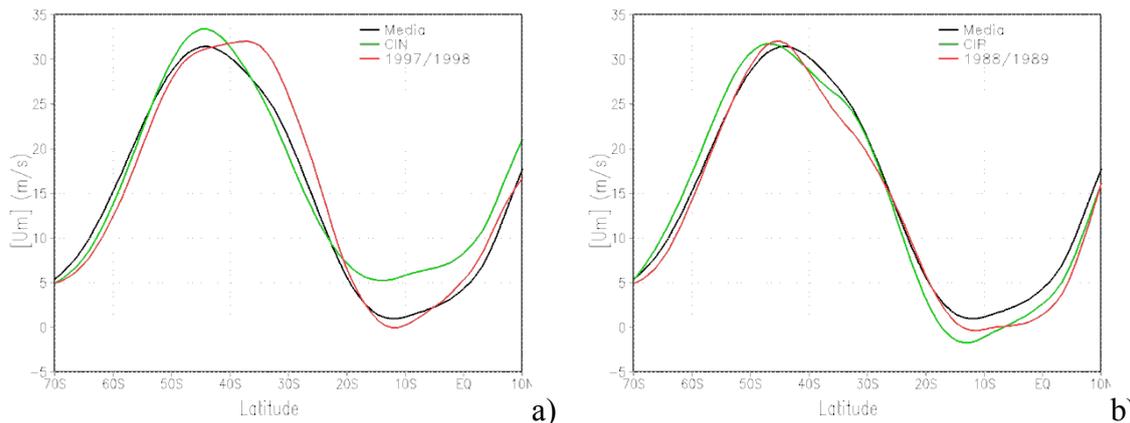


Figura 5.2 – Média zonal do vento zonal ($[U_m]_{\lambda}$) em 200 hPa ($m s^{-1}$). A linha preta representa a média climatológica de DJF. a) CIN (verde) e 1997/1998 (vermelho), b) CIP (verde) e 1988/1989 (vermelho).

O perfil vertical da VP em níveis de pressão ao longo de 15°S encontra-se na Figura 5.3. Devido a VP ser pequena em baixas latitudes, o intervalo é de 0,02 até 0,1 e acima deste valor, o intervalo é de 0,3. Anomalia negativa de VP é vista no CIN e 88/89. No CIN esta anomalia ocorre entre a baixa estratosfera e a alta troposfera sobre o OAS (0° e 40°W). Existe uma pronunciada inclinação para leste com a altura entre níveis médios e altos, e inclinação oposta entre alta troposfera e baixa estratosfera. Logo há uma incursão de AVP para a alta troposfera e baixa em direção ao leste do NEB. Em 88/89, a anomalia negativa é confinada na estratosfera. Neste ano a incursão de AVP em 350 K não atingiu a região tropical, logo anomalia negativa de VP é pequena na alta troposfera. Em 97/98 (Figura 5.3b) e no CIP há uma anomalia positiva de VP entre baixa estratosfera e alta troposfera. No ano de 97/98 observa-se uma anomalia negativa sobre o OAS. No CIP é nítida a incursão de anomalia positiva para níveis médios.

O perfil vertical de anomalia VP em níveis de pressão ao longo de 30°W encontra-se na Figura 5.4. Observa-se anomalia negativa na baixa estratosfera e alta troposfera no CIN e em 88/89. No CIN, há uma inclinação para sul com a altura da anomalia negativa, logo ocorre uma incursão de AVP em direção a latitudes mais baixas. Em 88/89 a inclinação para sul com altura é sutil entre a média e alta troposfera e maior inclinação com sentido oposto é visto entre a baixa estratosfera e alta troposfera. Em 97/98 e CIP a anomalia na baixa estratosfera é positiva e a incursão ocorre em níveis médios. Observa-se também uma inclinação para norte com a altura em 97/98 e para sul no CIP.

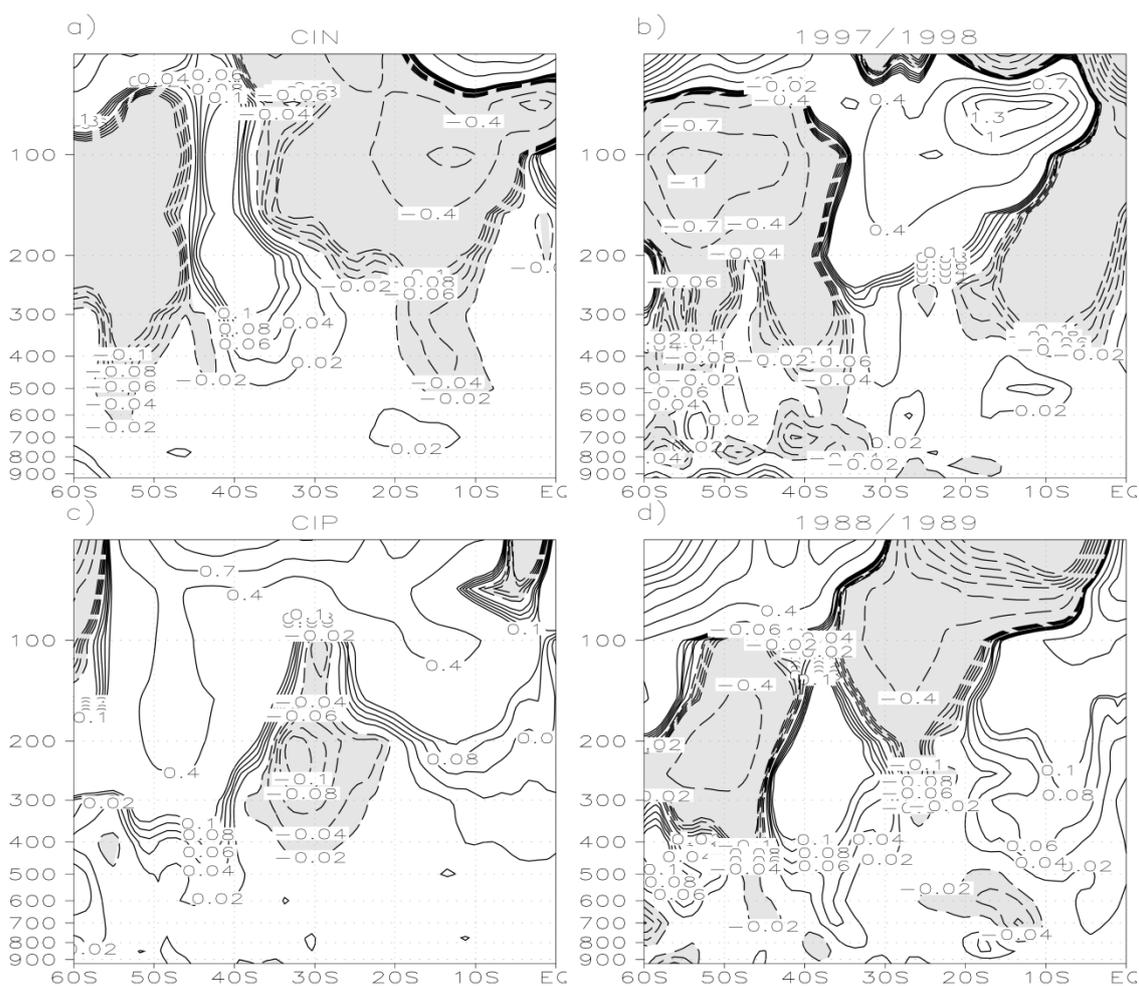


Figura 5.4 – Seção vertical da anomalia de VP (UVP) em níveis de pressão ao longo de 30°W.

a) CIN, b) 97/98, c) CIP, d) 88/89.

O campo de anomalia do vento (vetor) encontra-se na Figura 5.5. Anomalia de circulação ciclônica sobre o OAS tropical ocorre no CIN e 97/98, ou seja, intensificação do cavado do nordeste (CN) observado nesta região no período de verão (FERREIRA et al., 2009). A presença da intrusão no OAS intensifica a crista sobre o continente e divergência do vento (anomalia positiva) ocorre sobre o Sul (SNEB). Configuração oposta ocorre sobre os trópicos no CIP e 88/89, com anomalia anticiclônica do vento no OAS e enfraquecimento do CN.

O geopotencial em 200 hPa (Figura 5.5, contorno) apresenta uma anomalia anticiclônica sobre o sul da AS (anomalia positiva) no CIN e 88/89, cujos centros encontra-se sobre o oeste do OAS e Pacífico leste, respectivamente. No OAS tropical, a anomalia de geopotencial é negativa devido à presença da intrusão de AVP. Configuração oposta é

vista em 97/98, cuja anomalia ciclônica ocorre sobre o sul da AS e anticiclônica próxima ao NEB.

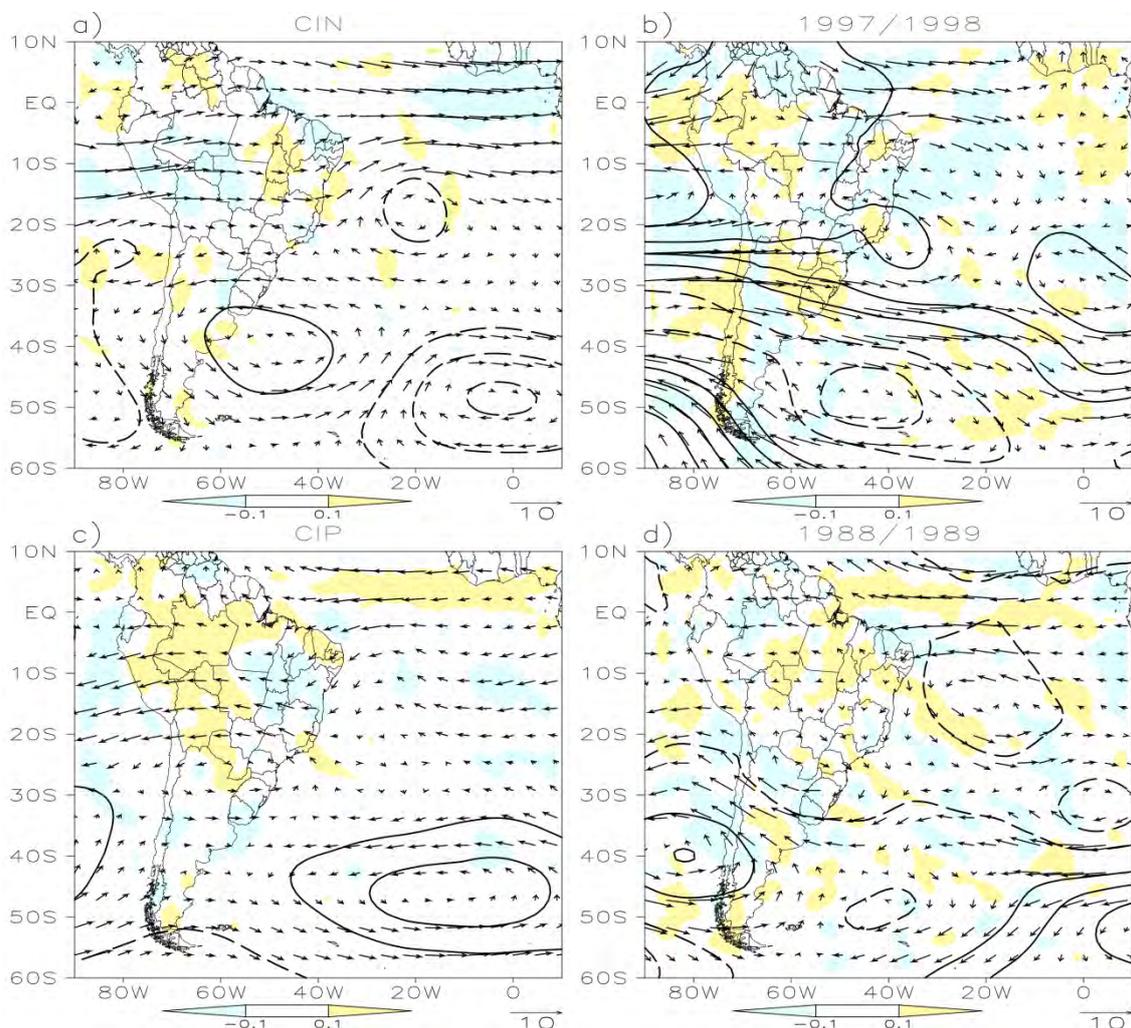


Figura 5.5 – Anomalia do vento (m s^{-1}) em 200 hPa (vetor), anomalia da divergência do vento (10^{-5} s^{-1}) em 200 hPa (sombreado) e anomalia do geopotencial ($\text{m}^2 \text{ s}^{-2}$) em 200 hPa. O geopotencial inicia em $20 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ e o intervalo é de $20 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$. a) CIN, b) 97/98, c) CIP, d) 88/89.

No campo de anomalia de geopotencial em 500 hPa (contorno, Figura 5.6), pode ser visto uma propagação de trem de onda de Rossby proveniente do Pacífico Central com padrão típico de Pacífico-América do Sul (PSA na sigla em inglês, MO E GHIL, 1987) no CIN e 97/98. Este padrão de teleconexão favorece a anomalia ciclônica sobre o OAS tropical vista no campo de geopotencial em 200 hPa (Figura 5.5a), o qual contribui para as intrusões de AVP observadas no campo de VP. Hoskins e Ambrizzi (1993)

mostraram que uma forçante sobre o Pacífico dispara um trem de onda de Rossby através da AS e dentro do Atlântico equatorial. Em 97/98 a propagação do trem de onda difere do CIN, sendo que a convecção sobre o oceano Índico e Pacífico-Central encontra-se intensa (anomalia positiva de ROL, Figura 5.6), e trens de onda se propagam a partir destas duas fontes. De acordo com Hoskins e Ambrizzi (1993), as correntes de jato em altos níveis atuam como guia de onda, logo o trem de onda disparado pela convecção sobre o Pacífico propaga através da AS em direção ao sul OAS na região de atuação do jato. No CIP e 88/89 observa-se um padrão típico do modo anular relacionado à Oscilação Antártica (OA), ou seja, sinais opostos de geopotencial entre a região polar e latitudes médias (THOMPSON E WALLACE, 2000). Vasconcelos e Cavalcanti (2010) observaram padrão de geopotencial para anos extremos chuvosos no sudeste do Brasil similar ao observado em 88/89. Ou seja, um cinturão de altas em latitudes médias, com anomalia anticiclônica sobre o sul da AS.

As anomalias de temperatura (sombreado) e PNM (contornos) encontram-se na Figura 5.7. No CIN e 88/89 observa-se anomalia positiva de temperatura no sul da AS acompanhado de anomalia negativa de PNM. Estas anomalias são mais pronunciadas em 88/89. Existe uma ampla área sobre o OAS com anomalia negativa de pressão nestes dois casos, logo a ASAS encontra-se mais fraca. Em 97/98 e CIP o padrão é oposto, com anomalia negativa de temperatura e positiva de PNM no sul da AS. A ASAS está intensa e anomalia positiva de PNM é vista numa ampla área do OAS.

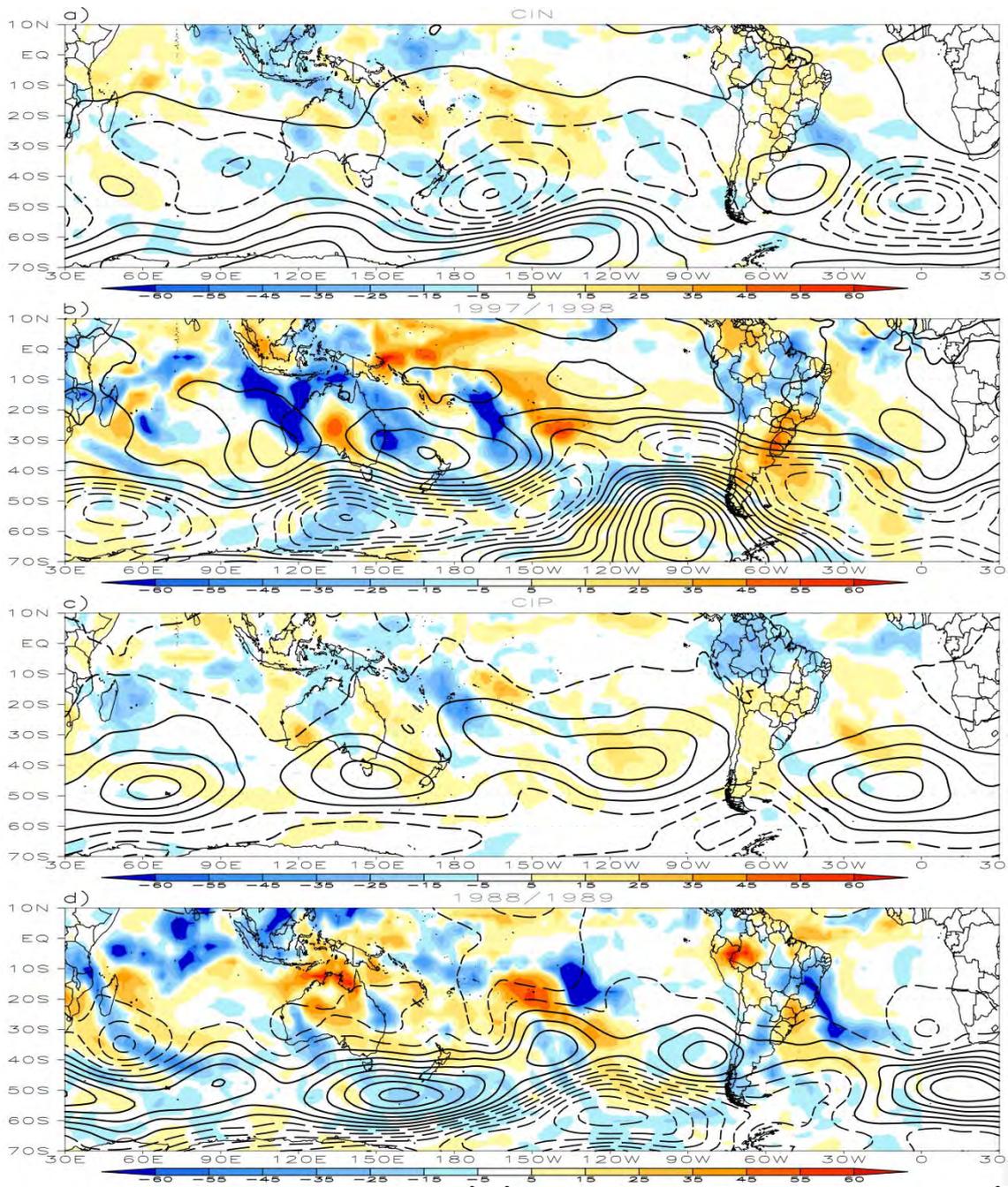


Figura 5.6 – Anomalia de geopotencial ($m^2 s^{-2}$) em 500 hPa (contornos) e de ROL ($W m^{-2}$, sombreado). Os contornos contínuos (tracejados) correspondem aos valores positivos (negativos) do geopotencial e iniciam em $5 m^2 s^{-2}$ ($-5 m^2 s^{-2}$), com intervalo de $10 m^2 s^{-2}$. a) CIN, b) 97/98, c) CIP, d) 88/89.

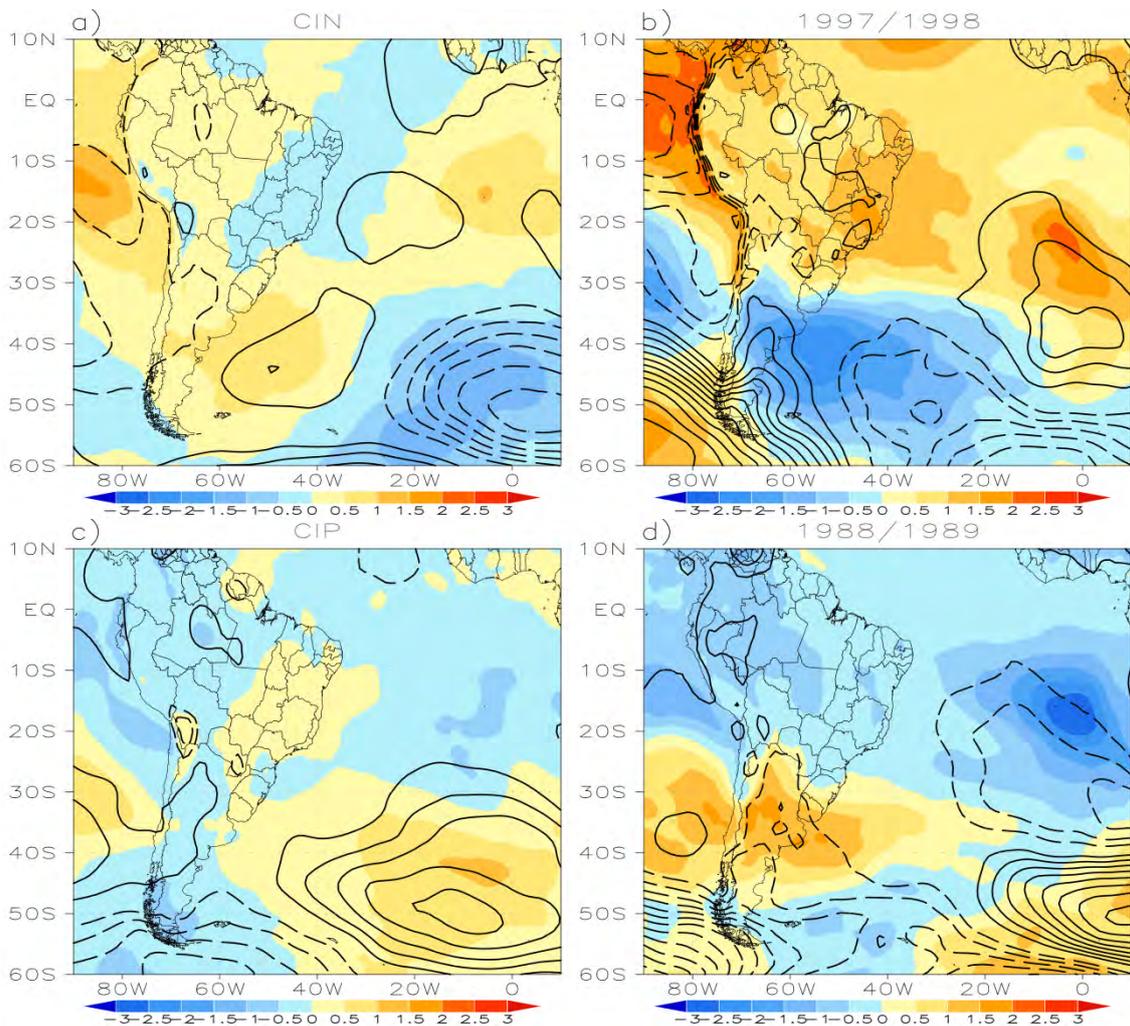


Figura 5.7 – Anomalia da temperatura do ar (°C) em 850 hPa (sombreado) e anomalia da PNM (contorno) em hPa. Os contornos pontilhado (contínuo) indicam valores negativos (positivos) de PNM iniciado em -0,5 hPa e o intervalo é de 0,5 hPa. a) CIN, b) 97/98, c) CIP, d) 88/89.

O fluxo de umidade integrado (vetor) e a divergência do mesmo (sombreado) estão representados na Figura 5.8. No CIN (Figura 5.8a) observa-se uma anomalia de leste do escoamento na região equatorial associada à intensificação dos alísios. Esse escoamento deflete para sul quando atinge a Cordilheira dos Andes e em seguida gira anticiclonicamente e favorece o transporte de umidade para a região central do Brasil e SNEB. Nesta região observa-se convergência de QV . O fluxo anômalo de leste é mais intenso em 97/98 quando comparados com o CIN e o transporte de umidade ocorre em direção ao Sul do Brasil, contribuindo para a ocorrência de precipitação nesta região

(Figura 5.9). Resultados semelhantes foram encontrados em Grimm et al. (2000) e Grimm (2003). A configuração do fluxo de umidade no CIN é similar ao observado por Gan et al. (2004) para períodos ativos de monção de verão. No CIP e 88/89 há uma anomalia de oeste na região equatorial do Atlântico Sul e conseqüentemente um enfraquecimento do escoamento associado aos alísios modificando a configuração do transporte de umidade sobre a AS. No CIP há uma anomalia de leste no Centro-leste da AS, indicando transporte de umidade proveniente do oceano. Gan et al. (2004) observaram para períodos inativos da monção de verão uma anomalia anticiclônica sobre o interior do Brasil, similar o visto no CIP e 97/98. Em 88/89, a convergência de umidade ocorre na região da ZCAS (entre a Bolívia e estado do Mato Grosso do Sul no Brasil). Sobre a região Sudeste do Brasil, identifica-se uma anomalia de sudeste e transporte de umidade proveniente do oceano. Nos dois casos observa-se um enfraquecimento do transporte de umidade de norte para o Sul do Brasil e convergência de umidade no norte da AS. Este resultado também foi observado por Grimm et al. (2000) nos verões de LN.

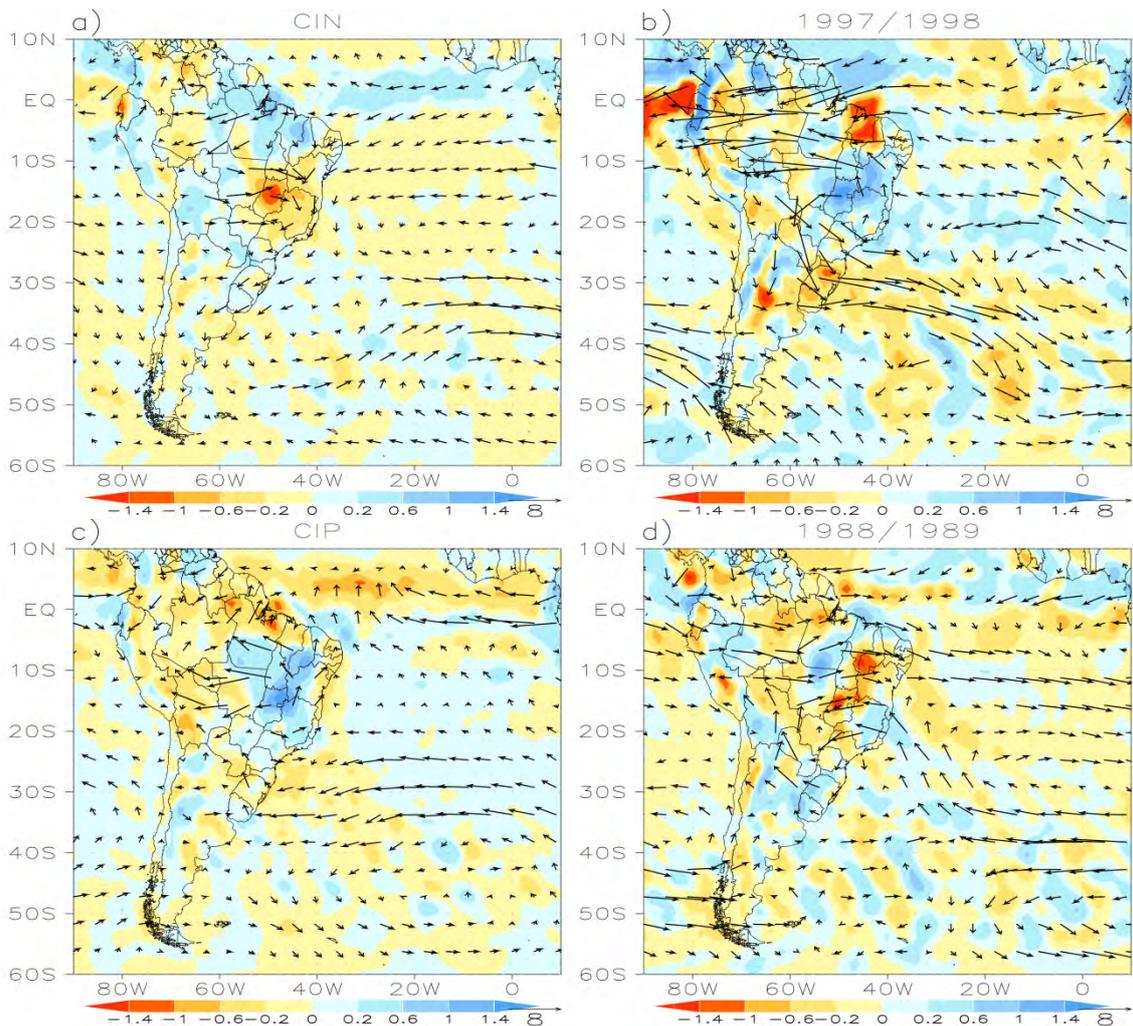


Figura 5.8 – Anomalia do fluxo de umidade integrado verticalmente ($10^{-5} \text{ Kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$, vetor) e anomalia da divergência do fluxo de umidade integrado verticalmente ($10^{-5} \text{ Kg s}^{-1} \text{ m}^{-2}$, sombreado). a) CIN, b) 97/98, c) CIP, d) 88/89.

A anomalia de precipitação encontra-se na Figura 5.9. No CIN (Figura 5.9a) observa-se uma anomalia positiva de precipitação sobre o sul do NEB (SNEB). Contudo é conhecido que em anos de EN a anomalia de precipitação sobre o NEB é negativa (ROPELEWSKI E HALPERT, 1987), mas esta influencia é vista apenas no setor norte do Brasil, incluindo o norte do NEB (NNEB). Aceituno (1988) e Barbosa (2006) também observaram precipitação acima da normal no SNEB durante eventos de EN. Essa anomalia positiva de precipitação no SNEB pode ser explicada pela crista anômala no campo do vento e divergência em altos níveis que por continuidade de massa, gera movimento ascendente. Nesta região também ocorre convergência de umidade. Dessa

forma há condições dinâmicas e umidade disponível para haver convecção e precipitação no SNEB. Também é importante enfatizar que esta anomalia positiva de precipitação ocorre no lado oeste da anomalia ciclônica. Este padrão é consistente com Kousky e Gan (1981), os quais observaram que a convecção associada aos VCANs ocorre na porção oeste destes sistemas. No NNEB observa-se anomalia negativa de precipitação. Rao et al. (2007) também verificaram precipitação abaixo da média em anos com maior ocorrência de intrusões de AVP na região tropical. Nesta região observou-se convergência do vento em altos níveis, provocando movimento subsidente e inibição da convecção.

Em 97/98 a anomalia de precipitação (Figura 5.9b) é similar ao observado por Ropelewski e Halpert (1987), com anomalia negativa de precipitação sobre o NEB e positiva sobre a região Sul do Brasil. A intensificação da advecção de umidade para sul, cavado em altos níveis e médios e a presença do JST sobre o norte da Argentina e sul da Região Sul do Brasil são fatores que explicam o aumento de precipitação no Sul do Brasil em 97/98. Resultados similares foram obtidos por Grimm et al. (2000). No CIN e 97/98 também pode ser notada a redução de precipitação associada à ZCIT (anomalia negativa de precipitação), devido ao deslocamento deste sistema para norte na fase quente do ENOS (Marengo et al., 1993). Souza e Ambrizzi (2002) mostraram que a inibição da atividade convectiva no norte e nordeste da AS relacionada à ZCIT está associada ao movimento subsidente de grande escala devido ao ramo descendente da circulação de Walker.

Em 88/89 observa-se precipitação acima da média na região da ZCAS (entre o sul do MT e os estados de MS, SP e SC) e anomalia negativa ocorre no sul. Ferreira et al. (2004) mostraram que em anos de LN a atividade convectiva associada à ZCAS é mais pronunciada. Anomalia positiva de precipitação é vista na porção oeste do ciclone anômalo, concordando com os resultados de Kousky e Gan (1981) e Silva (2005). O impacto da LN também pode ser visto na ZCIT, com precipitação acima da normal entre o equador e 10°N, associada ao deslocamento para sul deste sistema (MARENGO et al., 1993).

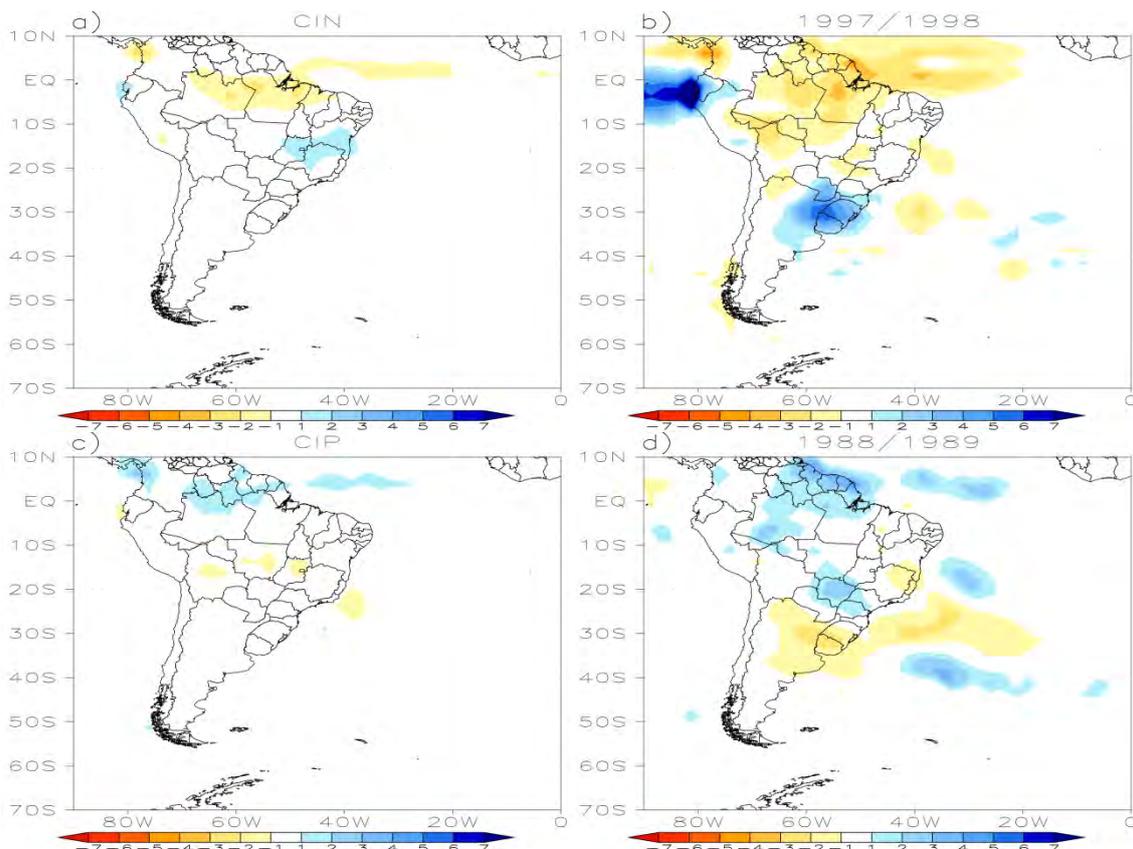


Figura 5.9 – Anomalia da precipitação (mm dia^{-1}). a) CIN, b) 97/98, c) CIP, d) 88/89.

De acordo com Magaña e Ambrizzi (2005), a amplitude das ondas quase-estacionárias está associada com a intensidade da fonte de calor anômalo no Pacífico Central. Na Figura 5.10 pode ser visto a amplitude destas ondas em 20° S. Observa-se a existência de amplitudes das ondas de número de onda zonal $k=1, 2$ e 3 menor que a média climatológica em 1998/1997. O mesmo é observado no CIN para $k=1$ e 2 , contudo, a amplitude da onda $k=3$ é maior que a climatologia. As ondas com $k=1, 2$ e 3 são maiores que a média climatológica para o CIP e 88/89. Fernandez (2004) fez uma climatologia (1950-1998) das ondas estacionárias usando reanálises do NCEP/NCAR e mostrou que em anos de EN, a amplitude das ondas $k=1$ em 20° S é inferior à média em DJF. Ele encontrou pequenas diferenças para $k=2$ e 3 para o mesmo período. No período de verão em anos de LN, a amplitude das ondas estacionárias com $k=1$ é superior a média em 20° S, contudo essa diferença é pequena. A amplitude da onda $k=3$ é maior no ano de 88/89 em relação ao CIN.

A anomalia do perfil vertical da amplitude da onda $k=3$ é vista na Figura 5.11. No CIN e 88/89, a anomalia é positiva em latitudes médias. O oposto é encontrado para o ano de 97/98 e CIP. Sugere-se que durante o ano de 97/98, a amplitudes das ondas quase estacionárias de $k=3$ não foram suficientemente grandes para quebrarem e promoverem a interação entre trópicos e extratropicos. Enfatiza-se assim a importância da onda $k=3$ para os sistemas que afetam a AS.

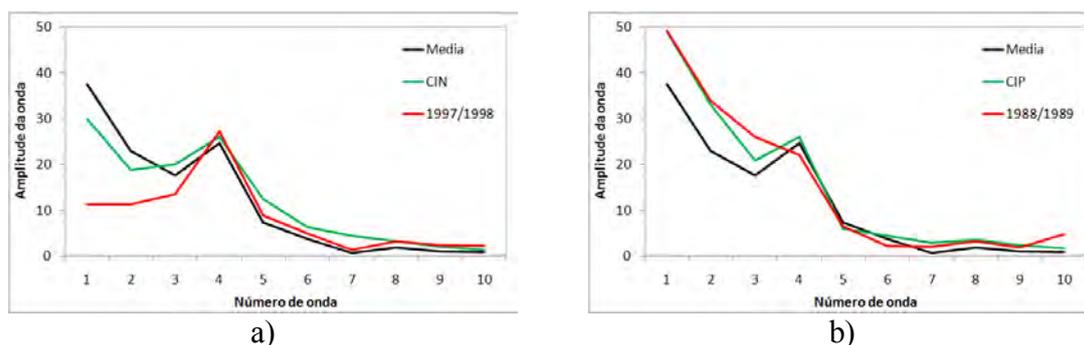


Figura 5.10 – Composto da amplitude das ondas no nível de 200 hPa na latitude de 20°S. Linha contínua representa a amplitude média de DJF para todo o período. a) CIN (linha verde) e 97/98 (linha vermelha), b) CIP (linha verde) e 88/89 (linha vermelha).

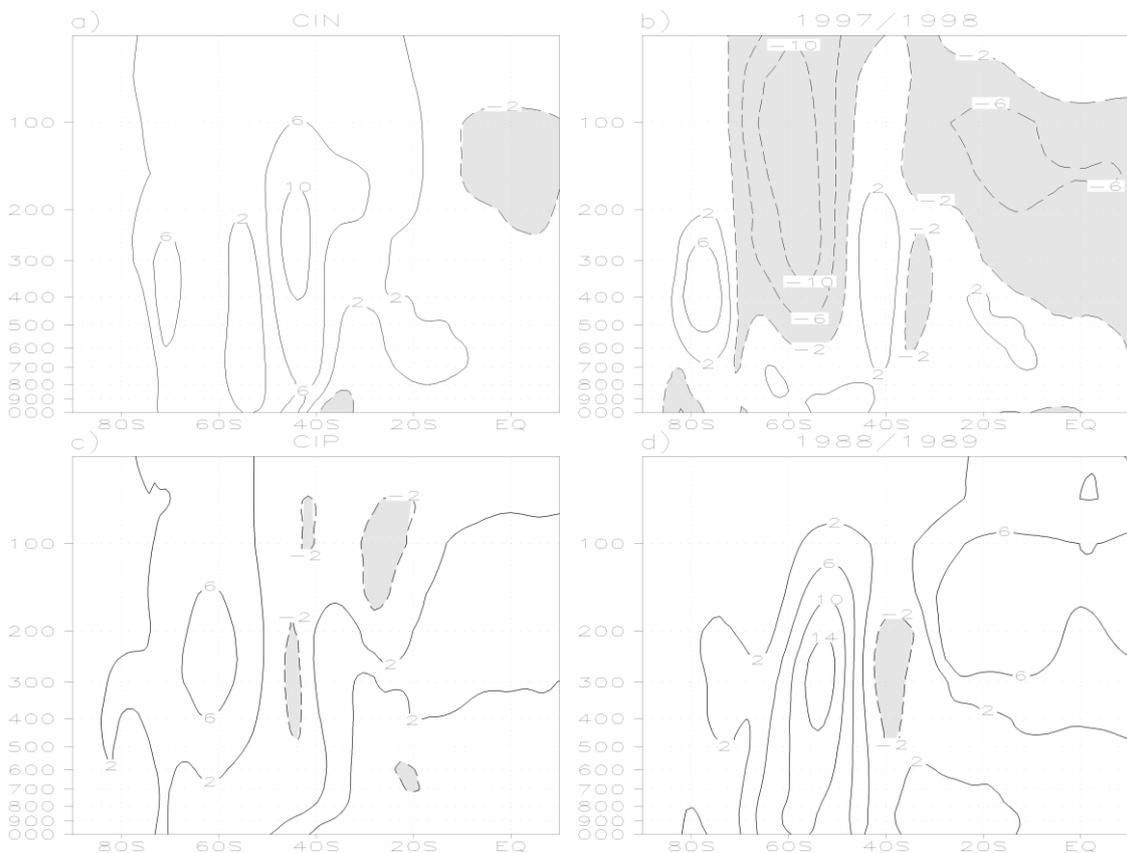


Figura 5.11 – Perfil vertical da anomalia da amplitude da onda $k=3$ para: a) CIN, b) 1997/1998, c) CIP, d) 1988/1989.

5.2.2 Comparação entre anos EN, LN e neutro

Foi visto anteriormente que a maioria dos anos com IOSN e IOSP são classificados como EN e LN, respectivamente. Contudo os anos de 89/90 e 96/97 são anos considerados N, mesmo o IOS sendo negativo e positivo, respectivamente.

Nesta seção, selecionam-se anos de EN, LN e N com comportamento opostos em relação à intrusão de AVP. Os anos de 82/83 e 97/98 são classificados como forte evento de EN. Foi visto que o ano 82/83 apresentou 6 eventos de AVP enquanto que 97/98 não teve nenhuma ocorrência. Os anos de 88/89 e 99/2000 são considerados como forte evento de LN e tiveram 2 e 0 casos de AVP. Os anos 89/90 e 96/97 estavam inseridos no CIN e CIP, e tiveram 7 e 1 casos, respectivamente.

Os anos de 82/83, 88/89 e 89/90 serão denominados de anos com eventos intrusão de AVP (ACEI) e os anos de 97/98, 99/2000 e 96/97 são anos sem eventos de intrusão (ASEI).

O vento zonal em 200 hPa e VP em 350 K encontram-se na Figura 5.12. Nos três anos em que houve eventos de AVP (ACEI), há uma incursão de VP de -1.5 UVP em direção a região tropical com orientação NW-SE (Figura 4.12 a, d, g). No ano de 88/89 (LN) esta incursão é menor em relação ao ano de EN e N, devido aos poucos casos detectados. Nos anos que compõe o ASEI não há incursão de AVP em direção a região tropical. A diferença entre os anos que compõe ACEI e ASEI mostra valores negativos de VP, desta forma os anos de 82/83, 88/89 e 89/90 tem VP mais alta sobre o OAS. A diferença para o caso da LN é menor (Figura 5.12f).

O vento zonal em 200 hPa indica “duto de oeste” mais intenso nos anos de EN (Figura 5.12 a,b), com valores na região equatorial em torno de 20 m s^{-1} e 15 m s^{-1} em 82/83 e 97/98, respectivamente. Este duto é mais fraco nos anos de LN e N, principalmente na LN. Nos anos que compõe o ACEI (82/83, 88/89 e 89/90), o duto é mais intenso em relação ao ASEI (97/98, 99/2000 e 96/97), logo a diferença do vento zonal é positiva na região equatorial. Esta diferença é maior nos anos de EN e N. Este resultado confirma a importância do “duto de oeste” na região do OAS equatorial para a propagação de ondas em direção a região tropical.

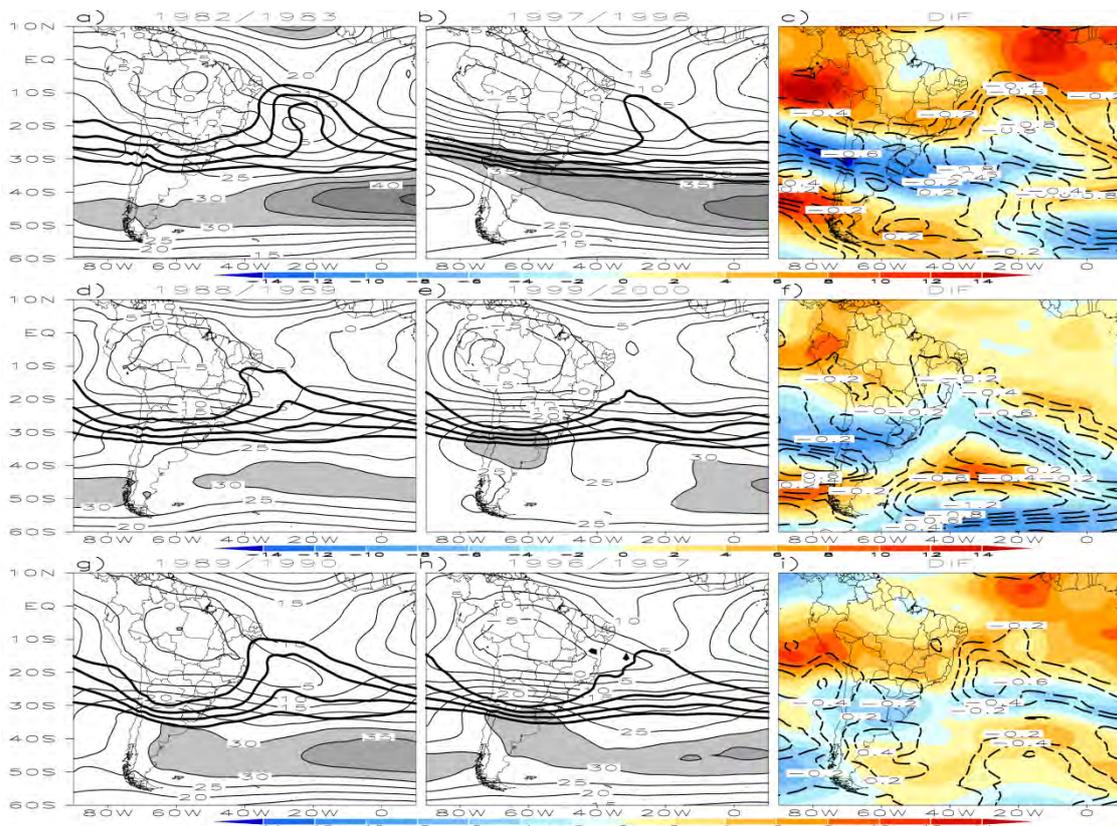


Figura 5.12 – Vento zonal (m s^{-1}) em 200 hPa (contorno fino) e VP (UVP) na superfície isentrópica de 350 K (contorno grosso). Os contornos de VP são de -1,-1.5, -2 e -3 UVP. A escala da diferença do vento zonal (sombreado) encontra-se na parte inferior da figura. Os contornos no campo das diferenças representam a VP. a) 1982/1983, b) 1997/1998, c) Diferença entre 1982/1983 e 1997/1998, d) 1988/1989, e) 1999/2000, f) Diferença entre 1988/1989 e 1999/2000, g) 1989/1990, h) 1996/1997, i) Diferença entre 1989/1990 e 1996/1997.

O perfil da VP em níveis de pressão ao longo de 30°W pode ser visto na Figura 5.13. No ano de 82/83 e 89/90 observa-se uma incursão se VP desde a baixa estratosfera até a alta troposfera com uma pequena inclinação para sul com a altura. Desta forma, há transporte de VP da baixa estratosfera de latitudes médias para a baixa troposfera dos trópicos. Esta característica também pode ser vista nos anos ASEI (97/98, 99/2000 e 96/97), contudo de forma suavizada. No campo da diferença entre os anos que compõe ACEI (82/83, 88/89 e 89/90) e ASEI (97/98, 99/2000 e 96/97), há uma anomalia negativa de VP entre a baixa estratosfera e baixa troposfera, logo a VP no ACEI é

maior. A inclinação com a altura para sul também é evidente nos campos de diferença, logo há incursão de VP da baixa estratosfera extratropical para a alta troposfera.

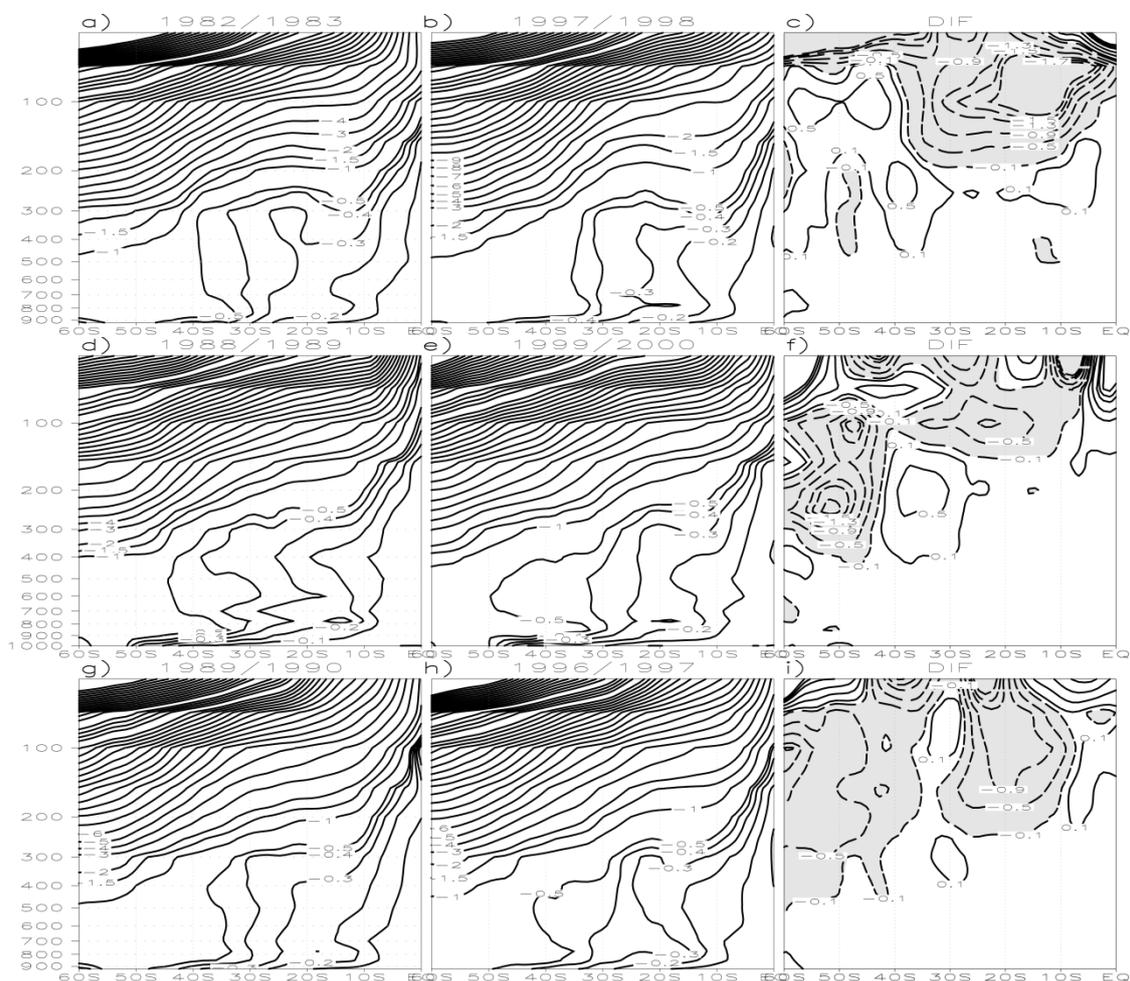


Figura 5.13 – Similar à Figura 5.12, mas para o perfil vertical da VP (UVP) em níveis de pressão ao longo de 30W. O intervalo dos contornos é de 0,1 entre -0,1 e 0,5, e de 0,5 entre 0,5 e -1,5 e de 1 abaixo de -1,5. No campo de diferença o intervalo é de 0,02 entre 0,02 e 0,1 e de 0,1 a partir de 0,1.

O perfil vertical da VP ao longo de 10°S encontra-se na Figura 5.14. Há uma incursão de VP da alta troposfera para níveis médios com inclinação para leste no ACEI (82/83, 88/89 e 89/90). Deste modo, a incursão ocorre em direção a 40°W, ou seja, leste do NEB. No ASEI (97/98, 99/2000 e 96/97), esta incursão é menor. O campo de diferença mostra valores negativos, indicando que no ACEI, a VP é maior na baixa estratosfera e alta troposfera, principalmente no EN e LN. Entre os anos N, esta diferença é menor e ocorre somente na alta troposfera.

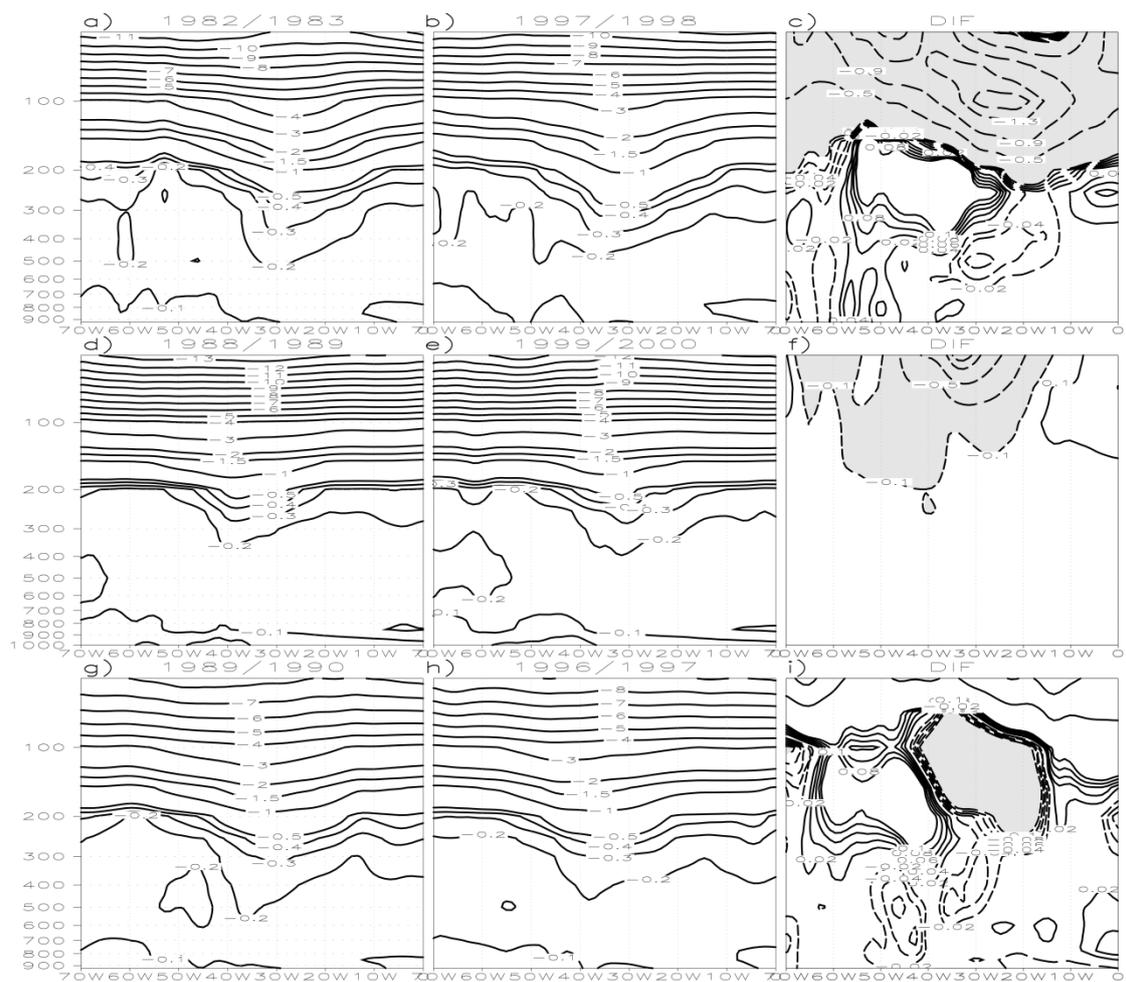


Figura 5.14 – Similar à Figura 5.12, mas para o perfil vertical da VP (UVP) em níveis de pressão ao longo de 10°S. O intervalo dos contornos é de 0,1 entre 0 e -0,5 e de 0,5 abaixo de -0,5.

No campo do vento em 200 hPa observa-se circulação anticiclônica associada a AB mais fraca no ano de 82/83 e 89/90 (Figura 5.15). Nestes dois anos, uma ampla crista é evidente na AS. Nos demais anos, a AB está bem configurada. O CN também predomina em todos os anos, contudo no ano de 82/83 e 89/90 este cavado encontra-se deslocada para leste. Esta característica é vista no campo de diferença, pois nestes dois anos observa-se uma anomalia ciclônica sobre o OAS.

A CJ é mais intensa nos anos de EN e N. A maior intensidade deste jato ocorre em latitudes médias e sobre o OAS. Na AS observa-se que o vento zonal de oeste é mais fraco no norte da Argentina e sul do Brasil no ACEI (82/83, 88/89 e 89/90) e a CJ encontra-se atuando no extremo sul do continente. No ASEI (97/98, 99/2000 e 96/97), a

CJ encontra-se sobre o norte da Argentina. No campo de diferença é visto valores negativos no norte da Argentina e sul do Brasil, logo o ACEI apresenta vento zonal mais intenso nesta região. O oposto é visto no extremo sul da AS, com ventos intensos no ACEI. No ASEI a CJ atua como uma barreira na propagação de ondas em direção ao OAS tropical.

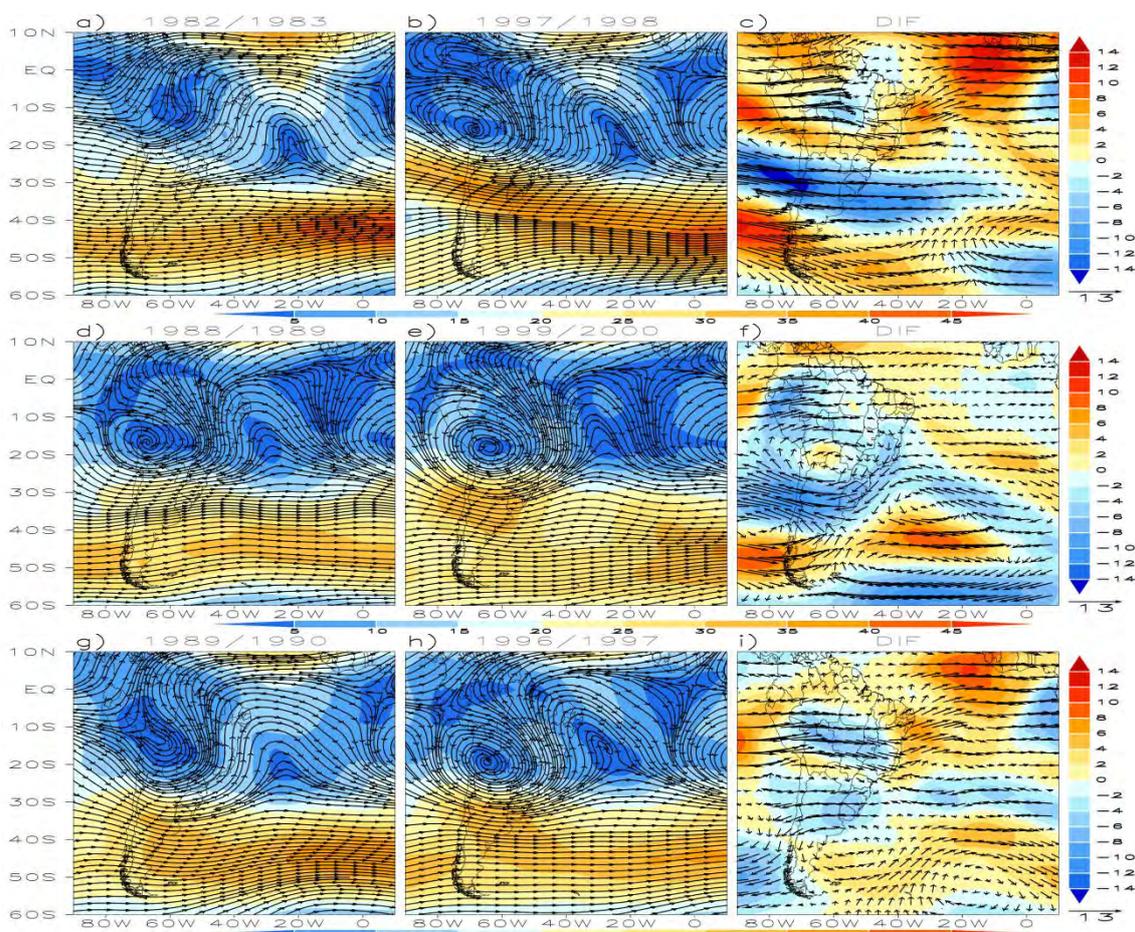


Figura 5.15 – Similar à Figura 5.12, mas para o vento (m s^{-1}) em 200 hPa (linhas de corrente) e magnitude do vento (m s^{-1}) em 200 hPa (sombreado). A escala da magnitude do vento para os campos médios (diferenças) está posicionada na parte inferior (direita).

Devido a necessidade de analisar as características da propagação dos trens de ondas, o geopotencial em 200 hPa (Figura 5.16) e 500 hPa (Figura 5.17) são mostrados em termos de anomalias em relação a média climatológica. Nos anos que compõem o ACEI observa-se uma crista sobre o sul da AS (anomalia positiva) em altos níveis (Figura 5.16 a, d, g). Esta crista aprofunda-se para níveis médios, pois característica similar é

observado no nível de 500 hPa (Figura 5.17a, d, g). No ACEI observa-se uma anomalia ciclônica apenas em altos níveis sobre o OAS tropical associado à intrusão de AVP. Este sistema atua em altos níveis, como foi mostrado no perfil vertical da VP. Característica oposta é vista nos anos que compõe o ASEI (Figura 5.16 b, e, h), ou seja, a presença de um cavado sobre o sul da AS e anomalia positiva de geopotencial sobre o OAS tropical. Da mesma forma como visto no ACEI, este cavado aprofunda-se para níveis médios (Figura 5.17 b, e, h). A presença da CJ sobre o sul da AS e atuação deste cavado favorece a convecção sobre o norte da Argentina e sul do Brasil no ASEI (Figura 5.17, sombreado).

Nos anos de EN e N, a propagação de trens de onda de Rossby apresenta uma configuração típica de PSA em níveis altos e médios. Nos anos de LN, esta configuração é típica do modo anular associada à Oscilação Antártica. Em 97/98 e 1996/1997, a CJ atua como guia de onda de Rossby (AMBRIZZI et al., 1995) e o mesmo restringe o crescimento meridional da amplitude das ondas e portanto impede o processo de QOR. As ondas amplificam e quebram na região de fraco vento zonal de oeste em latitudes médias, como visto em 82/83.

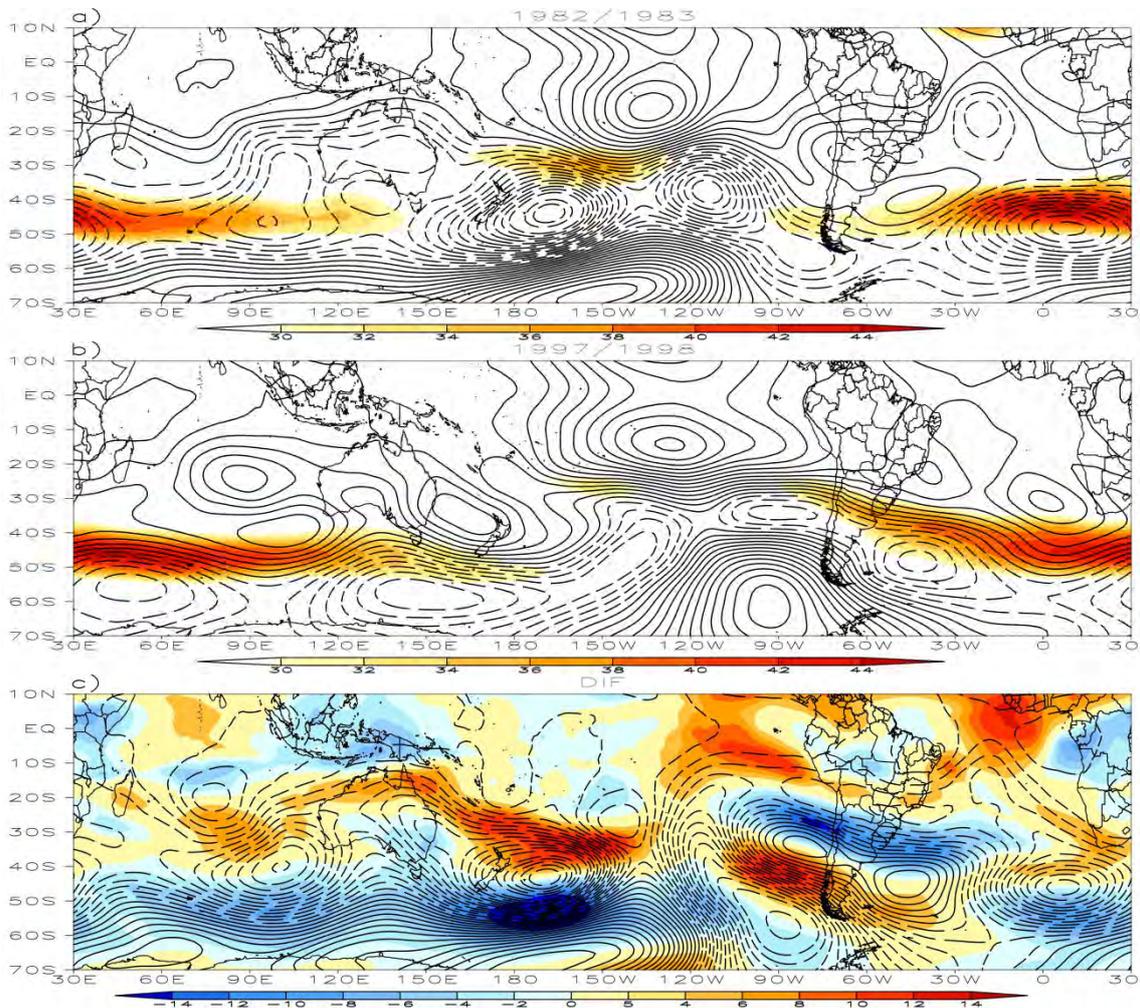


Figura 5.16 – Similar à Figura 5.12, mas para a anomalia do geopotencial ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) em 200 hPa (contornos) e magnitude do vento acima de 30 m s^{-1} (sombreado). A anomalia de geopotencial inicia em $50 \text{ m}^2 \text{ s}^2$ e o intervalo é de $10 \text{ m}^2 \text{ s}^2$. Os contornos tracejados (contínuos) representam valores negativos (positivos) de geopotencial. (Continua)

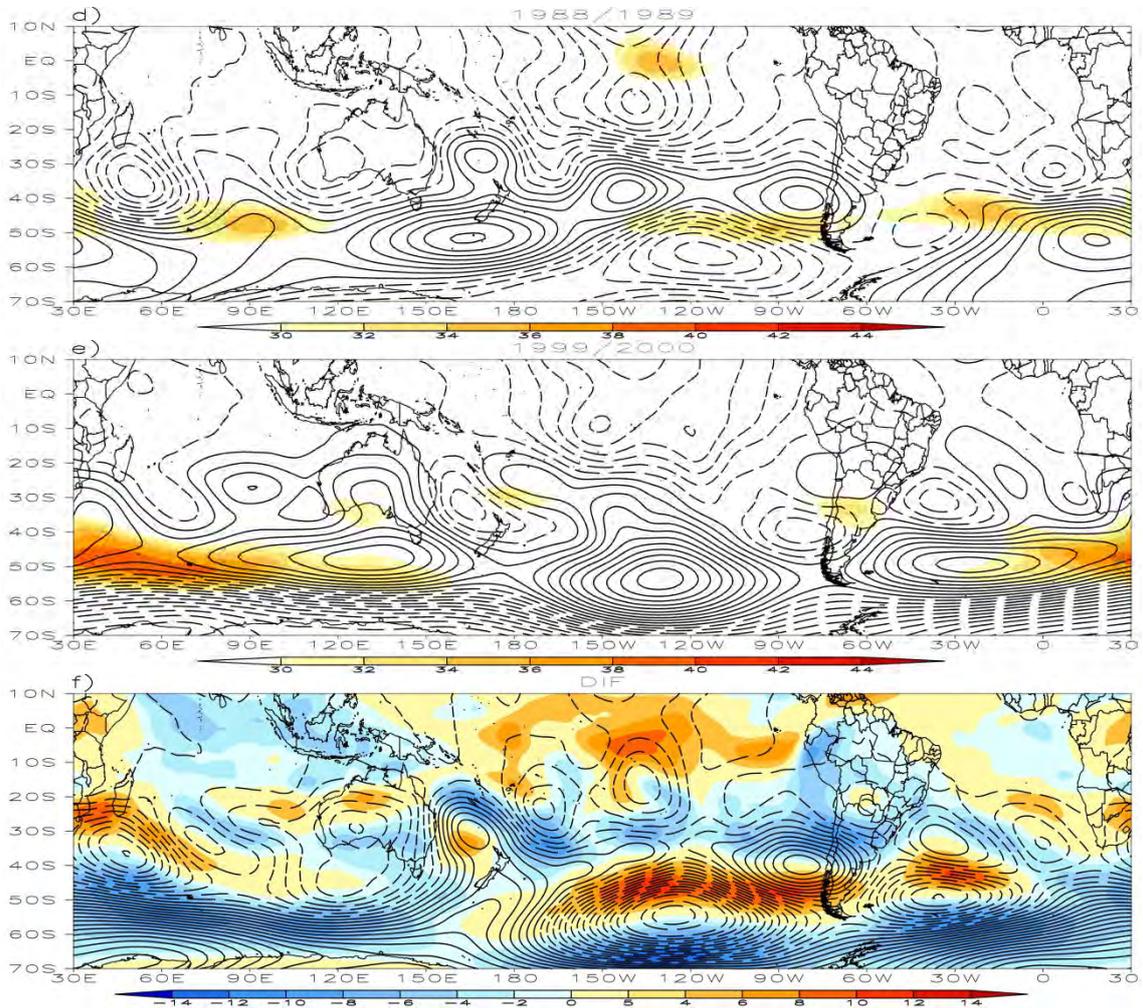


Figura 5.16 – Continuação (Contínua).

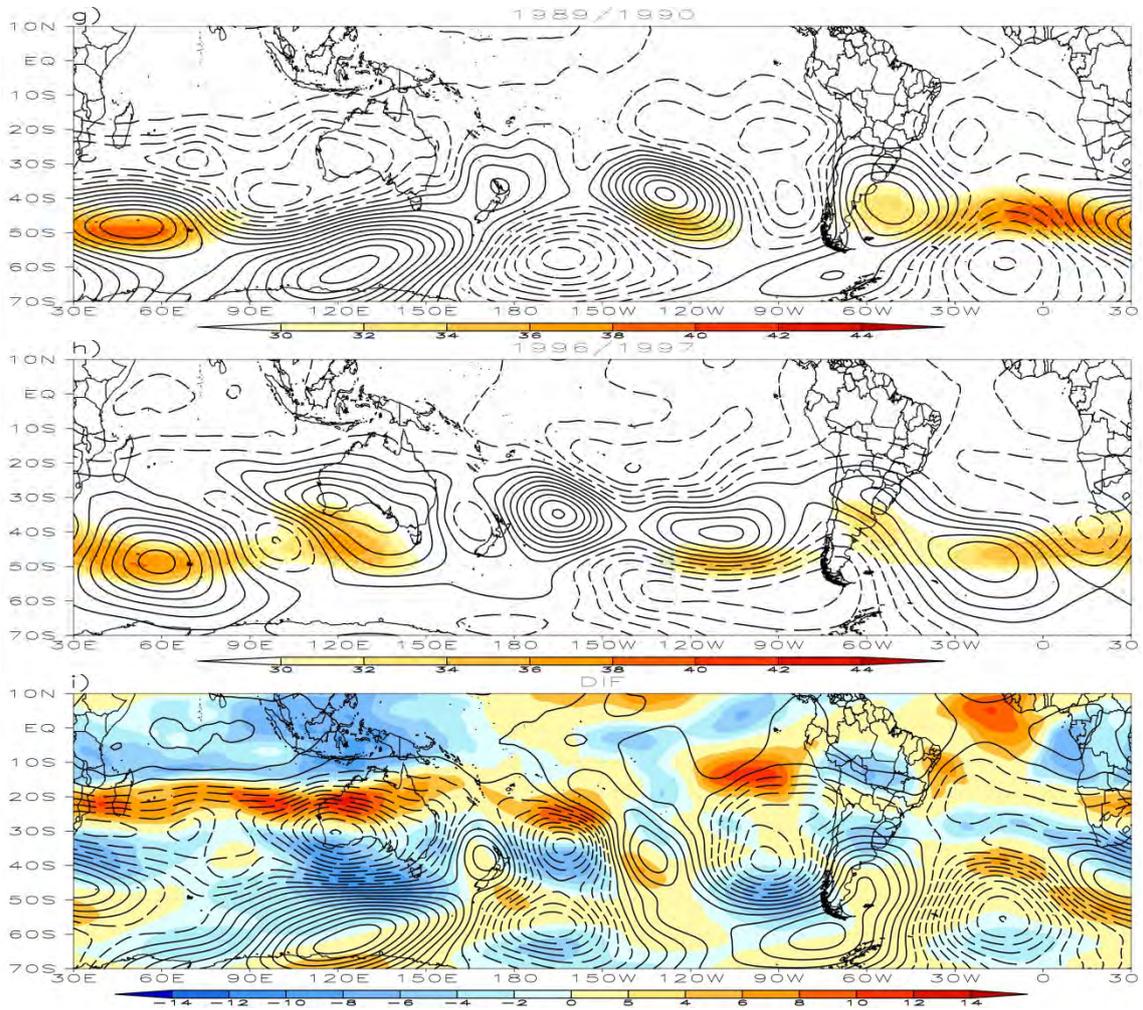


Figura 5.16 – Conclusão.

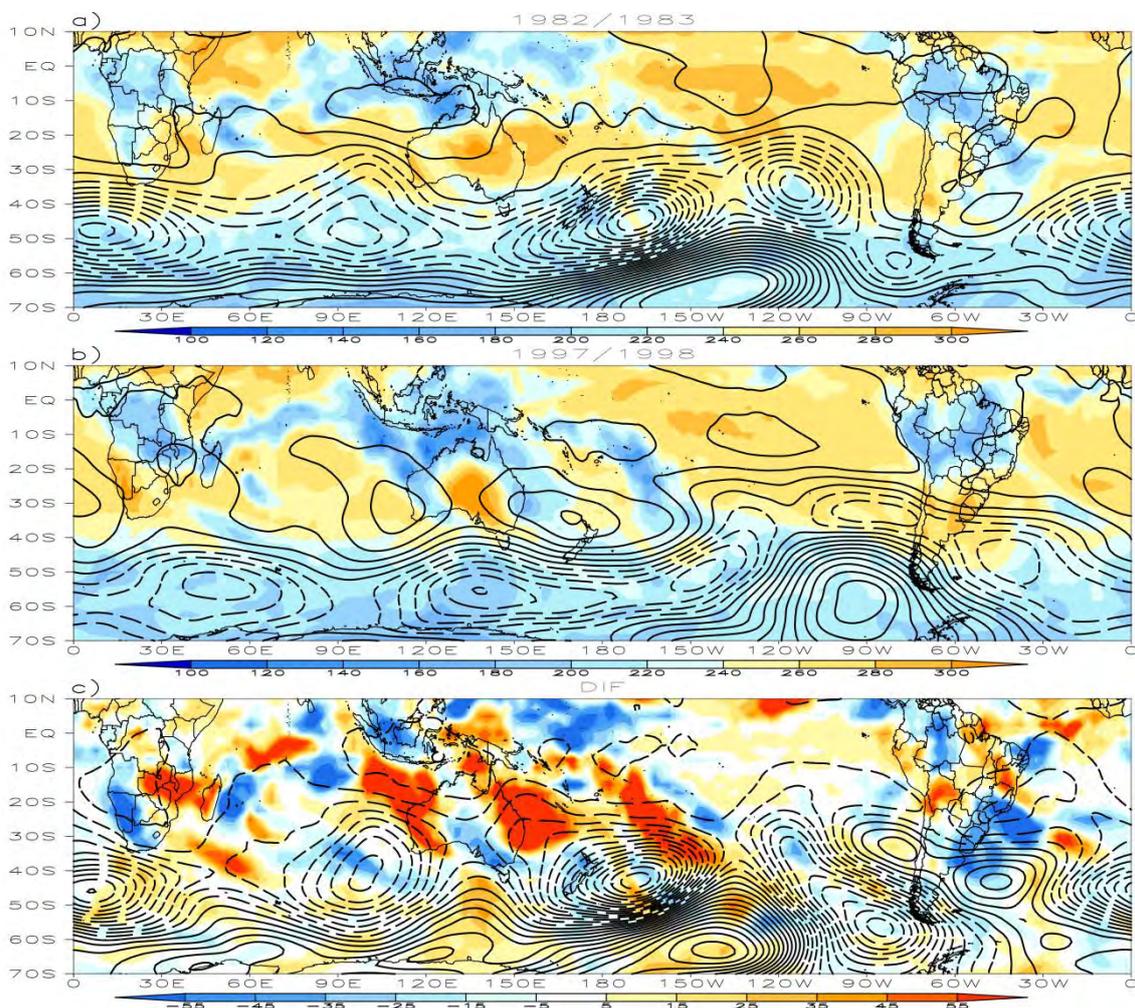


Figura 5.17 – Similar à Figura 5.16, mas para a anomalia do geopotencial ($m^2 s^{-2}$) em 500 hPa (contorno) e ROL em ($W m^{-2}$, sombreado). A anomalia de geopotencial inicia em $50 m^2 s^{-2}$ e o intervalo é de $10 m^2 s^{-2}$.

(Continua)

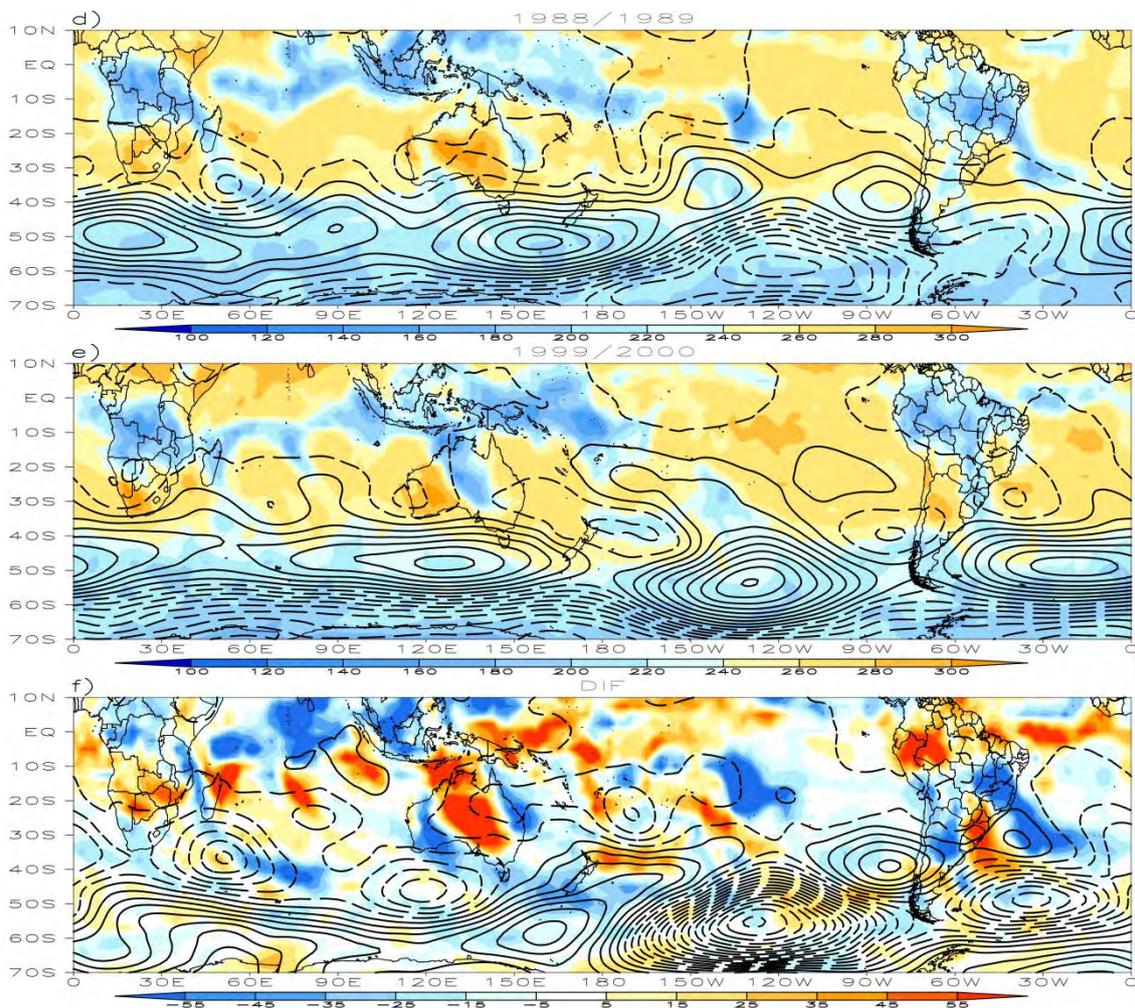


Figura 5.17 – Continuação (Contínua).

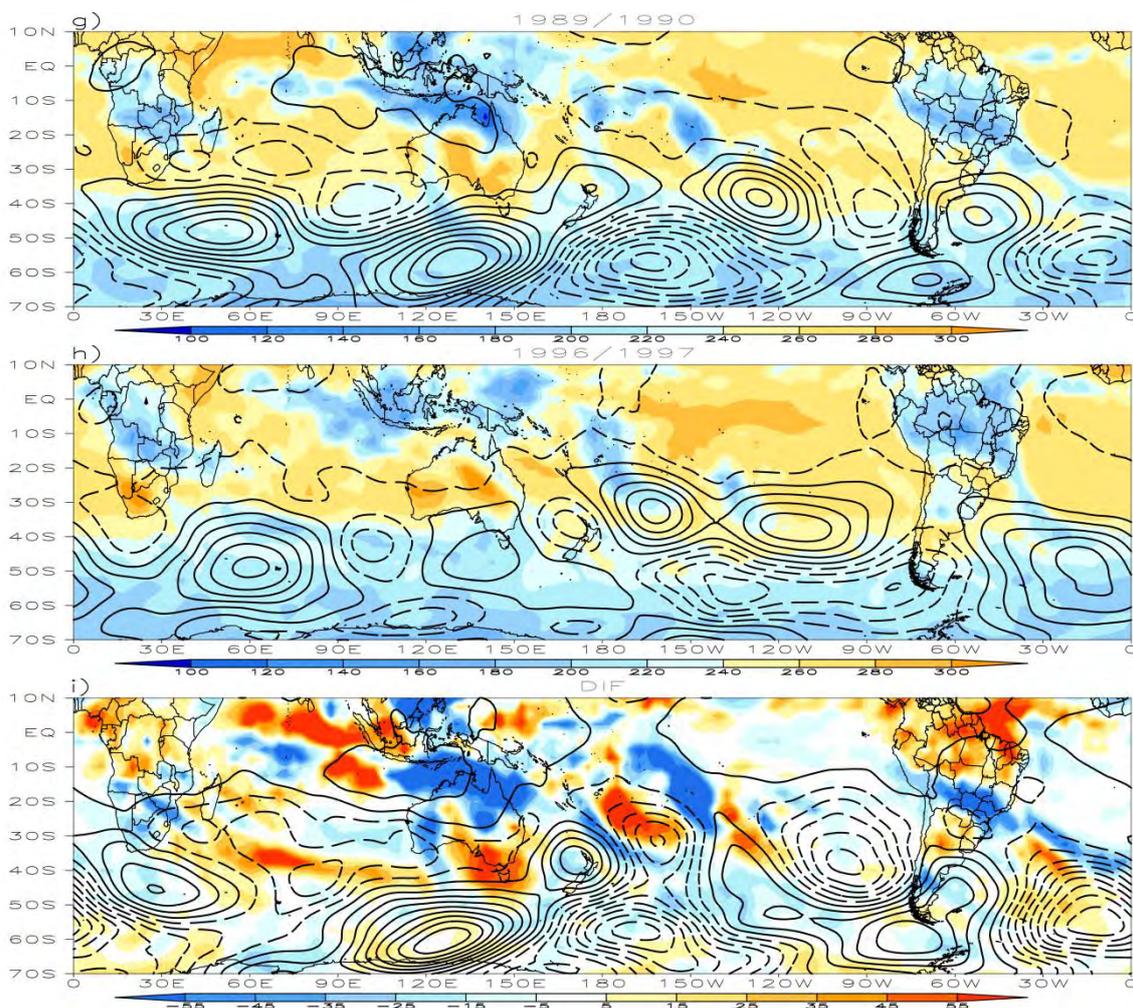


Figura 5.17 – Conclusão.

A Figura 5.18 apresenta os campos de temperatura em 850 hPa (sombreado) e PNM (contornos). A temperatura é maior sobre grande parte da AS e OAS nos anos de EN. Nestes anos, a ASAS encontra-se mais próxima do continente. A diferença entre os ACEI e ASEI mostra uma anomalia positiva de temperatura sobre o sul da AS, indicando maior temperatura no ACEI. Nesta mesma região, a pressão é baixa no ACEI, pois os valores no campo de diferença de PNM são negativos. A ASAS no ACEI encontra-se mais fraca, e valores negativos de PNM são vistos sobre o OAS.

O fluxo de umidade integrado (vetor) e a divergência do fluxo de umidade (sombreado) encontram-se na Figura 5.19. O escoamento de sudeste associado aos alísios são mais intensos no ASEI devido a maior intensidade da ASAS. Quando chegam à cordilheira

dos Andes, este escoamento deflete para sul e transporta umidade em direção ao sul do Brasil e norte da Argentina. Esta característica é mais evidente no campo de diferença, o qual pode ser visto convergência de umidade nesta região (anomalia positiva). A componente de norte associado ao Jato de baixos níveis indica menor transporte de umidade no ACEI para a região Sul do Brasil. A combinação da forçante dinâmica pelo cavado em altos níveis, presença de fortes ventos de oeste em altos níveis e disponibilidade de umidade são fatores que favorecem a precipitação no norte da Argentina e sul do Brasil (Figura 5.20) em 97/98.

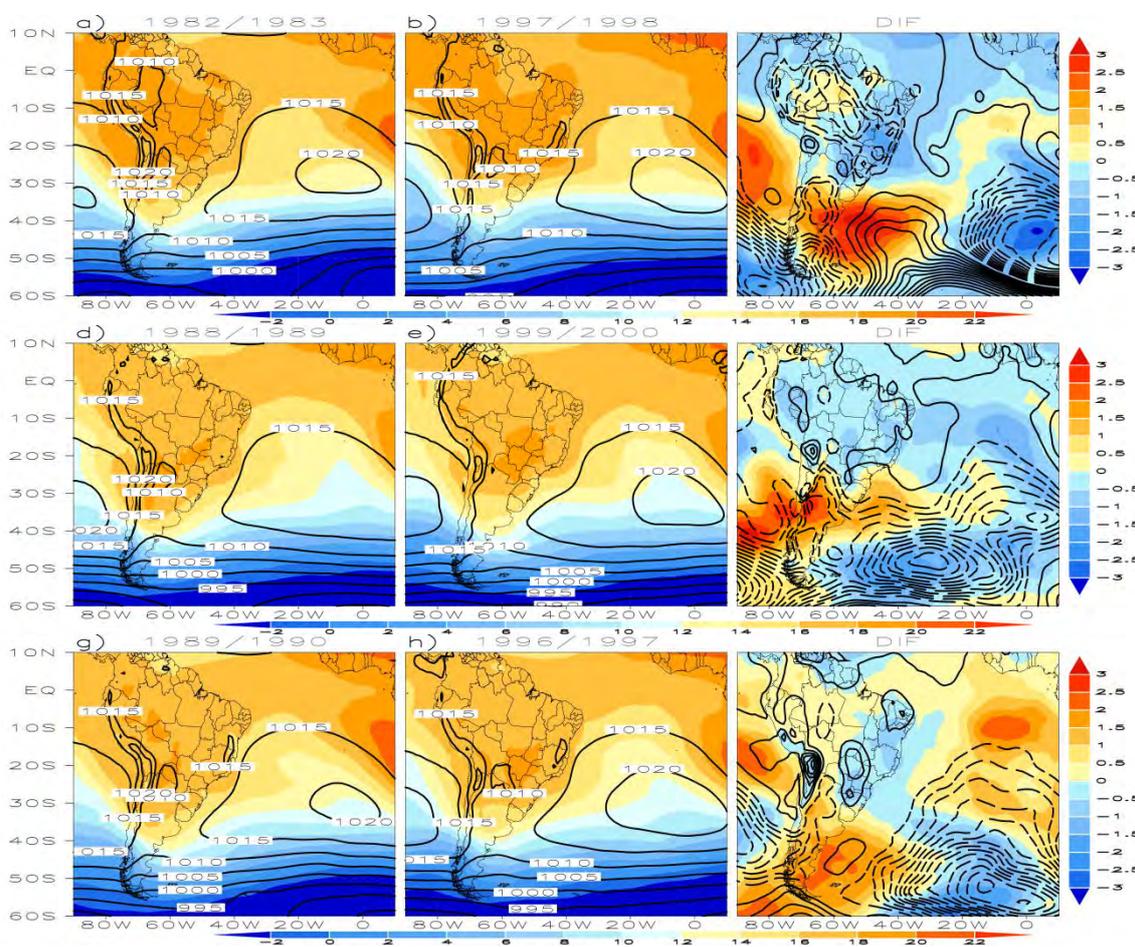


Figura 5.18 – Similar à Figura 5.12, mas para a temperatura ($^{\circ}\text{C}$) em 850 hPa (sombreado) e PNM (hPa, contornos). Os valores de PNM no campo de diferença (contornos) inicia 0,5 hPa e o intervalo é de 0,5 hPa. Os contornos tracejados (contínuos) representam valores negativos (positivos) de PNM. A escala de temperatura para os campos médios (diferenças) está posicionada na parte inferior (direita).

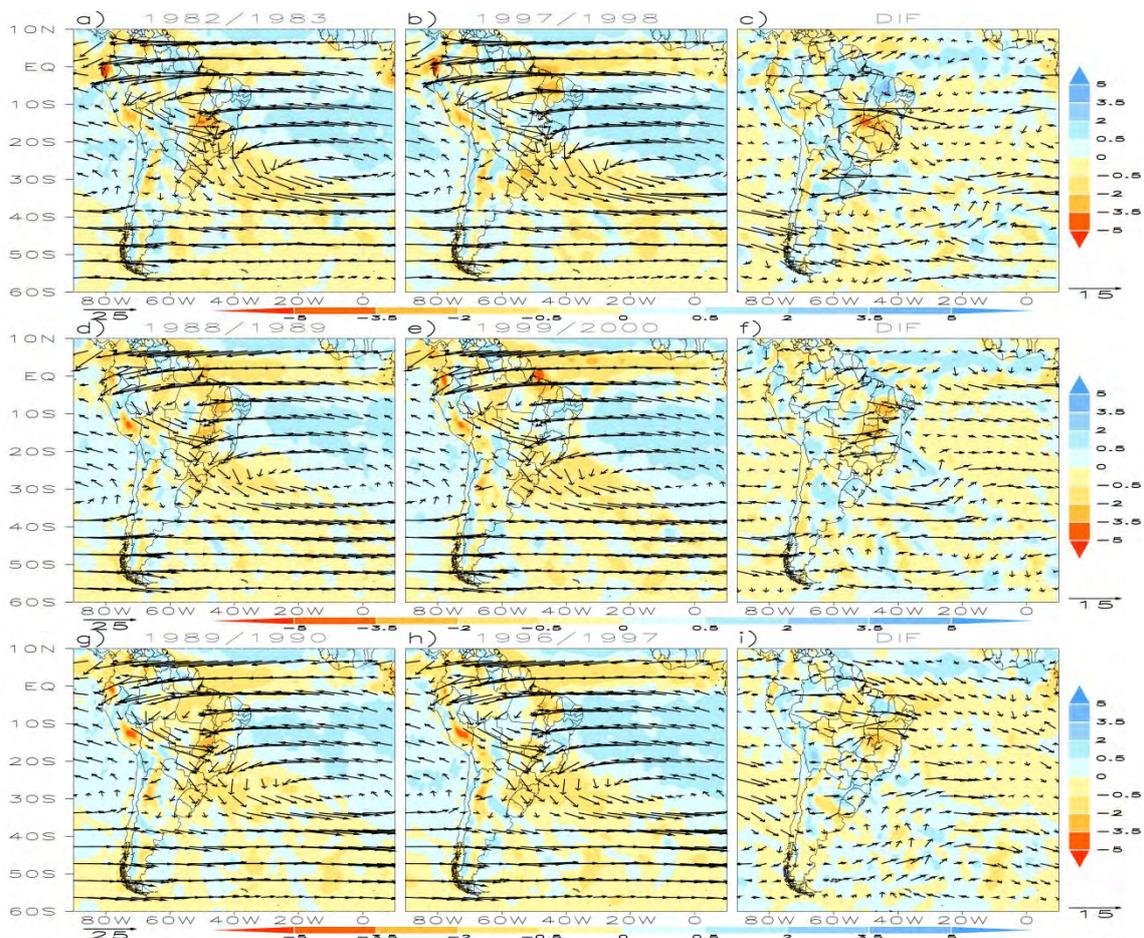


Figura 5.19 – Similar à Figura 5.12, mas para o fluxo de umidade integrado ($10^{-5} \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$, vetor) e divergência do fluxo de umidade integrado ($10^{-5} \text{ kg s}^{-1} \text{ m}^{-2}$, sombreado). A escala da divergência do fluxo de umidade integrado para os campos médios (diferenças) está posicionada na parte inferior (direita).

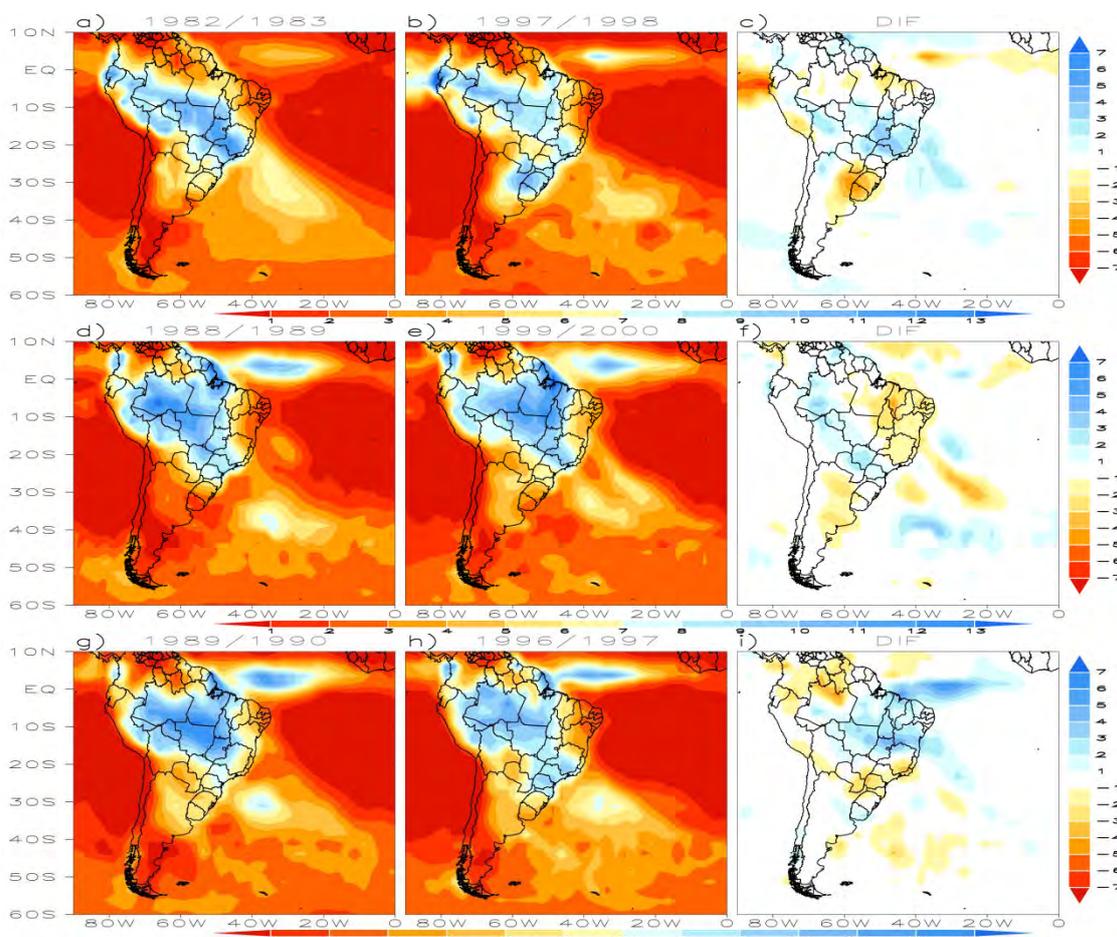


Figura 5.20 – Similar à Figura 5.12, mas para a precipitação (mm dia^{-1}). A escala da precipitação para os campos médios (diferenças) está posicionada na parte inferior (direita).

A amplitude das ondas quase-estacionárias em 20°S e 200 hPa encontra-se na Figura 5.21. A amplitude das ondas de número $k=1, 2$ e 3 são maiores do que a média climatológica de DJF nos anos de LN e N. Nos EN, é observado característica oposta. Contudo, a comparação entre os ACEI apresentam $k=3$ maiores do que os ASEI. O perfil vertical da amplitude da onda $k=3$ é visto na Figura 5.22. A máxima amplitude da onda $k=3$ ocorre em $\sim 300\text{ hPa}$ e próximo a 50°S em praticamente todos os anos analisados, com exceção de 82/83, onde o máximo é em $\sim 63^{\circ}\text{S}$. Na região tropical, a máxima amplitude ocorre em aproximadamente 150 hPa em todos os anos analisados. A maior diferença de amplitude da onda $k=3$ em latitudes médias ocorre no ACEI, com valores positivos entre baixos níveis até a baixa estratosfera. Nos anos de EN e LN, esta diferença positiva ocorre entre 70°S e 15°S em altos níveis.

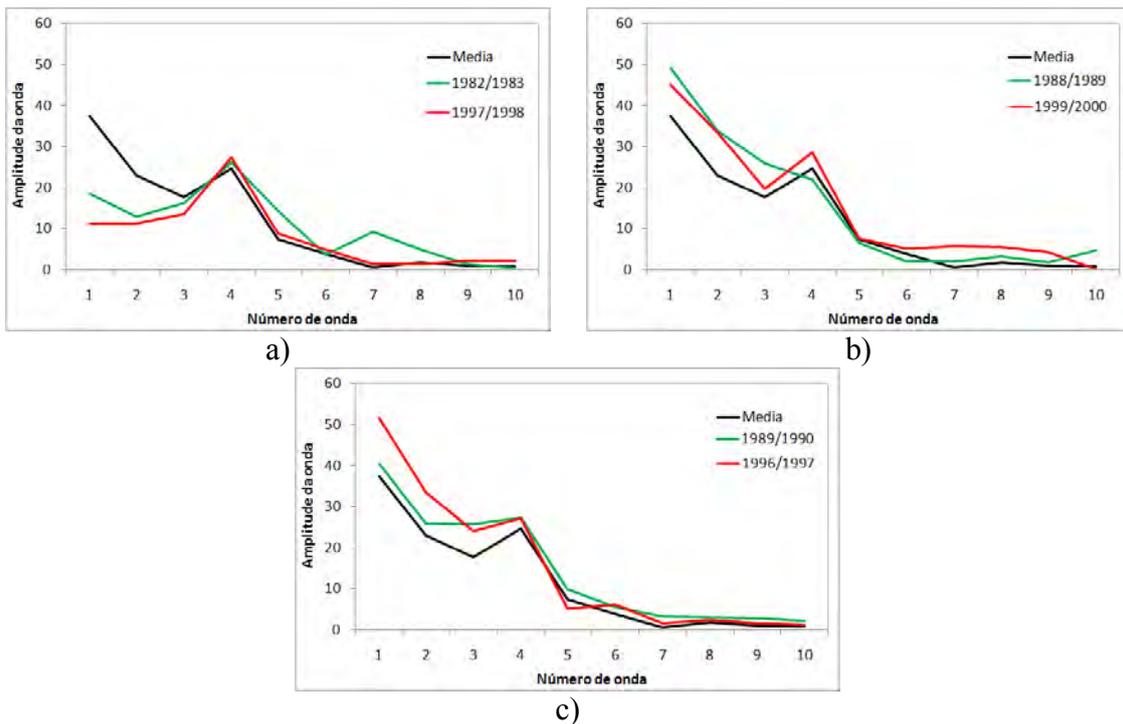


Figura 5.21 – Composto da amplitude da onda no nível de 200 hPa em 20°S. O contorno preto representa a média climatologica de DJF, o contorno verde representa o ano com evento de AVP e o vermelho, o ano sem evento de AVP. a) EN, b) LN e c) N.



Figura 5.22 – Perfil vertical da amplitude da onda $k=3$ e diferença entre os anos com (ACEI) e sem (ASEI) eventos de intrusões.

5.3 SUMÁRIO

As características atmosféricas associadas à incursão de AVP em direção ao OAS tropical em anos com IOS positivo e negativo foram discutidas neste capítulo. Utilizando o critério de $0,5 \times \sigma$ do IOS, foram selecionados 10 anos, sendo 5 com IOSP e 5 com IOSN.

A maioria dos anos que compõe o IOSN foi classificada como EN, com exceção de 89/90 que corresponde a um ano N. Os anos com IOSN apresentaram maior incursão de AVP em direção ao OAS, exceto o ano de 97/1998. Os anos de IOSP foram

classificados como LN, exceto 96/97 também N. Nestes casos, pouca ou nenhuma intrusão de AVP foi detectada.

A análise foi feita para os anos 97/98, 88/89 e compostos dos anos de 82/83, 86/87, 89/90 e 91/92 (CIN) e 96/97, 98/99, 99/2000 e 2000/2001 (CIP). Esta distinção ocorreu devido ao comportamento anômalo de 97/98 e 88/89. Ou seja, ano de forte EN sem intrusão e o de LN (88/89) com ocorrência de intrusões.

Com o intuito de confirmar os resultados obtidos na análise destes compostos, foram selecionados os anos de EN, LN e N que apresentaram intrusões e nenhuma intrusão. Os anos de 82/83 (EN), 88/89 (LN) e 89/90 (N) tiveram incursão de AVP para a região do OAS tropical e nenhum evento foi identificado em 97/98 (EN), 99/2000 (LN) e 96/97 (N). Os resultados desta análise foram similares aos obtidos para os compostos CIN e CIP.

Os anos em que houve intrusão de AVP para o OAS tropical (CIN, 88/89 e 89/90) apresentaram algumas características atmosféricas similares. Incursão de AVP (-1,5 UVP) para a região tropical ($\sim 10^{\circ}\text{S}$) no campo de VP na superfície de 350 K foi observado em todos os casos, contudo em 88/89 esta incursão foi menor. Houve incursão de AVP da baixa estratosfera para a alta troposfera tropical. O vento zonal da região equatorial do OAS apresentou “dutos de oeste” intenso. É importante salientar que este “duto” foi mais intenso em anos de EN e N, mas em 88/89, ele também esteve presente. A CJ posicionou-se no extremo sul da AS, com máximo sobre o sul do OAS. A AB esteve enfraquecida enquanto que o CN encontrou-se intenso. Uma ampla crista esteve presente no sul da AS entre altos níveis e médios e anomalia ciclônica foi vista no OAS tropical em altos níveis. Propagação de trens de onda de Rossby a partir do Pacífico foi detectada no CIN, anos N e de EN, com configuração tipo PSA. Em 88/89 observou-se configuração típica da Oscilação Antártica. Em baixos níveis, a ASAS estava enfraquecida e foi observada anomalia positiva de temperatura e negativa de PNM. Os alísios de sudeste também estavam mais fracos e o transporte de umidade ocorreu em direção à região central do Brasil, principalmente no CIN. Anomalia de precipitação acima da média ocorreu no sul do NEB no CIN. Nestes casos, também foi

visto que a onda com $k=3$ apresentou grandes amplitudes, com anomalia positiva em latitudes médias, principalmente em altos níveis.

Os anos em que não foram observadas intrusões de AVP sobre o OAS (CIP, 97/98,99/200, 96/97) apresentaram características atmosféricas opostas ao visto anteriormente. Não houve incursão de VP em direção à região tropical. Nestes casos, o “duto de oeste” foi mais fraco, contudo, em 97/98 anomalia positiva do vento zonal foi observada sobre o OAS equatorial. A CJ apresentou um ramo sobre o norte da Argentina e sul do Brasil. A circulação anticiclônica associada à AB esteve mais intensa enquanto que o CN permaneceu mais fraco. Um cavado no campo de geopotencial em altos níveis foi detectado sobre o sul da AS, com aprofundamento até níveis médios. Sobre o OAS tropical foi observada anomalia positiva de geopotencial em 200 hPa. Também foi observada propagação de trens de onda com padrão típico de PSA no caso de 97/98 e 96/97. No CIP o padrão é típico do modo anular associado à Oscilação Antártica. A CJ atuou como guia de ondas, logo a propagação ocorreu de forma mais zonal e as ondas não propagaram em direção ao OAS tropical. Em baixos níveis, a ASAS apresentou comportamento mais intenso, e anomalias negativas de temperatura ocorreram no sul da AS. Pressão mais alta foi detectada nesta mesma região. O escoamento de sudeste associado aos alísios estava mais intenso e o transporte de umidade ocorreu em direção ao sul do Brasil e norte da Argentina. A presença persistente do cavado associado ao trem de onda de Rossby próximo ao sul da AS, aliada ao transporte de umidade contribuíram para a ocorrência de chuvas no sul do Brasil em 97/98. Nestes casos foi identificada amplitude da onda $k=3$ menor em relação aos anos em que houve intrusão de AVP.

6 INTRUSÕES DE AVP NOS RESULTADOS DO MODELO DE CIRCULAÇÃO GERAL DO CPTEC (MCGA CPTEC/COLA)

6.1 Introdução

Os modelos numéricos são ferramentas importantes nos estudos de variabilidade climática, previsões climáticas e sazonais e também para descrever características atmosféricas associadas a fenômenos atmosféricos. As simulações com o MCGA-CPTEC/COLA têm mostrado grande habilidade em representar as principais características de circulação de verão sobre a AS, como AB, ZCAS, CN, ASAS e o deslocamento sazonal da ZCIT (Cavalcanti, et Al., 2002). Neste capítulo, o MCGA-CPTEC é utilizado com o intuito de mostrar a capacidade deste modelo em simular os padrões de AVP sobre o OAS. O conhecimento da capacidade do modelo em simular tais eventos é útil no entendimento do impacto destas intrusões sobre a circulação da AS e conseqüentemente na precipitação.

Neste capítulo são mostrados os resultados dos padrões de AVP sobre o OAS a partir de simulações com o MCGA-CPTEC/COLA com três inicializações distintas. Tais condições foram obtidas para os dias 18, 20 e 22 de janeiro de 1950 denominados de MCGA-I18, MCGA-I20 e MCGA-I22, respectivamente. O comportamento dos padrões de AVP sobre o OAS tropical simulados com o MCGA-CPTEC/COLA são comparados com os encontrados na análise observacional do ERA-40. A metodologia empregada na análise numérica é a mesma utilizada na análise observacional. Tal metodologia foi aplicada para as três saídas do MCGA-CPTEC considerando o período de verão de 1979 e 2001.

As médias sazonais de verão são determinadas para as simulações com o MCGA-CPTEC e comparadas com as médias do ERA-40. Pretende-se mostrar as principais diferenças entre os padrões atmosféricos de verão simulados pelo MCGA-CPTEC e a reanálise do ERA-40. O objetivo é identificar como estas diferenças podem afetar na formação dos padrões de AVP sobre o OAS tropical. Os campos médios do MCGA são

mostrados para o ensemble, considerando a média das três inicializações mencionadas anteriormente.

Nesta etapa também foi analisada a variabilidade das intrusões associadas à CP1, cuja metodologia seleciona os anos com IOS negativo e positivo. Pretende-se identificar os padrões atmosféricos associados a tais anos e as diferenças do comportamento dos mesmos em situações climatológicas distintas (EN, LN e N).

6.2 MCGA×ERA40

Nesta seção são analisados os campos médios de verão nos dados observados com o ERA-40 e nas simulações do MCGA-CPTEC e também as diferenças entre tais campos.

A Figura 6.1(a, b) mostra o campo médio de VP no nível isentrópico de 350 K para o ERA-40 e o ensemble do MCGA. A reanálise apresenta uma incursão da VP de -1 UVP em direção ao leste do Brasil. No Ensemble, esta incursão ocorre somente sobre o OAS. Os campos das diferenças entre o MCGA-CPTEC e o ERA-40 (Figura 6.1 c, d, e, f) mostram valores negativos de VP ao sul de 30°S, indicando maiores valores de VP no MCGA. Uma pequena área sobre o continente, o qual engloba alguns estados da região Sudeste e sul do NEB, apresenta viés positivo de VP, o qual representa maior VP nos dados observados.

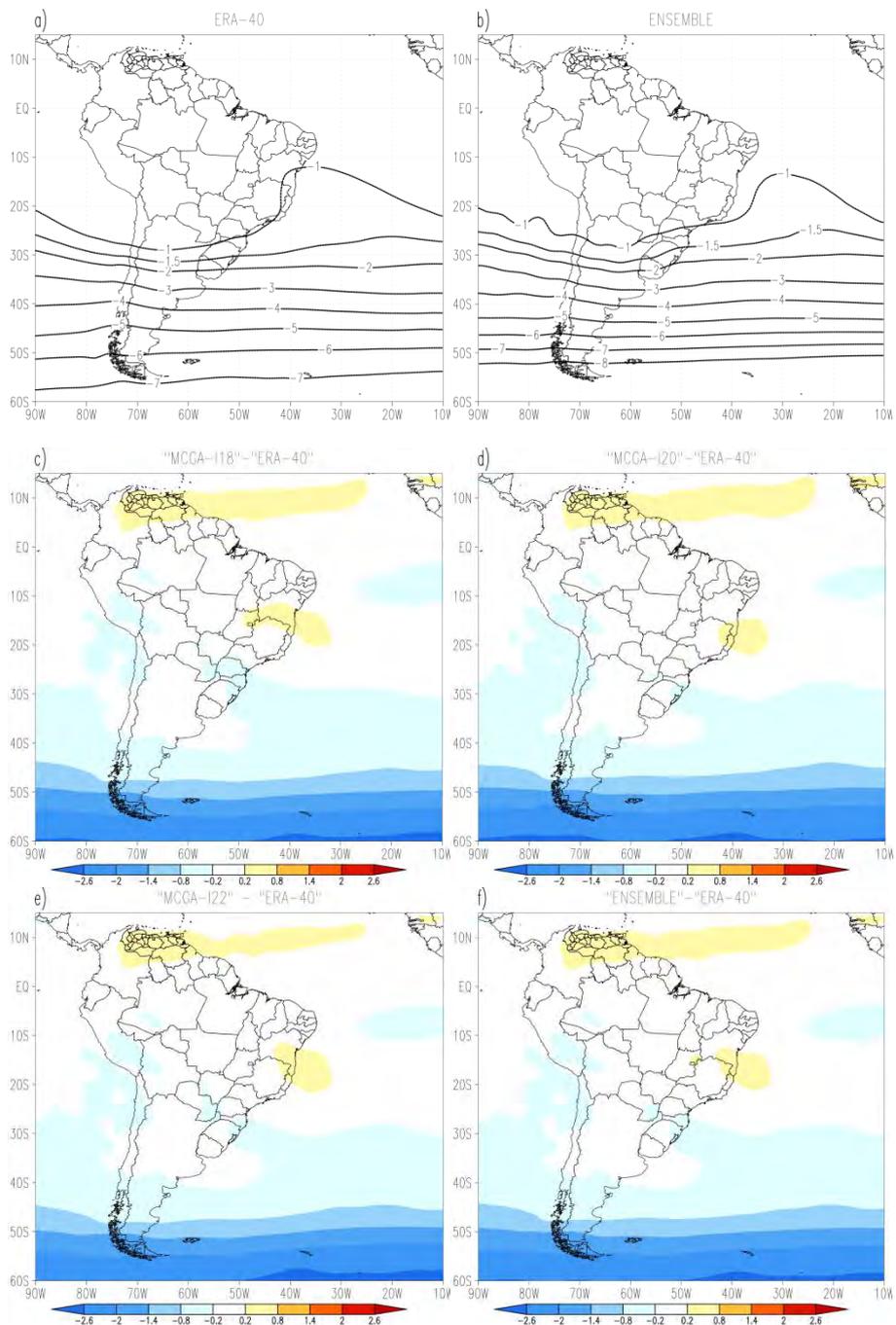


Figura 6.1 – Média de DJF da VP (UVP) na superfície isentrópica de 350 K: a) ERA-40, b) Ensemble. Diferenças da média de VP entre o MCGA e o ERA40, c) MCGA-I18, d) MCGA-I20, e) MCGA-I22, f) Ensemble.

As médias do vento zonal para a reanálise do ERA-40 e simulado pelo MCGA, assim como as diferenças do campo médio entre o MCGA e o ERA-40 do vento zonal encontram-se na Figura 6.2. O ERA-40 (Figura 6.2a) reproduz bem os “dutos de oeste” do Pacífico e Atlântico enquanto que no MCGA-CPTEC (Figura 6.2b) estes “dutos” apresentam uma inclinação NE/SW sobre o Atlântico. As diferenças entre o MCGA e ERA-40 são vistas na Figura 6.2 (c, d, e, f). Nas três inicializações do modelo observa-se vento zonal de oeste entre 40°S e 50°S mais intenso no MCGA, o qual representa a corrente de jato (CJ) mais intenso no modelo. Cavalcanti et al. (2002) observaram que o MCGA-CPTEC superestima os ventos de oeste na região de latitudes médias em comparação com as reanálises do NCEP-NCAR no período de verão. Na região equatorial observa-se que os “dutos de oeste” do Atlântico e do Pacífico são mais fracos no modelo. Este comportamento do vento zonal da região tropical pode afetar as interações entre trópicos-extratrópicos no modelo (TOMAS E WEBSTER, 1994).

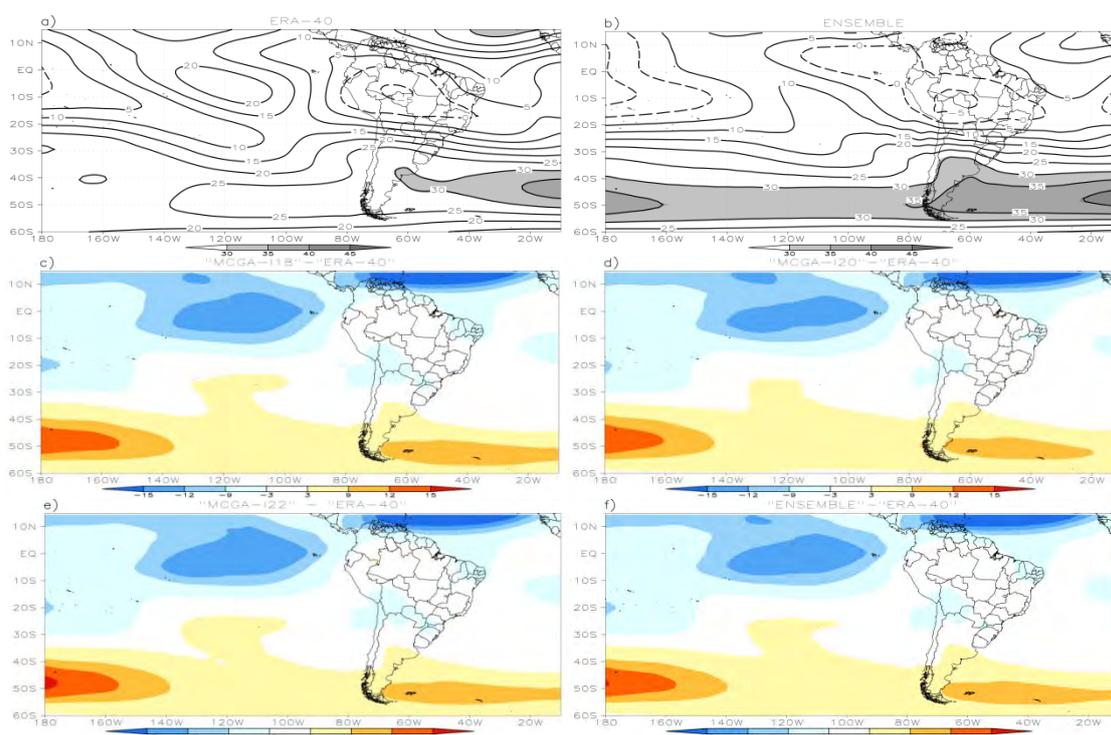


Figura 6.2 – Similar à Figura 6.1, mas para a componente zonal do vento (m s^{-1}). em 200 hPa

O campo de ROL (Figura 6.3) do CDC/NOAA mostra as duas principais bandas de convecção que afetam a AS no verão: ZCIT e ZCAS. No MCGA, a ZCIT encontra-se deslocada para sul e mais intensa em relação ao CDC/NOAA. Nas três inicializações do MCGA (Figuras 6.3c, d, e, f), o viés é negativo na região da ZCIT, indicando maior intensidade desta convecção no MCGA. A ZCAS está bem representada no MCGA, contudo, subestima a convecção na porção norte e superestima na porção sul, em relação ao CDC/NOAA. Na região da Amazônia, o MCGA subestima a convecção e menos atividade convectiva é vista nesta área.

As características da precipitação são apresentadas na Figura 6.4. No campo médio da precipitação utilizando os dados do NCEP (SILVA et al., 2007) observa-se precipitação mais intensa no interior do continente com inclinação NW-SE associada à ocorrência da ZCAS, sistema típico de verão. No MCGA a precipitação mais intensa ocorre entre o estado de Goiás e centro-norte da Região Sudeste. A diferença entre o MCGA e NCEP indica que o modelo subestima a precipitação sobre a Amazônia e superestima sobre grande parte do Nordeste, norte do Sudeste e estado de Goiás. Cavalcanti et al. (2002) encontraram características similares da precipitação no “ensemble” do MCGA-CPTEC.

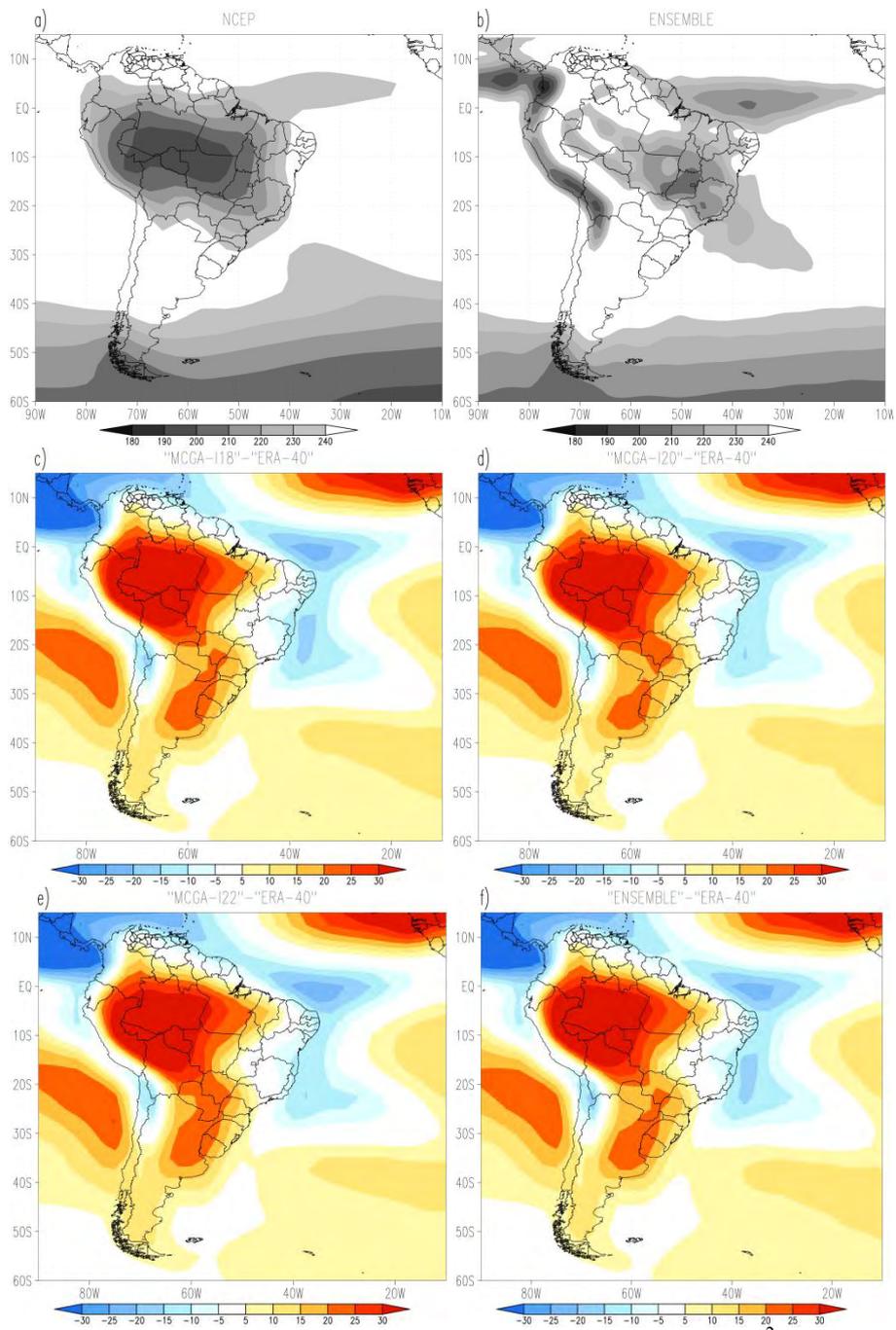


Figura 6.3 – Similar à Figura 6.1, mas para a ROL ($W m^{-2}$).

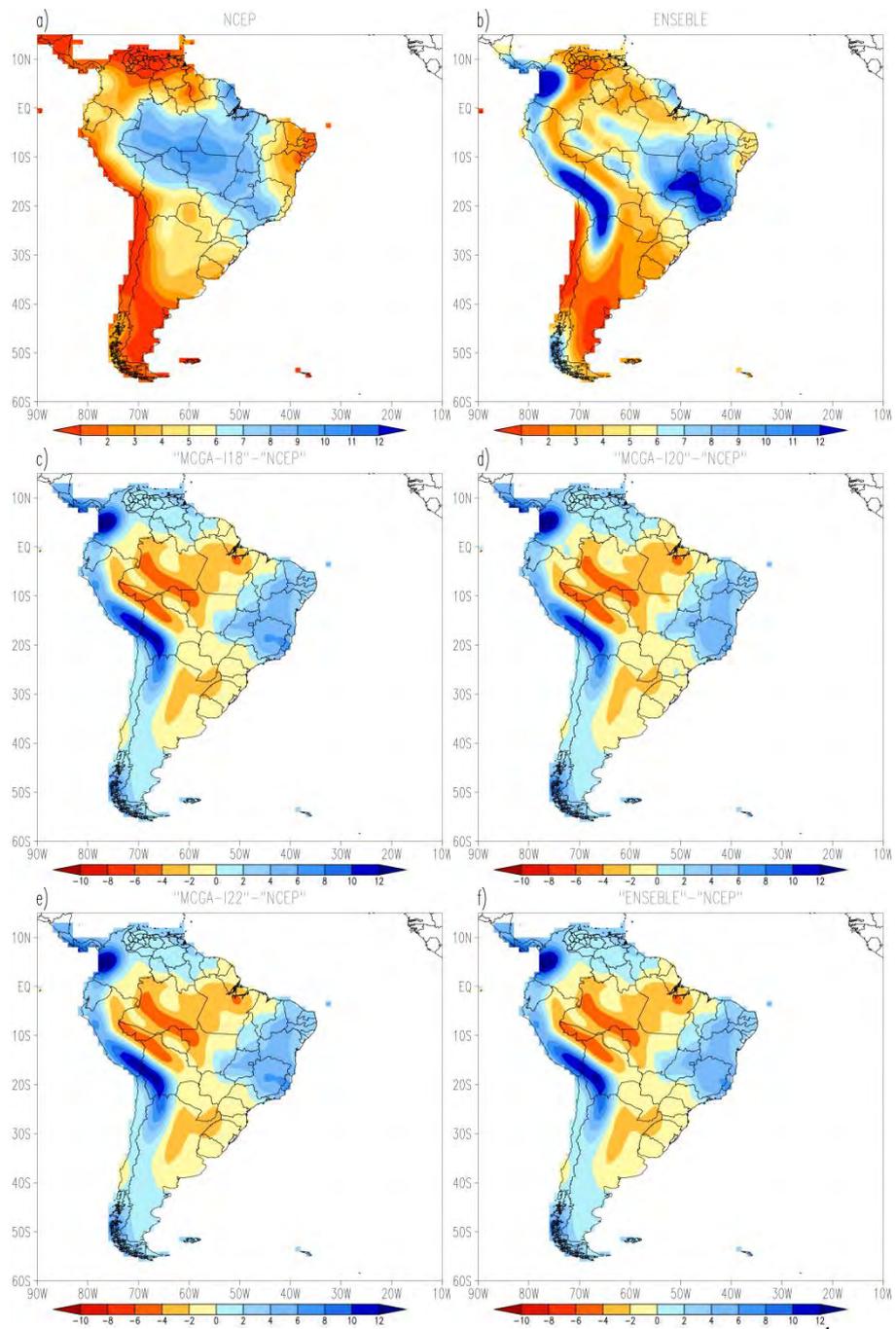


Figura 6.4 – Similar à Figura 6.1, mas para a Precipitação (mm dia^{-1}).

O campo do vento em 200 hPa mostra as características climáticas globais de verão no ERA-40 e MCGA-CPTEC (Figura 6.5a, b), tais como a circulação associada à Alta da Bolívia (AB) e o Cavado do Nordeste (CN). No MCGA, a AB e o CN apresentam um deslocamento para leste em relação ao ERA-40. Dessa forma, há um deslocamento e diminuição da região de difluência dos ventos entre a AB e o CN que pode afetar a precipitação no nordeste da AS. Os campos de diferenças mostram que as circulações associadas à AB e ao CN encontram-se mais fracas no MCGA. Em latitudes médias, anomalias de ventos de oeste próximos a 50°S indicam CJ mais intensa no MCGA enquanto que no Atlântico equatorial, os “dutos de oeste” são mais fracos no modelo, indicados pelos vetores de leste no campo de diferenças.

A ASAS no campo de PNM (Figura 6.6a, b) é bem representada pelo MCGA e ERA-40, contudo, no MCGA a ASAS encontra-se mais ao sul e mais intensa em relação ao ERA-40. A diferença de PNM (Figura 6.6c, d, e, f) entre o modelo e a reanálise é positiva sobre o Atlântico, enfatizando a maior intensidade da ASAS. No interior do continente, tem-se pressão mais baixa mostrada pelo MCGA-CPTEC através do *viés* negativo que pode ser visto entre o Paraguai e sul da região Centro-Oeste.

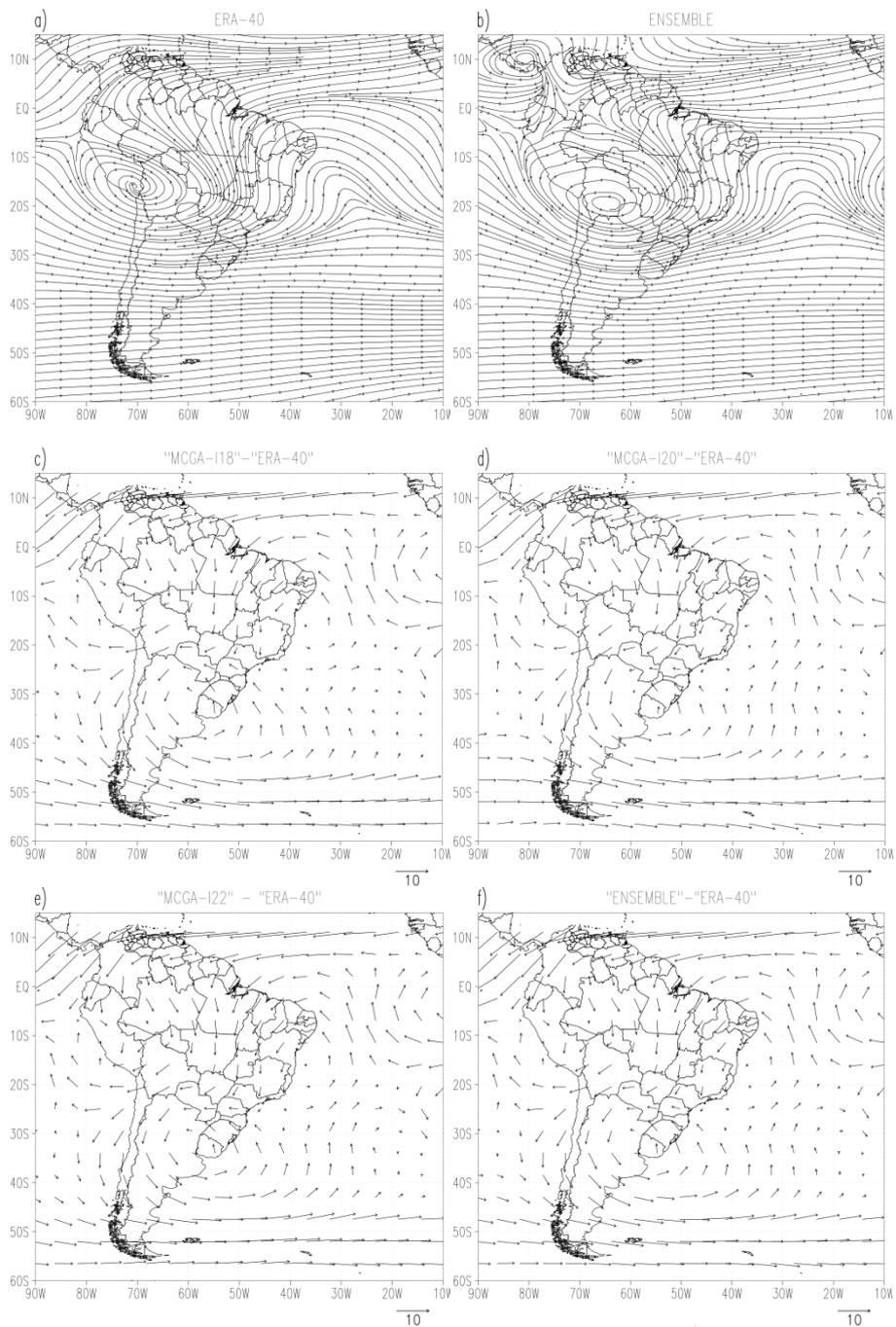


Figura 6.5 – Similar à Figura 6.1, mas para o vento (m s^{-1}) em 200 hPa.

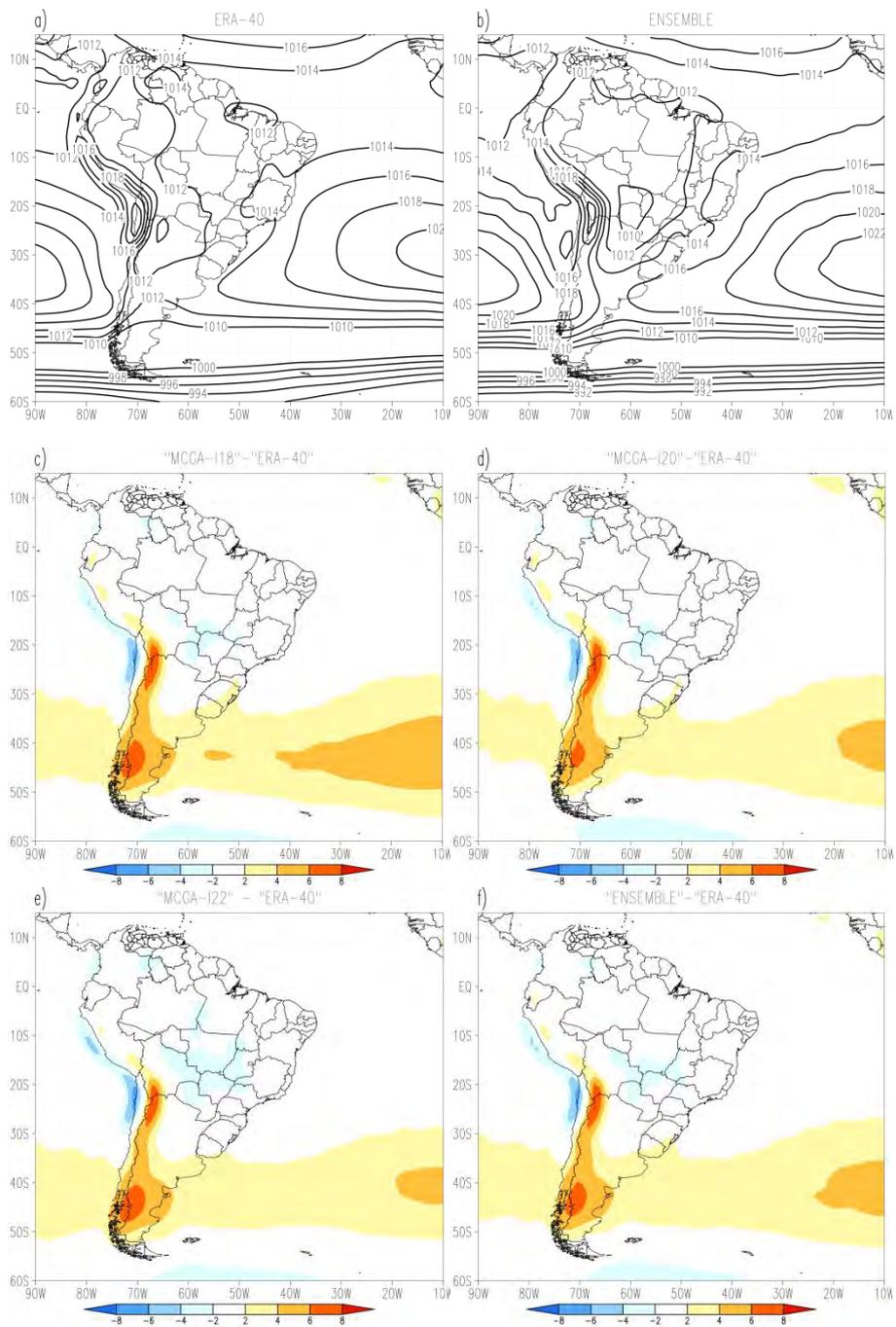


Figura 6.6 – Similar à Figura 6.1, mas para a PNM (hPa).

O escoamento próximo à superfície (Figura 6.7a, b) mostra a circulação anticiclônica sobre o Atlântico associada à ASAS. No MCGA, a ASAS encontra-se deslocada mais para sul, bem como os Alísios de sudeste, cuja convergência dos ventos ocorre em todo o norte do NEB. A configuração do vento próximo à superfície influencia na posição da ZCIT, cujo deslocamento é para sul no MCGA (CAVALCANTI et al., 2002). No ERA-40, a convergência dos Alísios de sudeste e nordeste ocorre próximo ao Equador.

No campo do fluxo de umidade integrado verticalmente (Figura 6.8a, b) observa-se fluxo intenso na região tropical no ERA-40 que deflete no sentido noroeste-sudeste para sul/sudeste quando chega à Cordilheira dos Andes. Dessa forma o transporte de umidade ocorre da região Amazônica para o Sul/Sudeste do Brasil. No MCGA, este transporte é mais fraco devido aos ventos Alísios também serem mais fracos. A diferença entre o MCGA e o ERA-40 mostra uma componente de sul no interior do continente, indicando fraco transporte de umidade proveniente da Amazônia no MCGA. Esta menor disponibilidade de umidade implica em menor convecção, afetando assim a precipitação na região sul. No campo de precipitação foi visto viés negativo no RS e norte da Argentina (Figura 6.4). O fluxo de umidade é maior na região NEB do que na região sudeste, onde há superestimativa da precipitação.

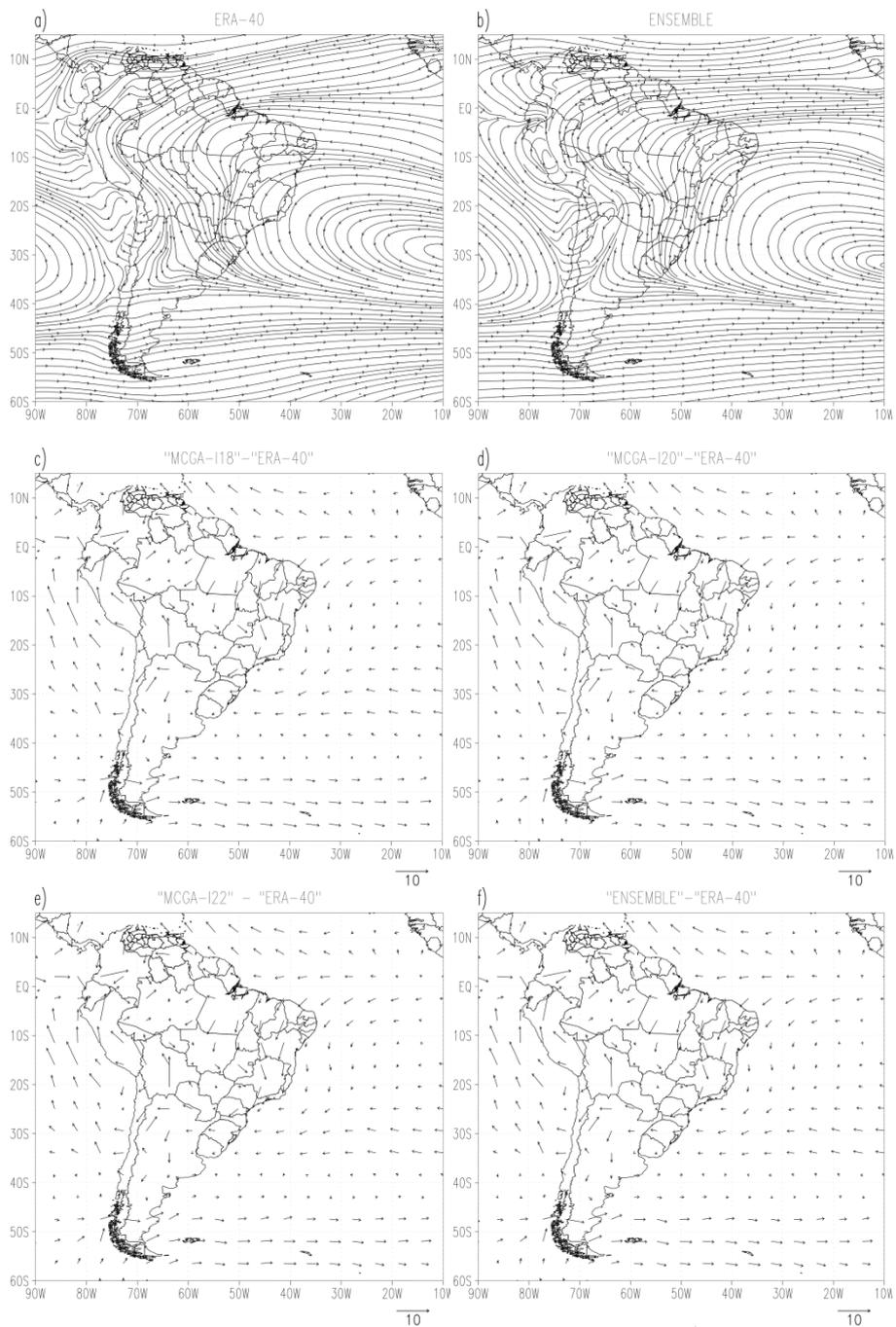


Figura 6.7 – Similar à Figura 6.1, mas para o vento (m s^{-1}) em 850 hPa.

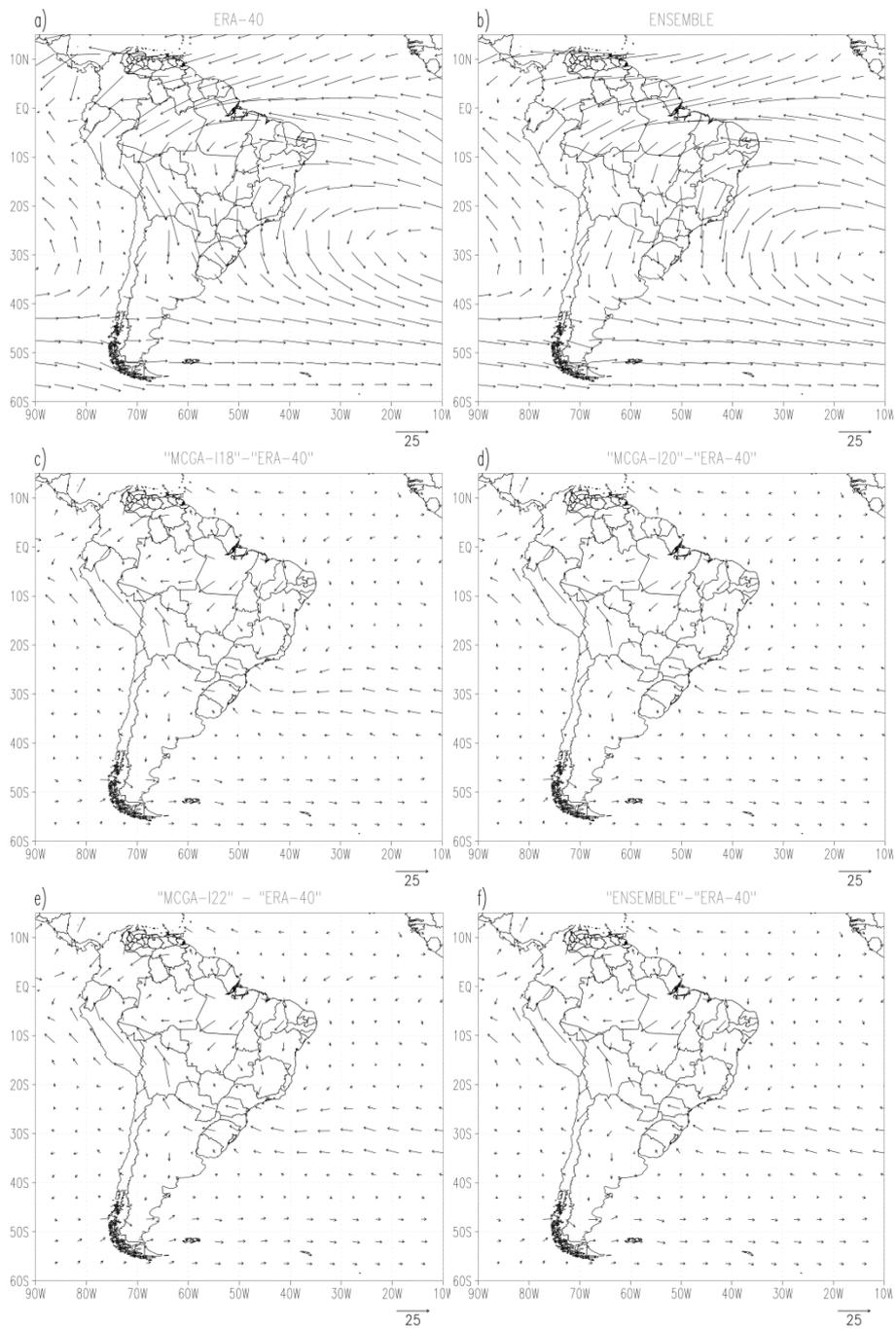


Figura 6.8 – Similar à Figura 6.1, mas para o fluxo de umidade integrado verticalmente ($10^5 \text{ Kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$).

A Figura 6.9 apresenta o campo de geopotencial em 200 hPa cuja média zonal foi removida no intuito de mostrar as características climatológicas das ondas estacionárias. O ERA-40 e o MCGA reproduzem o número de onda também observado na reanálise do NCEP para o período de verão (CAVALCANTI et al., 2002). Identifica-se onda com $k=1$ em altas latitudes e onda $k=2$ em latitudes médias. No MCGA, há um deslocamento para leste do cavado sobre o Pacífico sul e da crista sobre a Austrália. Os centros anômalos em latitudes médias e altas são mais fracos no MCGA do que no ERA-40, indicando a fraca amplitude das ondas estacionárias representadas no modelo. Cavalcanti et al. (2002) encontraram resultado similar em relação à reanálise do NCEP. Esta característica pode ser vista na Figura 6.10, a qual mostra a amplitude das ondas quase-estacionárias em 50°S . As amplitudes das ondas $k=1, 2, 3$ e 4 são menores no MCGA, concordando com as comparações dos campos de geopotencial entre modelo e observação.

A série temporal da média do vento zonal em altos níveis na região Equatorial (U_m) pode ser vista na Figura 6.11. O U_m no MCGA é mais fraco em praticamente todos os anos analisados (Figura 6.11a). Entretanto, a variabilidade interanual é bem representada. Viés positivo (Figura 5.11b) é visto apenas em alguns anos: no MCGA-I18 em 85/86, 90/91, 91/92, 95/96. O MCGA-I20 apresenta viés positivo de U_m em 82/83, 93/94, 95/96, 96/97 e no MCGA-I22 a diferença é positiva em 83/84, 93/94 e 94/95. A média zonal do vento zonal ($[U_m]_{\lambda}$, Figura 6.12) em várias latitudes mostra jato mais intenso nas três simulações do Modelo e no ensemble enquanto que na região equatorial este parâmetro é negativo. Desta forma nas simulações com o MCGA, o $[U_m]_{\lambda}$ nos trópicos indica um fraco “dutos de oeste” na região tropical, como visto no campo médio do vento zonal.

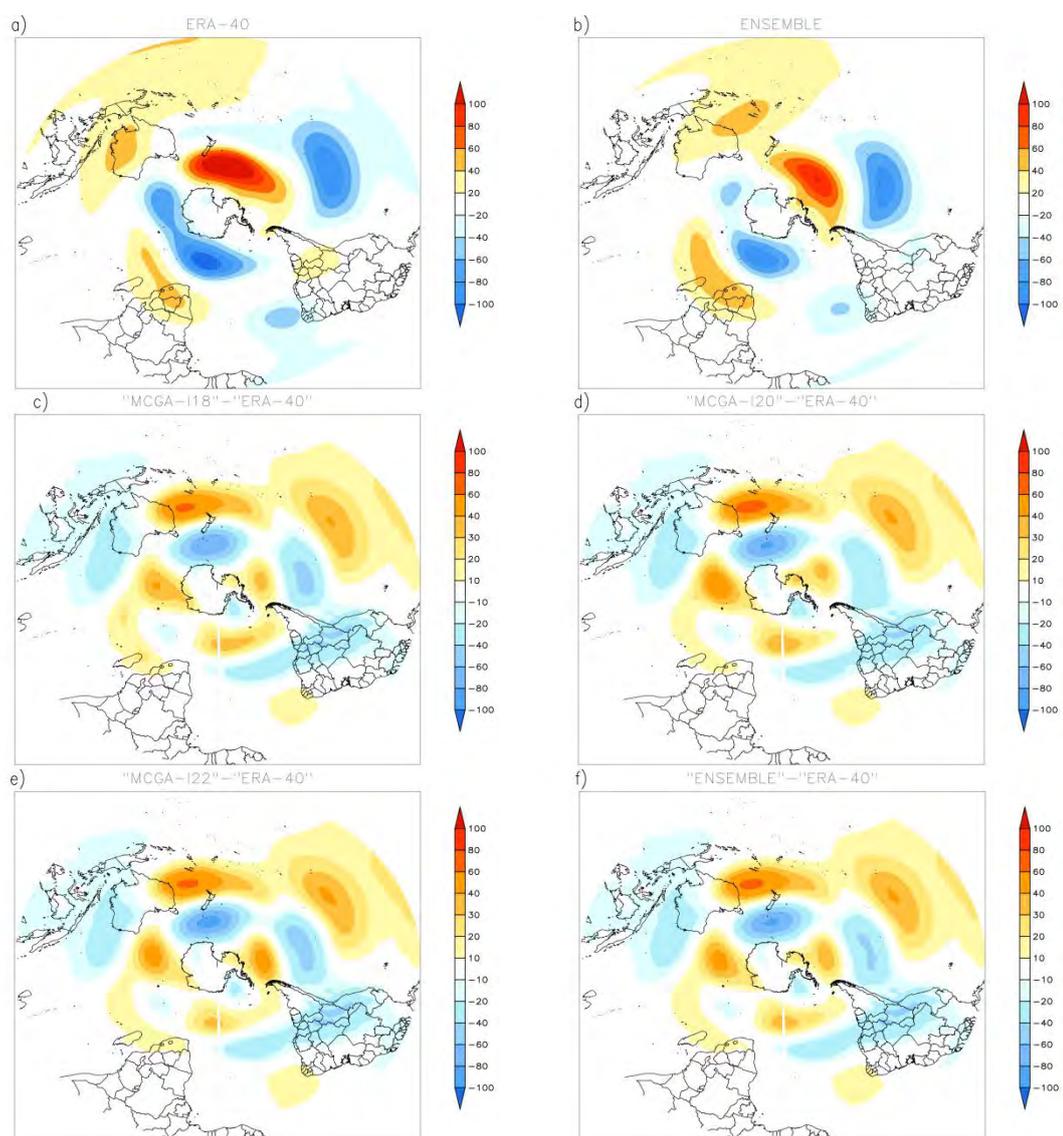


Figura 6.9 – Similar à Figura 6.1, mas para a anomalia da média zonal da altura geopotencial ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) em 200 hPa.

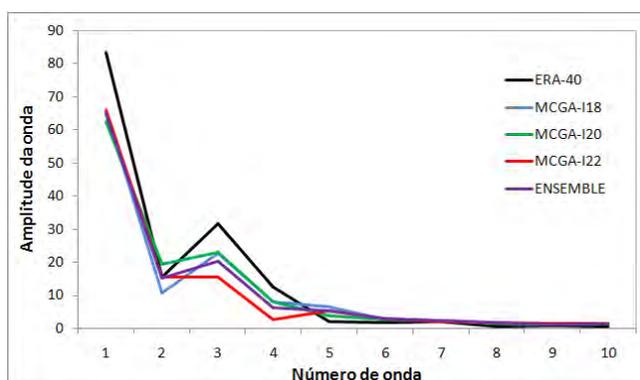
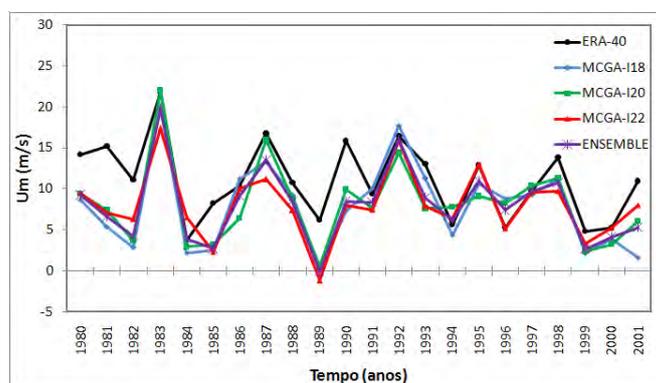
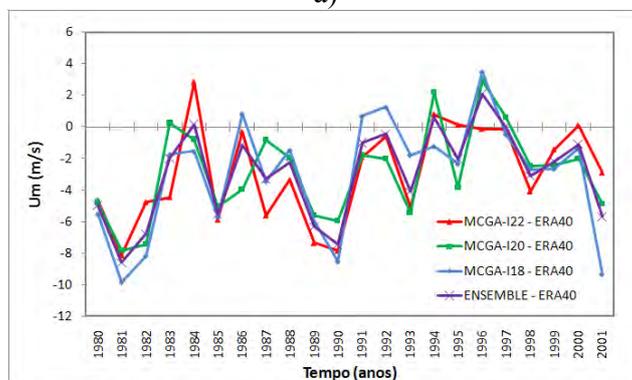


Figura 6.10 – Amplitude da onda quase-estacionária em 50°S.



a)



b)

Figura 6.11 – a) Série temporal de U_m (m s^{-1}), b) Diferença entre o U_m do MCGA e reanálise ERA-40.

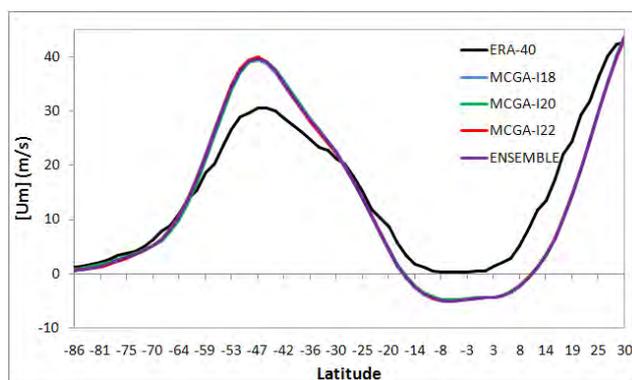


Figura 6.12 – Média zonal do vento zonal $[U_m]_\lambda$ (m s^{-1}) entre 90°W e 0° .

6.3 FOE

Os padrões de AVP na superfície isentrópica de 350 K simulados pelo MCGA do CPTEC/COLA são determinados nesta etapa. Para tanto, utiliza-se a mesma metodologia empregada na análise observacional com os dados de reanálise do ERA-40. A técnica estatística da FOE é aplicada no campo de VP em 350 K, nos dias em que ocorre incursão de AVP ($-1,5$ UVP) para região tropical (10°S). Esta análise é determinada para as simulações com o MCGA do CPTEC/COLA considerando as três inicializações discutidas anteriormente (MCGA-I18, MCGA-I20 e MCGA-I22).

Nas simulações utilizando o MCGA-CPTEC são selecionados 125 dias (Tabela 6.1) nos quais há incursão de AVP em direção à região equatorial para a inicialização MCGA-I18, seguidos de 110 e 97 dias para o MCGA-I20 e MCGA-I22, respectivamente. As simulações com MCGA-CPTEC apresentam um número menor de dias com AVP na região tropical em relação ao ERA-40. Na análise observacional foram encontrados 287 dias com AVP em 10°S (Tabela 6.1). O menor número intrusões de AVP no MCGA pode estar associado ao vento zonal na região equatorial ser mais fraco no modelo do que nas observações. A média do vento zonal na região equatorial (U_m) é de $\sim 8 \text{ m s}^{-1}$ nas simulações com o MCGA e 11 m s^{-1} nos resultados com o ERA-40 (Tabela 6.1). Tomas e Webster (1994) mostraram que ventos de oeste na região equatorial são de suma importância para a propagação de ondas entre trópicos-extratrópicos, a qual ocorre quando os “dutos de oeste” se formam. Outro fator de relevância é a intensidade da CJ,

o qual é mais intenso nas simulações com o MCGA-CPTEC, como visto na climatologia. Barbosa et al. (2011) mostraram que o JST pode atuar como uma barreira para a propagação de ondas quase-estacionárias e conseqüentemente na incursão de AVP para o OAS tropical. Estas características foram associadas às ocorrências de intrusões nas análises observacionais.

Tabela 6.1 – Número de dias (Ne) com $-1,5$ UVP atingindo 10°S e média do vento zonal (U_m) em 200 hPa.

	MCGA-I18	MCGA-I20	MCGA-I22	ERA-40
Ne	125	110	97	287
Um	7,9	8,1	8,0	11

A variância explicada de cada inicialização do MCGA e do ERA-40 pode ser vista na Figura 6.13. As CP1, CP2 e CP3 explicam 24,6%, 18,2% e 12,7% da variância para a simulação com o MCGA-I18 (Figura 6.13a). Na simulação com o MCGA-I20 (Figura 6.13b), as CP1, CP2 e CP3 explicam 22,9%, 17,4% e 15,7% da variância, respectivamente, enquanto que no MCGA-I22 (Figura 6.13c), a variância explicada é de 24,8% para a CP1, 20,3% para a CP2 e de 9,7% para a CP3. As variâncias explicadas das CP1, CP2 e CP3 são maiores no MCGA quando comparadas com os resultados obtidos na análise observacional com o ERA-40 (Figura 6.13d).

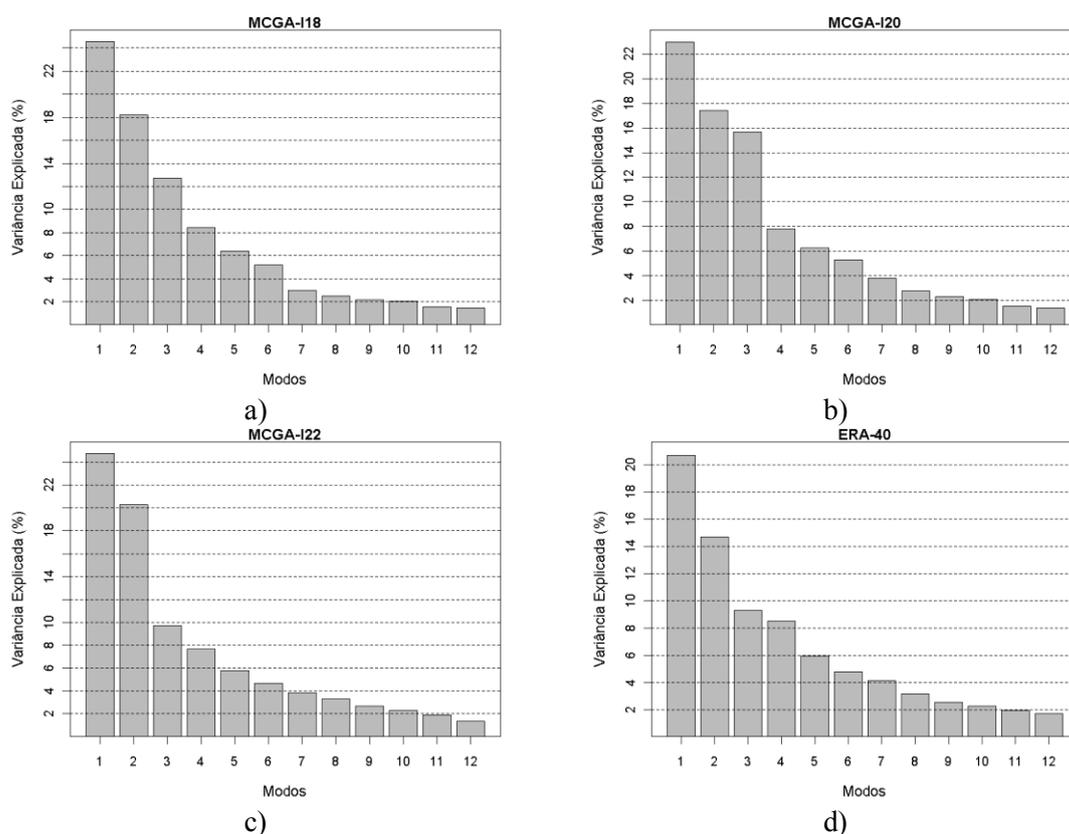


Figura 6.13 – Variância explicada de cada modo. a) MCGA-I18, b) MCGA-I20, c) MCGA-I22, d) ERA-40.

O erro amostral dos autovalores (Figura 6.14a) indica que não é necessário rotacionar os autovetores do MCGA-I18, pois os três primeiros modos encontram-se bem separados dos modos vizinhos (North et al., 1982). Resultado similar foi encontrado na análise com o ERA-40 (Figura 6.14d). No MCGA-I20 (Figura 6.14b), a barra do erro amostral das CP2 e a CP3 se interceptam, enquanto que o mesmo ocorre no MCGA-I22 (Figura 6.14c), mas para as CP1 e CP2. Desta forma, é necessário rotacionar as CP2 e CP3 do MCGA-I20 e CP1 e CP2 do MCGA-I22, para que as mesmas se tornem independentes. Neste estudo considera-se apenas a simulação com o MCGA-I18 para a análise das características atmosféricas associadas aos padrões de AVP obtidas a partir da FOE. A escolha desta inicialização (MCGA-I18) ocorre devido à simulação dos três primeiros modos serem independentes e os padrões espaciais (*loadings*) são similares aos observados na reanálise do ERA-40. A título de comparação, os resultados dos campos espaciais (*loadings*), séries temporais (*scores*) e seleção dos eventos a partir do $1 \times \sigma$ dos

scores também são apresentados para as simulações com o MCGA-I20 e MCGA-I22, mas sem considerar a rotação varimax dos autovetores.

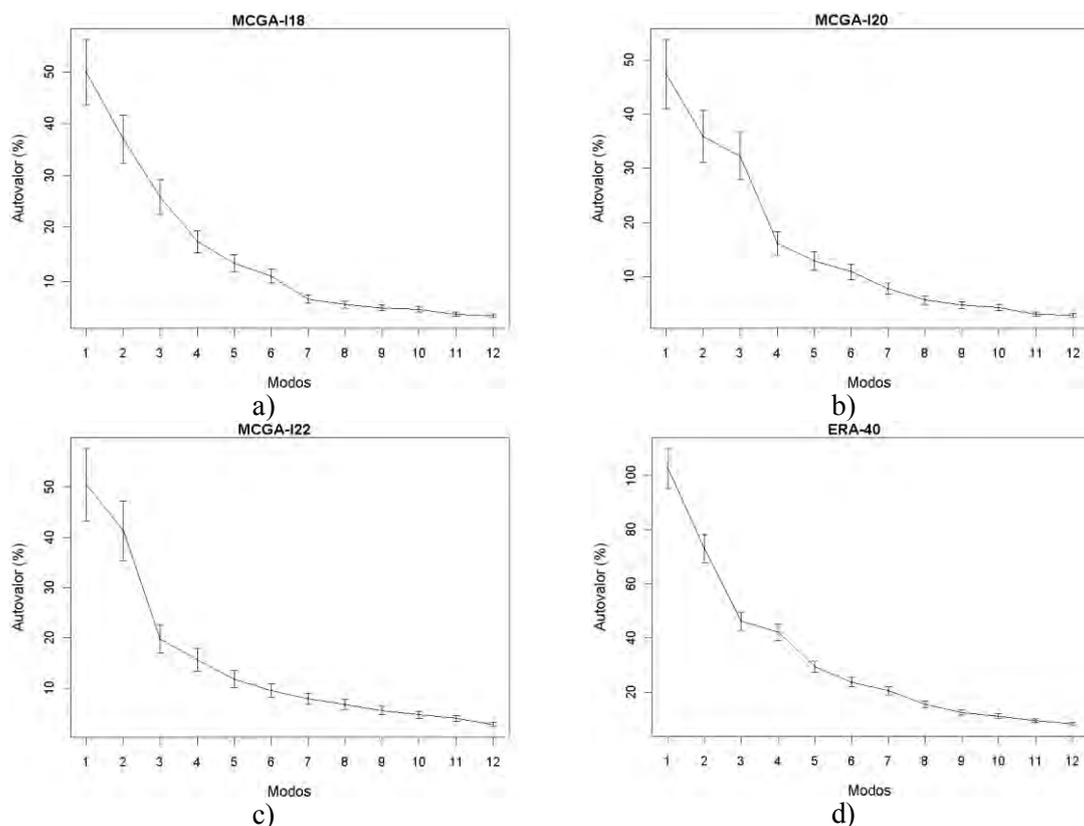


Figura 6.14 – Erro amostral dos autovalores. a) MCGA-I18, b) MCGA-I20, c) MCGA-I22, d) ERA-40.

6.3.1 Componente 1

A CP1 (Figura 6.15) apresenta uma incursão de vorticidade em direção ao Nordeste no MCGA-I18 cujo sinal depende dos coeficientes na série temporal. As simulações desta intrusão com o MCGA-CPTEC apresentam maior incursão em direção ao continente, atingindo grande parte do leste do NEB, enquanto que na análise observacional a incursão de AVP é restrita ao sul do NEB. A série temporal dos *scores* (Figura 6.16) apresenta grande variabilidade diária das amplitudes, com as amplitudes positivas e negativas caracterizando uma variação da intrusão de AVP. Nos resultados observados, foi visto padrão similar (Figura 6.15d). Amplitudes positivas representativas do padrão espacial corresponde à presença de VP ciclônica no MCGA-I18 e ERA-40 e anticiclônica no MCGA-I20 e MCGA-I22. As amplitudes negativas representam padrão

especial oposto ao das amplitudes positivas, ou seja, VP ciclônica sobre o leste do NEB nas simulações com o MCGA-I20 e MCGA-I22.

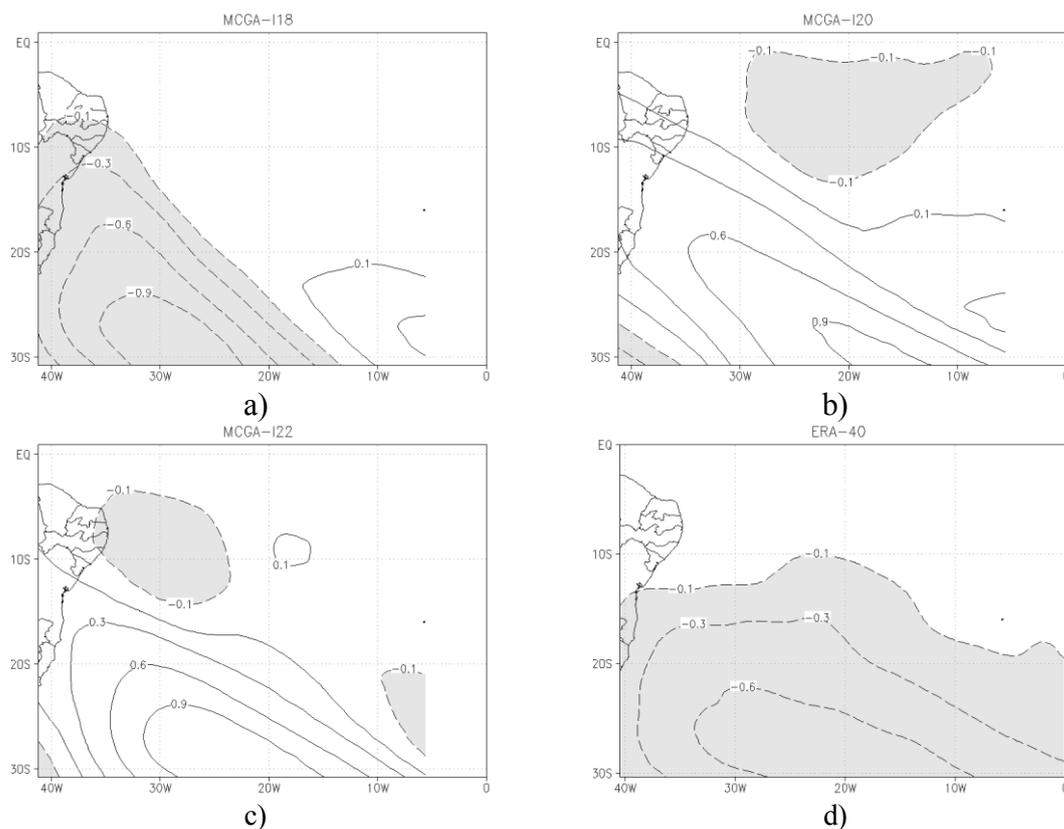


Figura 6.15 – Padrão Espacial (*loading*) para a CP1. a) MCGA-I18, b) MCGA-I20, c) MCGA-I22, d) ERA-40

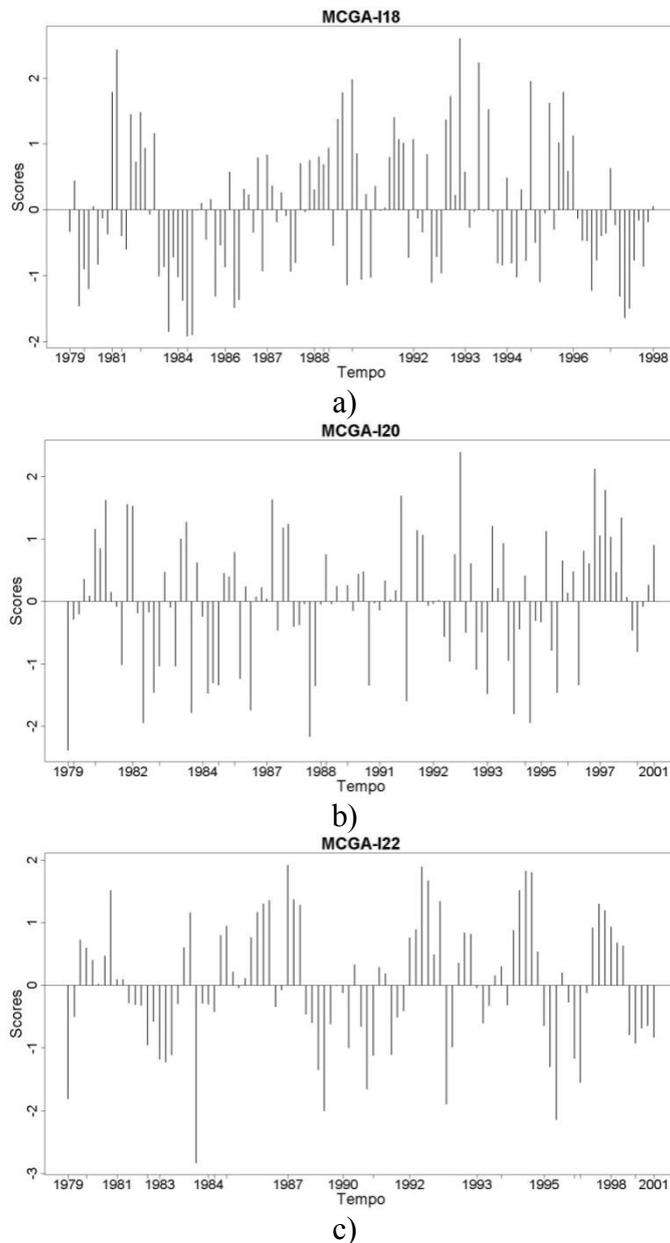


Figura 6.16 – Série temporal dos *scores* para a CP1. a) MCGA-I18, b) MCGA-I20, c) MCGA-I22

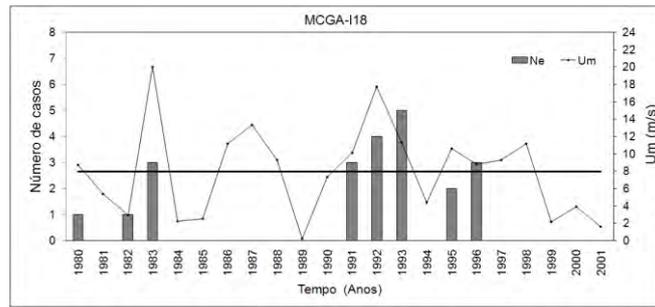
De acordo com o critério de $1 \times \sigma$ dos *scores*, são selecionados 22 casos de eventos de AVP para o MCGA-I18 (Tabela 6.2). No MCGA-I20 e MCGA-I22, considera-se os valores negativos dos *scores* devido à necessidade de representar o padrão ciclônico associado ao campo espacial dos *loadings*. Desta forma, 22 e 15 eventos de AVP são selecionados para os MCGA-I20 e MCGA-I22, respectivamente. O número de eventos de AVP com incursão para os trópicos encontrados na análise observacional é o dobro

dos eventos simulados pelo MCGA (Tabela 6.2). Como visto anteriormente, este fato pode estar associado ao forte “duto de oeste” observado no OAS nos dados do ERA-40, o que não ocorre nos resultados do modelo.

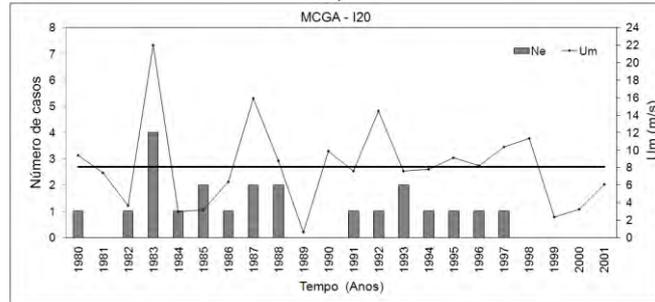
Os eventos de AVP associados à CP1 apresentam alta correlação com o IOS (Tabela 6.2). Similar ao observado no ERA-40 (Tabela 6.2), a maioria dos casos de AVP na região tropical simulados pelo MCGA está associada aos eventos de ENOS (Figura 6.17). A correlação entre o número de eventos e o IOS é de -0,45, -0,59 e -0,49 para as inicializações do MCGA-I18, MCGA-I20 e MCGA-I22 (estatisticamente significativo ao nível de 95%). A variabilidade dos eventos de AVP também apresenta forte relação com o U_m a região tropical, cuja correlação com o número de eventos é 0,59; 0,60 e 0,61 para as simulações com o MCGA-I18, MCGA-I20 e MCGA-I22, respectivamente. Estes valores são maiores que os observados na análise com o ERA-40 (Tabela 6.2).

Tabela 6.2 – Correlação entre Número de eventos (Ne), IOS e vento zonal médio na região equatorial (U_m) para a CP1.

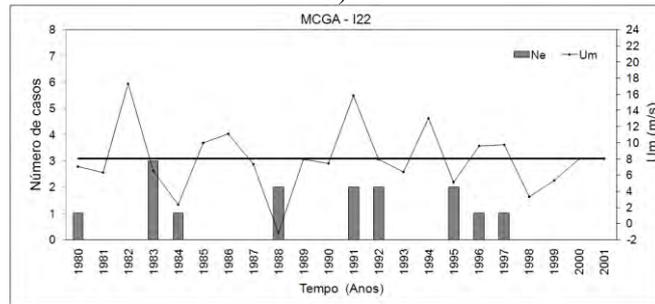
<i>CP1</i>	MCGA-I18	MCGA-I20	MCGA-I22	ERA-40
Ne X IOS	-0,45	-0,59	-0,49	-0,36
Ne X U_m	0,59	0,60	0,61	0,45
IOS X U_m	-0,85	-0,86	-0,78	-0,80
Ne	22	22	15	42



a)



b)



c)

Figura 6.17 – Número de eventos (Ne) por ano (barra) para a CP1, e U_m ($m s^{-1}$, contorno contínuo). O traço contínuo representa a média de U_m a) MCGA-I18, b) MCGA-I20, c) MCGA-I22

O campo composto da VP em 350 K para a simulação com o MCGA-I18 é apresentado na Figura 6.18. Nos dias “d-2” e “d-1” há uma incursão de AVP em direção aos trópicos, com VP de $-1,5$ UVP próximo a $10^\circ S$. Este padrão de AVP apresenta configuração de um cavado sobre o OAS, cuja amplitude aumenta no “d 0”. A advecção de AVP ocorre em direção à região equatorial com orientação praticamente de norte-sul. Da mesma forma como visto na análise observacional (Figura 4.5), este padrão também é similar ao EI observado por Waugh e Polvani (2000). Esta configuração se mantém no dia “d+1” e a “língua” de AVP apresenta menor amplitude nos dias seguintes. No MCGA-I18, o sistema não apresenta deslocamento para leste e atua no leste do NEB em

todo o ciclo de vida, enquanto que na análise observacional a intrusão não atinge o NEB.

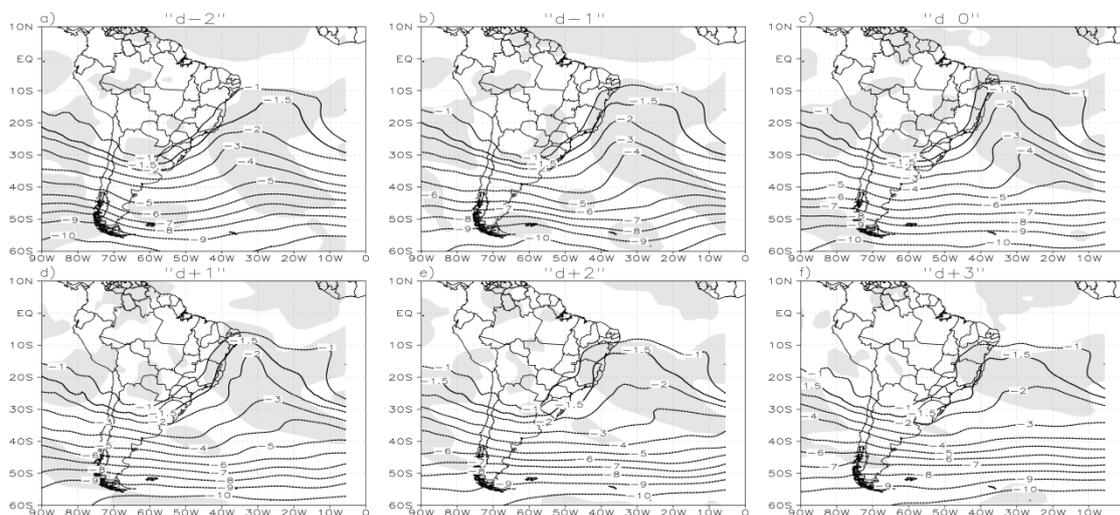


Figura 6.18 – Composto da VP (UVP) na superfície isentrópica de 350 K para a CP1 do MCGA-I18. Áreas sombreadas representam a significância estatística dos compostos ao nível de 95%.

No campo do vento zonal em 200 hPa (Figura 6.19), observa-se a atuação do “duto de oeste” em todo o ciclo de vida do sistema. Entre os dias “d-2” e “d+1” a isotaca de 15 m s^{-1} aproxima-se de 10°S . Nos dias “d+2” e “d+3” este duto torna-se mais fraco, com ventos de 10 m s^{-1} atingindo a região tropical. O “duto de oeste” do MCGA-I18 na presença do evento de AVP é mais fraco do que o observado no ERA-40. Isto ocorre devido aos ventos de oeste na região equatorial no MCGA serem climatologicamente mais fracos, como visto na seção anterior. A média zonal do vento zonal ($[U_m]_\lambda$) em 200 hPa (Figura 6.20) apresenta vento de oeste entre 40°S e 60°S associado ao jato mais fraco no período de formação e intensificação da intrusão e torna-se intenso no final do ciclo de vida. Na análise observacional foi visto comportamento similar (Figura 4.8), contudo o jato é mais fraco entre os dias “d+2” e “d+3”. A maior intensidade em latitudes médias de $[U_m]_\lambda$ no modelo ocorre devido à CJ ser climatologicamente mais intensa. O comportamento da $[U_m]_\lambda$ na região equatorial também é similar ao observado (Figura 4.9), cujo valor é maior nos primeiros três dias de intrusão e diminui de intensidade nos dias seguintes.

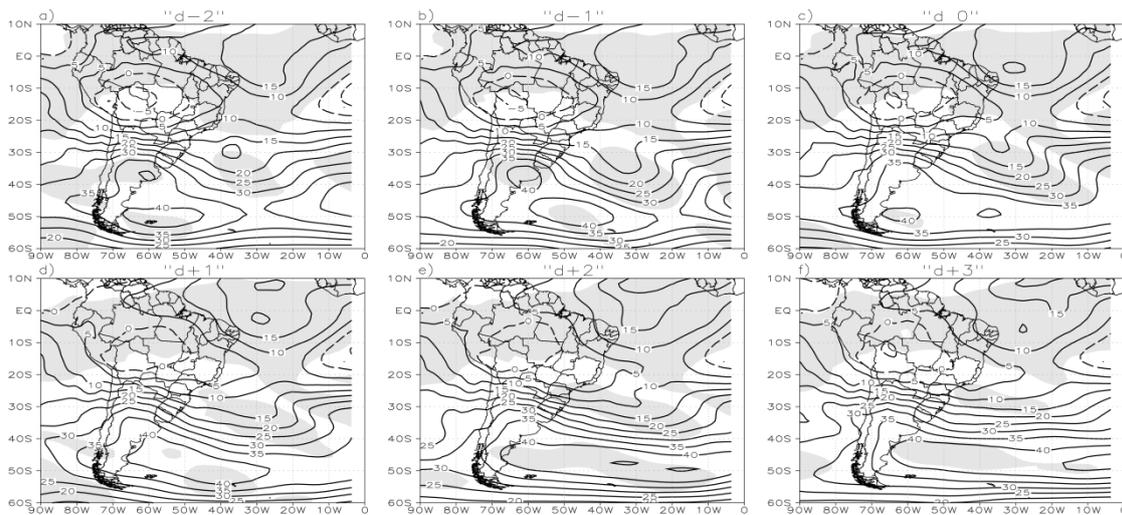


Figura 6.19 – Composto do vento zonal (m s^{-1}) em 200 hPa para a CP1 do MCGA-I18. Os contornos contínuos (tracejados) representam os valores positivos (negativos). Áreas sombreadas representam a significância estatística dos compostos ao nível de 95%.

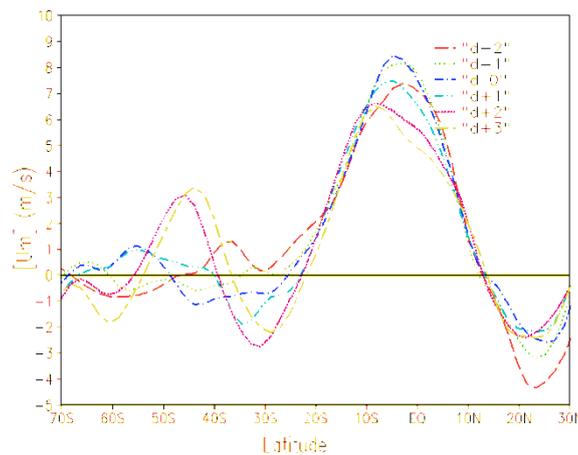


Figura 6.20 – Anomalia da média zonal do vento zonal ($[U_m]_z$; m s^{-1}) entre 90°W e 0°E para a CP1 do MCGA-I18.

O perfil vertical da VP ao longo de 10°S (Figura 6.21) na simulação com o MCGA-I18 apresenta anomalia negativa de VP entre a baixa estratosfera e a alta troposfera em todo o ciclo de vida da intrusão. Nos dias “d 0” e “d+1” existe uma pronunciada inclinação para leste com a altura entre a alta e média troposfera, indicando a propagação da vorticidade potencial da estratosfera para a troposfera de oeste para leste, como discutido nas observações (Figura 4.6). Nestes dias, AVP é advectada para o leste do NEB. Na análise com o ERA-40, esta incursão de AVP ocorreu sobre o OAS, em

~25°W e a anomalia negativa de VP foi vista na baixa estratosfera e na troposfera na região da intrusão. Ao longo de 30°W (Figura 6.22), a anomalia negativa de VP apresenta configuração similar ao observado (Figura 4.7), ou seja, uma inclinação em direção aos pólos com a altura em latitudes médias e à medida que avança em direção ao equador, torna-se mais vertical e confinada na alta troposfera.

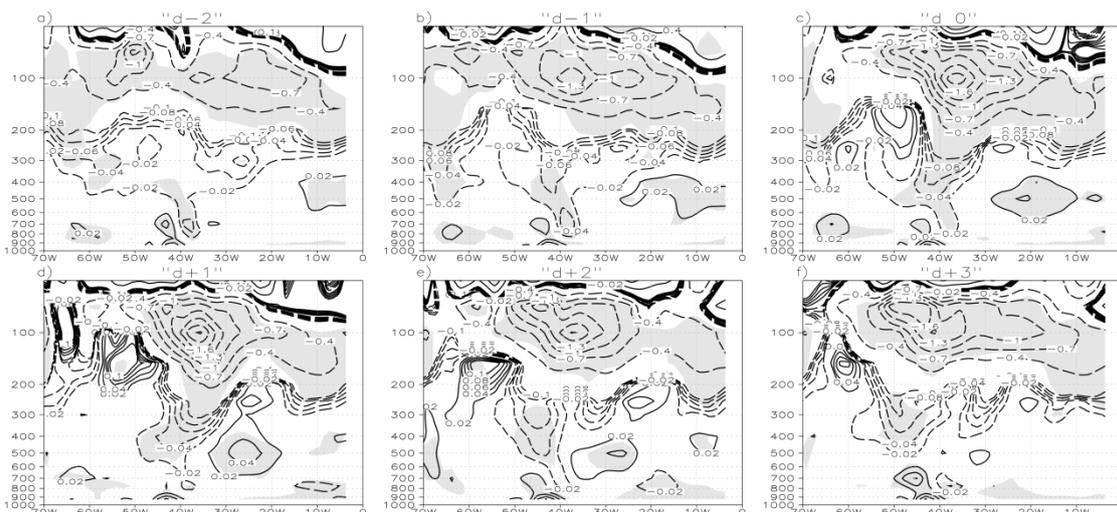


Figura 6.21 – Seção vertical da anomalia de VP (UVP) em níveis de pressão ao longo de 10°S para a CP1 do MCGA-I18. As áreas sombreadas representam significância estatística das anomalias ao nível de 95%.

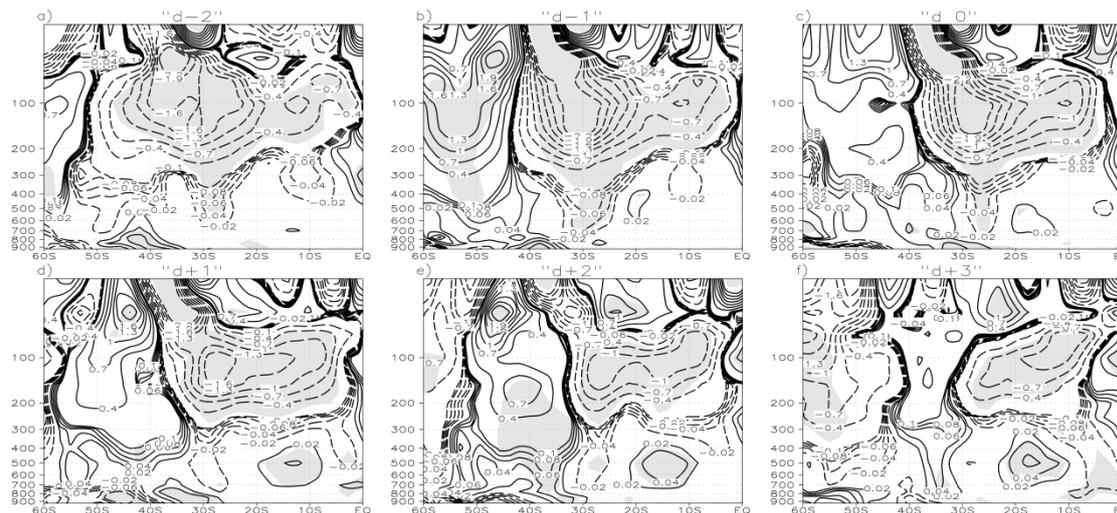


Figura 6.22 – Seção vertical da anomalia de VP (UVP) em níveis de pressão ao longo de 30°W para a CP1 do MCGA-I18. As áreas sombreadas representam significância estatística das anomalias ao nível de 95%.

No campo da anomalia de ROL (Figura 6.23), observa-se anomalia negativa, associada à convecção entre parte das regiões Sudeste e Sul do Brasil a partir do “d-1”. O IP acima da unidade (Figura 6.24) pode ser visto nestas mesmas áreas. No NEB a anomalia de ROL é positiva, indicando que não há convecção nesta área, diferente do observado no ERA-40 (Figura 4.10), no qual ocorre atividade convectiva e precipitação no leste e sul do NEB. A proximidade do evento de AVP no leste do NEB pode desfavorecer a atividade convectiva nesta região devido à presença de anomalia ciclônica em altos níveis associada à intrusão. Na análise observacional foi visto que a influência da intrusão na precipitação ocorre no sul do NEB, com a convecção intensificando nos dias em que a intrusão se afasta do continente.

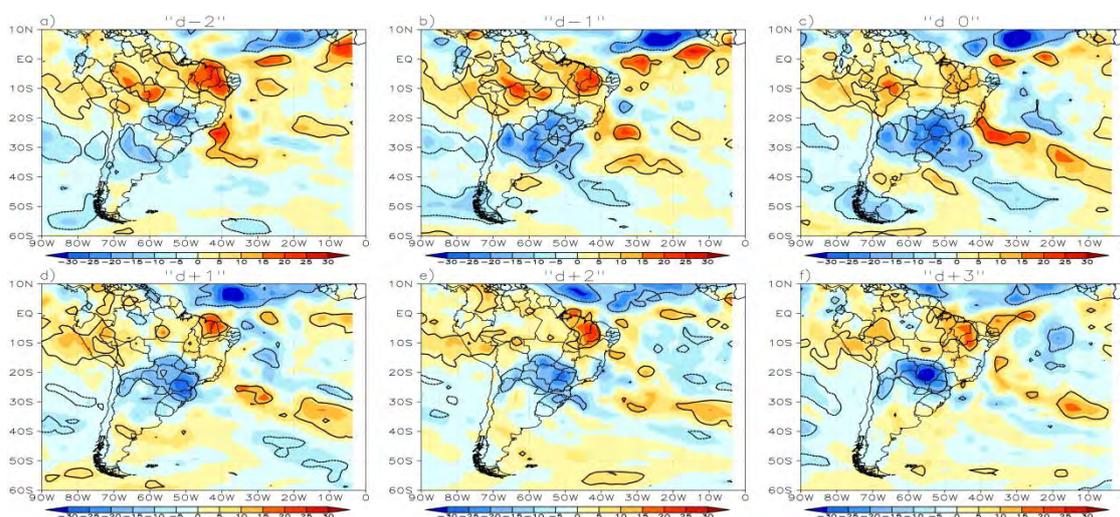


Figura 6.23 – Anomalia de ROL ($W m^{-2}$) para a CPI do MCGA-I18. Os sombreados vermelhos (azuis) representam os valores positivos (negativos) de ROL. Os contornos representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.

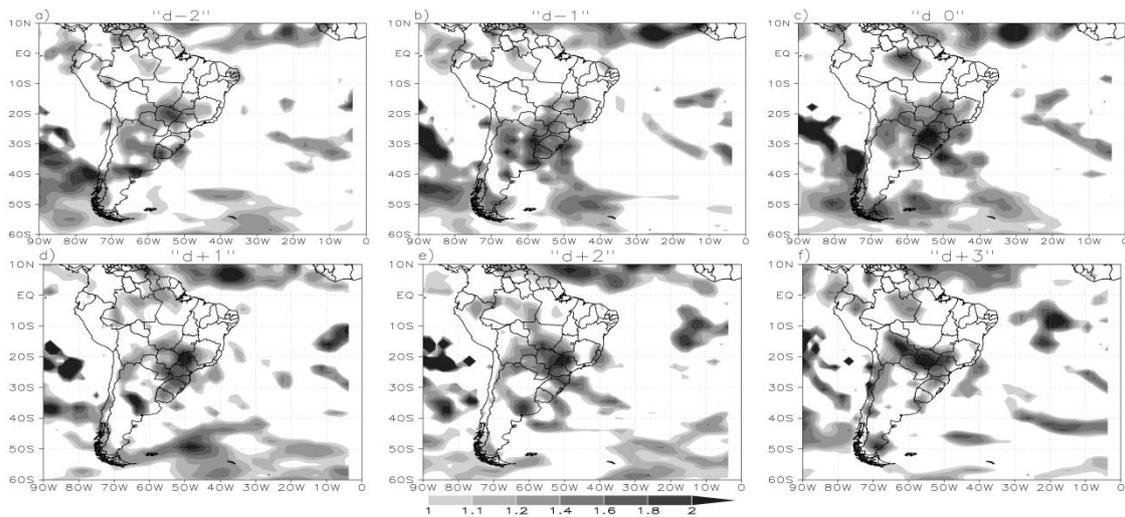


Figura 6.24 – Índice Performático (IP) para a CP1 do MCGA-I18.

No campo de anomalia da PNM (Figura 6.25) observa-se no dia “d-2” anomalia de alta pressão sobre o OAS associada à ASAS mais intensa e anomalia de baixa pressão no sul da AS (Baixa do Chaco). Temperatura acima da média ocorre sobre o sul da AS nestes dias, e mais baixas que a média ao norte e ao sul (Figura 6.26). Essas anomalias são consistentes com o escoamento do vento em baixos níveis (Figura 6.26). No dia seguinte a configuração no campo de vento e de temperatura é típica de sistemas frontais em superfície (Figura 6.26), cujas anomalias de baixa e alta pressão ocorrem no sul da AS e entre o norte da Argentina e sul do RS, com a convergência do vento e de umidade na região do ar quente (Figura 6.27). Estas anomalias encontram-se mais intensas do que as vistas na análise observacional. Nos compostos, a configuração de sistemas frontais desloca-se para leste e o padrão típico de frentes frias atua somente no Sul do Brasil. A partir do dia “d 0”, outra anomalia de baixa pressão desloca-se no extremo sul da AS, com a anomalia de alta pressão cruzando os Andes no dia “d+2”. A propagação destes padrões de sistemas frontais alinha a convecção no sentido NW-SE entre o oceano e Sul e Sudeste do Brasil e o OAS a partir do dia “d+1”. Esta configuração de sistemas frontais apresenta pouca propagação pra nordeste, devido à propagação para leste do cavado baroclínico em altos níveis. O deslocamento destas ondas pode ser visto em altos níveis no campo de anomalia do vento meridional (Figura 6.28). As anomalias nesta componente são mais intensas no modelo e no sul da AS há pouco deslocamento do cavado em altos níveis para leste, o qual atua sobre o OAS sudoeste até o dia “d+2”.

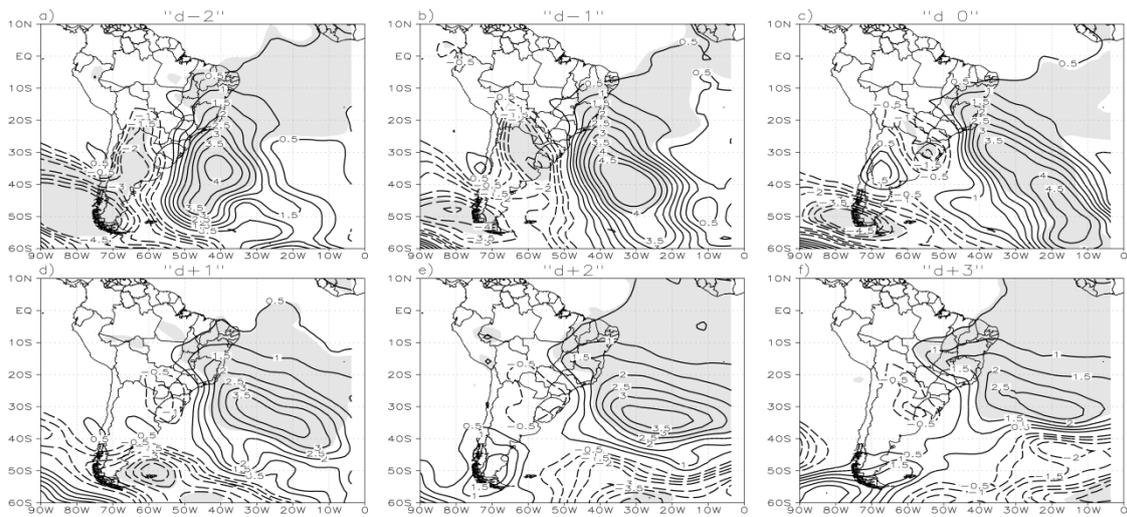


Figura 6.25 – Anomalia de PNM (hPa) para a CP1 do MCGA-I18. Os contornos contínuos (tracejados) representam os valores positivos (negativos). Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.

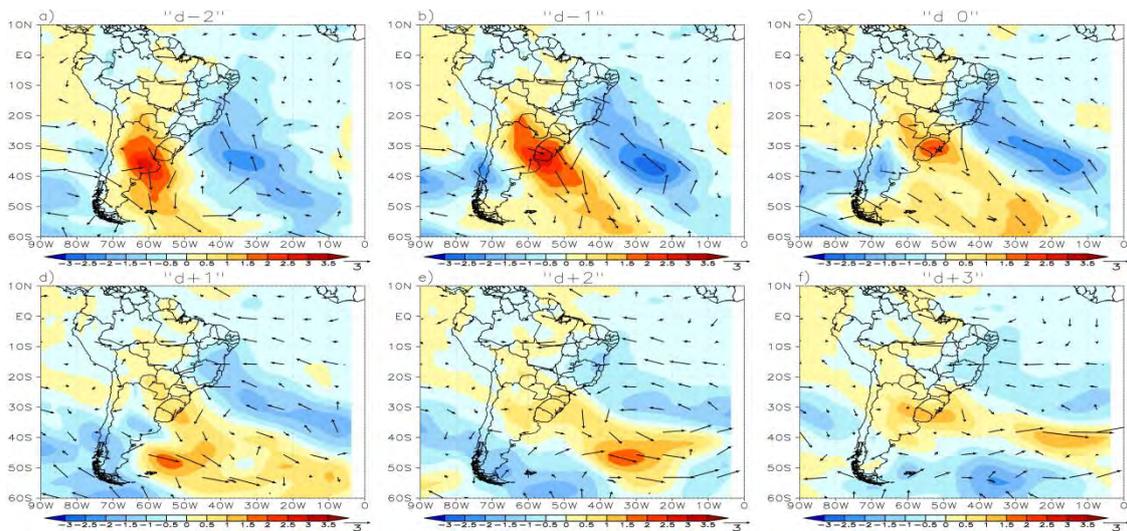


Figura 6.26 – Anomalia do vento (m s^{-1} ; vetor) e anomalia da temperatura ($^{\circ}\text{C}$; sombreado) em 850 hPa para a CP1 do MCGA-I18.

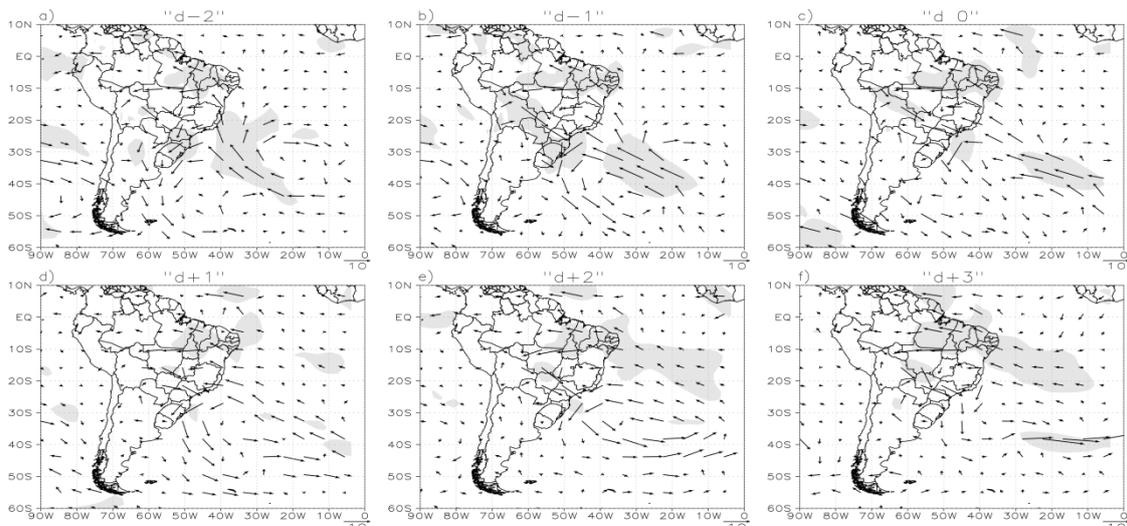


Figura 6.27 – Anomalia do fluxo de umidade integrado verticalmente ($10^{-5} \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) para a CP1 do MCGA-I18. Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.

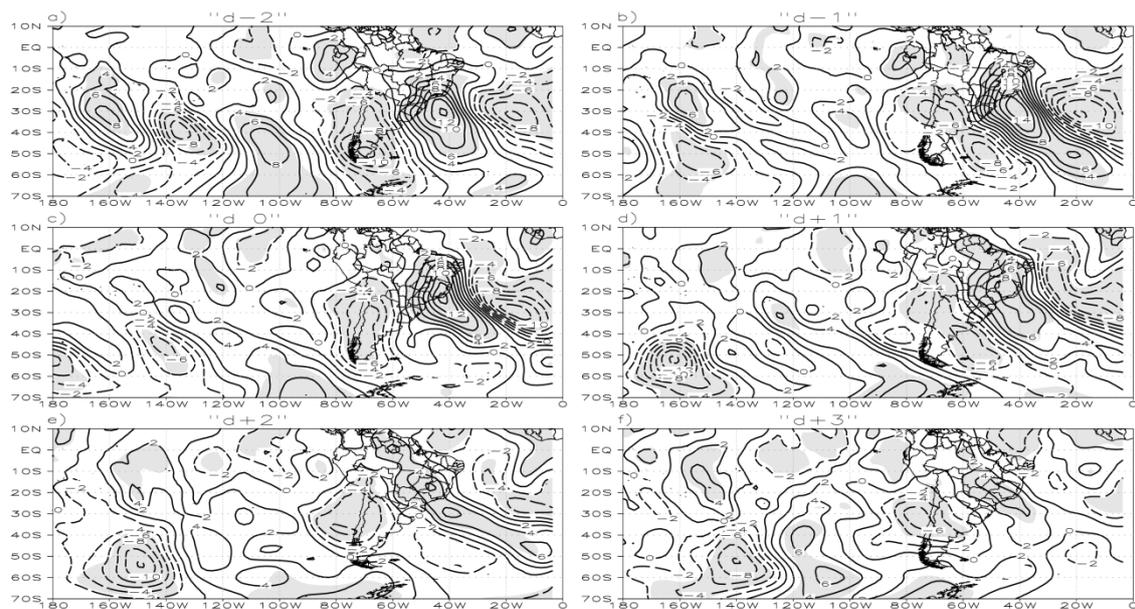


Figura 6.28 – Composto das anomalias do vento meridional (v' , m s^{-1}) em 200 hPa para a CP1 do MCGA-I18. Os contornos contínuos (tracejados) representam os valores positivos (negativos). Áreas sombreadas representam a significância estatística dos compostos ao nível de 95%.

No campo de v' observa-se a atuação de um trem de onda de Rossby no dia “d-2”. (Figura 6.28). As anomalias ciclônica e anticiclônica sobre o OAS podem ser vistas nos campos de anomalia do vento (Figura 6.29) e do geopotencial (Figura 6.30) em altos níveis. Estas anomalias são mais intensas no modelo e estão deslocadas para oeste em

relação ao observado na reanálise ERA-40 (Figuras 4.16 e 4.17). O ciclone anômalo sobre o OAS encontra-se inicialmente nos subtropicais e apresenta um deslocamento para norte ao mesmo tempo em que a crista em latitudes médias amplifica e desloca para leste. Em todo o ciclo de vida da intrusão, a anomalia ciclônica atua sobre o OAS tropical, cuja influência ocorre sobre o NEB com inibição da convecção. Na análise observacional foi visto que a intrusão apresentou-se deslocada para leste (Figura 4.5), assim como a anomalia ciclônica associada a este padrão de AVP (Figuras 4.16 e 4.17). Entre o início e a formação da intrusão observa-se aprofundamento para os níveis médios (Figura 6.31) deste ciclone, cuja anomalia negativa de geopotencial é evidente sobre o OAS. No Atlântico observa-se a atuação em todo o ciclo de vida da intrusão deste ciclone e do anticiclone anômalo com comportamento quase estacionário. Desta maneira há um padrão semelhante a de um bloqueio atmosférico, mas em latitudes baixas. Pode ser visto que as ondas baroclínicas se propagam zonalmente ao sul deste anticiclone (Figura 6.28). Berrisford et al (2007) indicou a amplificação de bloqueios atmosféricos no HS com a propagação de ondas de Rossby. Na análise observacional (Figura 4.17) não foi visto este comportamento na CP1, pois houve propagação para leste do anticiclone em latitudes médias, contudo a anomalia ciclônica permaneceu sobre o oceano devido à presença da intrusão.

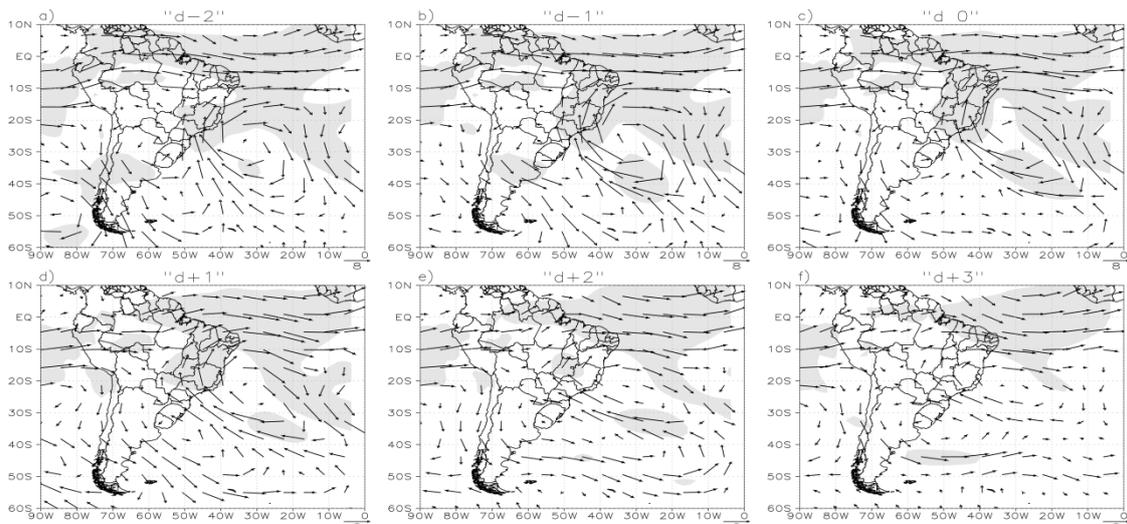


Figura 6.29 – Anomalia do vento (m s^{-1}) em 200 hPa para a CP1 do MCGA-I18. Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.

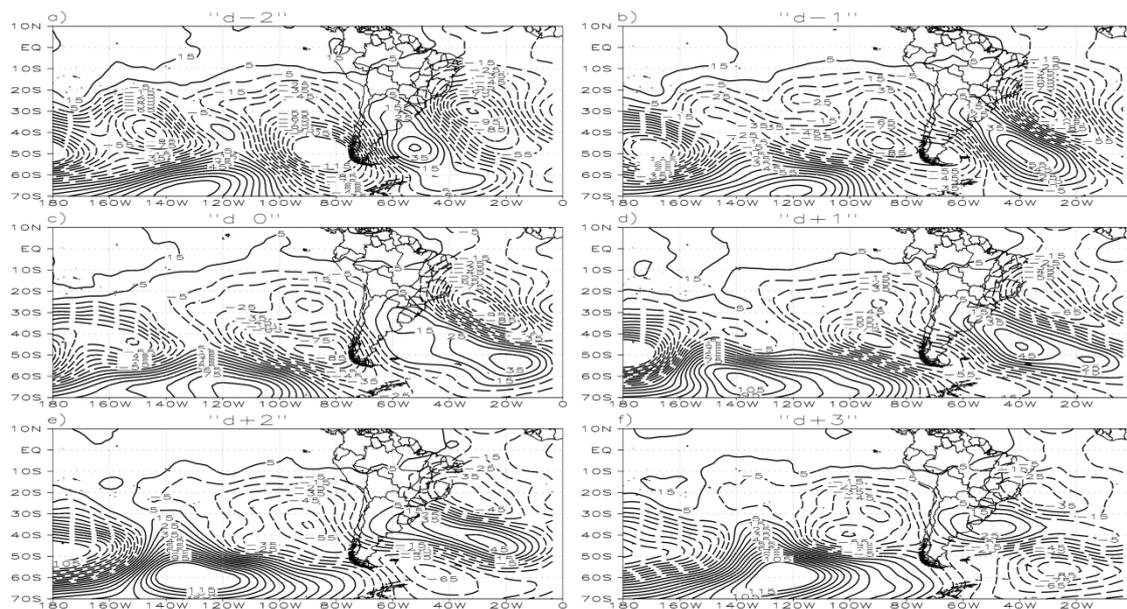


Figura 6.30 – Anomalia de geopotencial ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) em 200 hPa para a CP1 do MCGA-I18. Os contornos contínuos (tracejados) representam os valores positivos (negativos). Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.

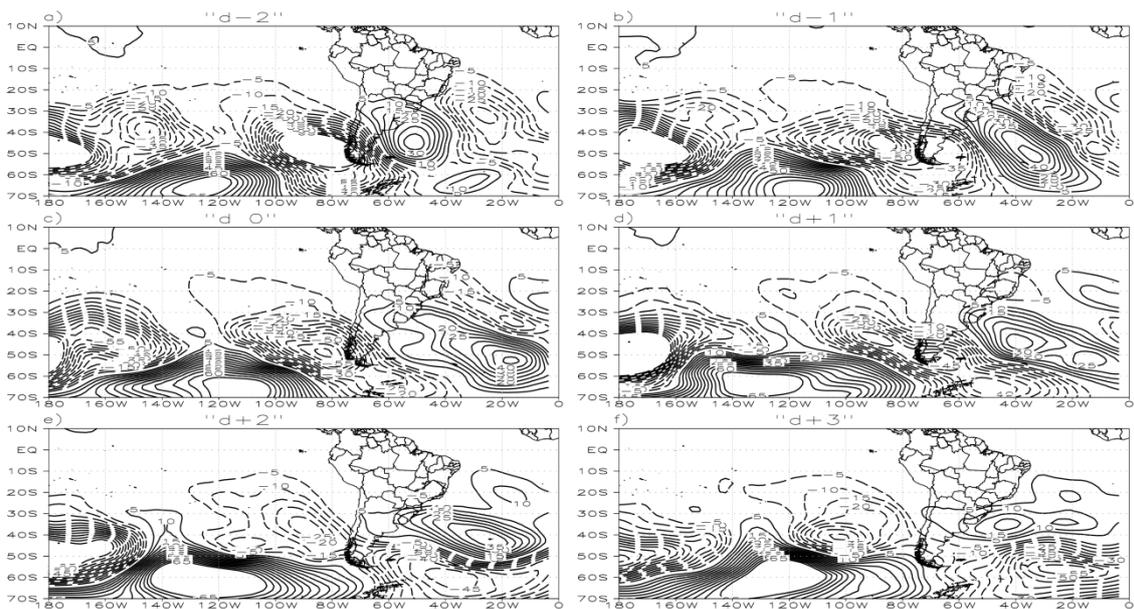


Figura 6.31 – Anomalia de geopotencial ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) em 500 hPa para a CP1 do MCGA-I18. Os contornos contínuos (tracejados) representam os valores positivos (negativos). Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.

6.3.2 Componente 2

O padrão espacial associado a CP2 apresenta sinal positivo de VP sobre o OAS com uma incursão para o leste do NEB, para as amplitudes positivas (Figura 6.32a). Este padrão representa VP anticiclônica, enquanto que a configuração no observado este padrão apresenta sinal contrário e é mais afastado do continente. A simulação com o MCGA-I20 apresenta configuração similar à CP2 do ERA-40 (Figura 6.32d), com VP negativo relativamente afastado do continente, enquanto que no MCGA-I22, este padrão é similar ao observado na CP3 da análise observacional (Figura 4.35). O padrão espacial desta simulação mostra a formação de uma circulação anticiclônica sobre o NEB. Nas simulações com o MCGA-I18, MCGA-I22 e observado no ERA-40, os valores positivos (negativos) das amplitudes indicam vorticidade anticiclônica (cyclônica) sobre o OAS enquanto que no MCGA-I20, as amplitudes positivas correspondem ao padrão ciclônico (Figura 6.32). A análise da intrusão de AVP sobre o OAS tropical considera a VP ciclônica afastada do continente.

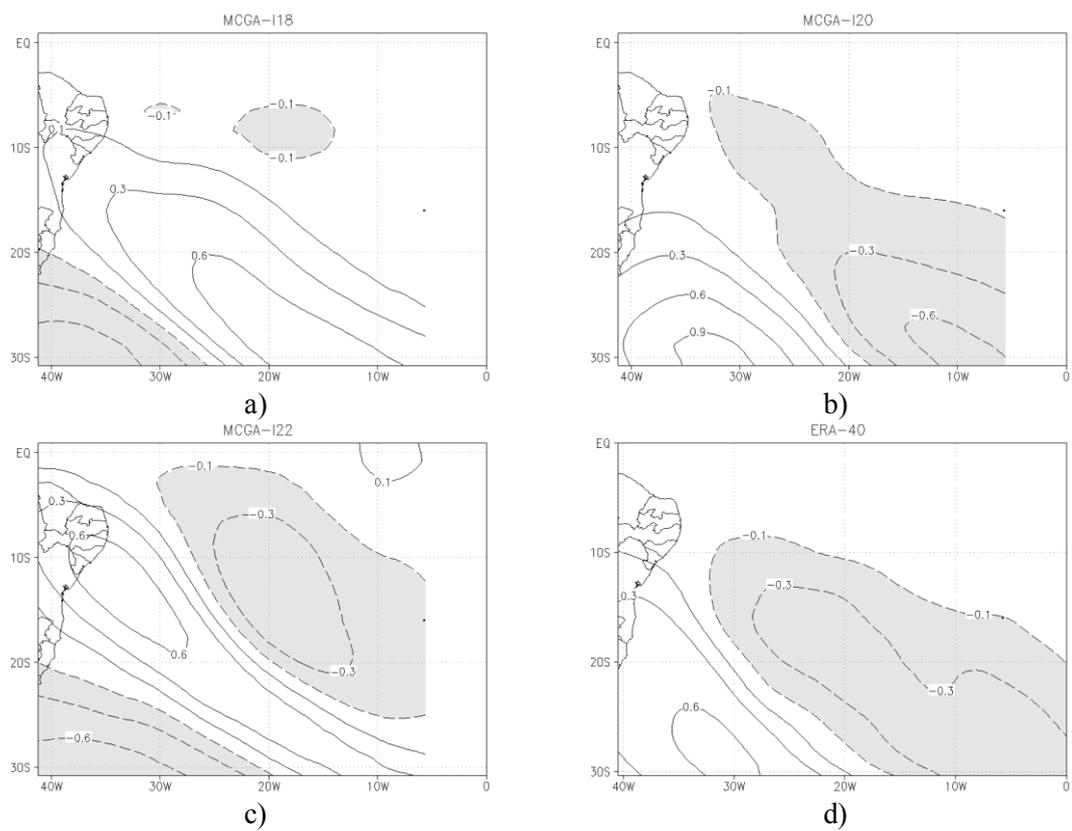


Figura 6.32 – Padrão Espacial (*loading*) para a CP2. a) MCGA-I18, b) MCGA-I20, c) MCGA-I22, d) ERA-40

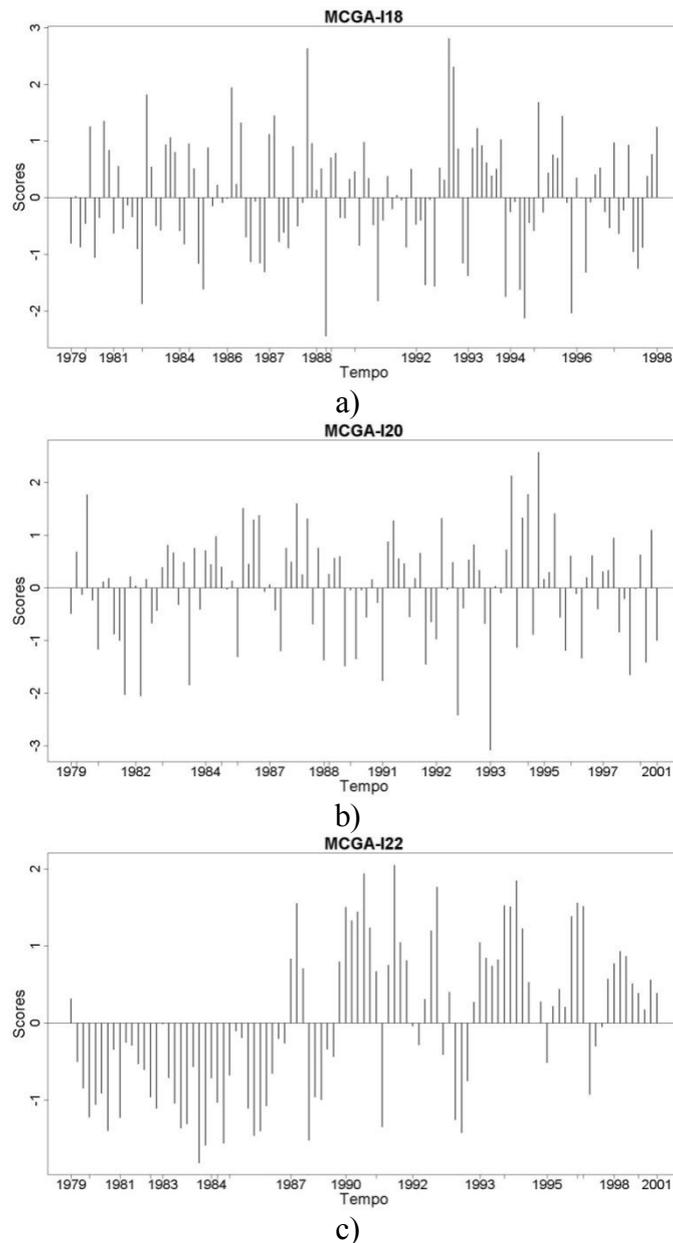


Figura 6.33 – Série temporal dos *scores* para a CP2. a) MCGA-I18, b) MCGA-I20, c) MCGA-I22

Na determinação do número de eventos baseado em $1 \times \sigma$ dos *scores*, seleciona-se as amplitudes positivas do MCGA-I20 e negativas dos MCGA-I18 e MCGA-I22. O número de eventos encontrados na CP2 são 19, 16 e 20 para o MCGA-I18, MCGA-I20, MCGA-I22, respectivamente (Tabela 6.3). O número de eventos encontrado na CP2 da análise observacional (Tabela 6.3) é maior do que os vistos nas simulações com MCGA sendo que a variabilidade interanual dos eventos foi associada com o IOS. Este

resultado também é encontrado nas simulações com o MCGA-I18 e MCGA-I22 (Figura 6.34), cujo coeficiente de correlação entre o número de eventos de AVP e o IOS é de -0,55 e -0,32 para o MCGA-I18 e MCGA-I22 (significativo ao nível de 95%). Este resultado indica que mais eventos ocorrem em anos de EN. Resultado similar foi encontrado na análise observacional (Tabela 6.3). A correlação no MCGA-I20 é baixa e o coeficiente de correlação é -0,01. O padrão espacial desta simulação é similar ao padrão observado na CP3 do ERA-40, no qual também foi visto baixa correlação entre o IOS e o Ne. A relação entre o Ne de AVP e o U_m na região tropical é alta no MCGA-I18 (coeficiente de correlação de 0,68) e menor no MCGA-I20 e MCGA-I22, com correlação de 0,20 e 0,40, respectivamente (Tabela 6.3). Na análise observacional também há forte relação entre o vento na região equatorial e os eventos de AVP (coeficiente de correlação de 0,51). Logo, ventos de oeste na região equatorial favorecem mais intrusão de AVP no OAS tropical.

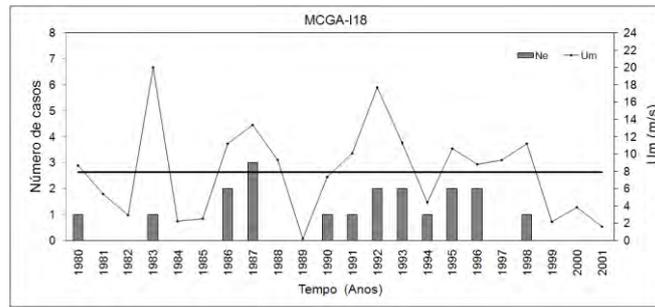
Tabela 6.3 – Correlação entre Número de eventos (Ne), IOS e vento zonal médio na região equatorial (U_m) para a CP2.

CP2	MCGA-I18	MCGA-I20	MCGA-I22	ERA-40
Ne X IOS	-0,55	-0,01	-0,32	-0,48
Ne X U_m	0,68	0,20	0,40	0,51
IOS X U_m	-0,85	-0,86	-0,78	-0,80
Ne	19	16	20	48

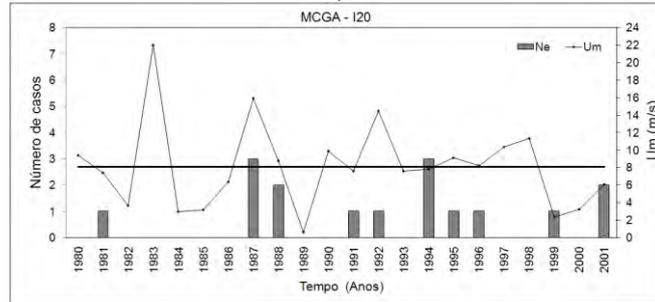
No campo de VP em 350 K (Figura 6.35) do MCGA-I18 observa-se uma ondulação nos contornos de VP “d-2”, cuja amplificação ocorre nos dias “d-1” e “d 0”. Nestes dias há uma reversão dos contornos de VP e inclinação NW-SE a qual caracteriza QOR anticiclônica. Esta característica de quebra com padrão anticiclônico também foi vista na análise observacional (Figura 4.21), contudo esta configuração apresentou-se deslocada para leste em relação ao encontrado no modelo. No MCGA-I18, a intrusão de AVP associada a esta quebra atua próximo ao leste do NEB no dia da intrusão e nos demais dias, há uma desintensificação e lento deslocamento para leste.

No campo de vento zonal em 200 hPa (Figura 6.36), também observa-se a atuação do “duto de oeste” no OAS em todo o ciclo de vida do sistema, cuja intensidade é relativamente mais fraca do que o observado na CP1 e também na análise observacional

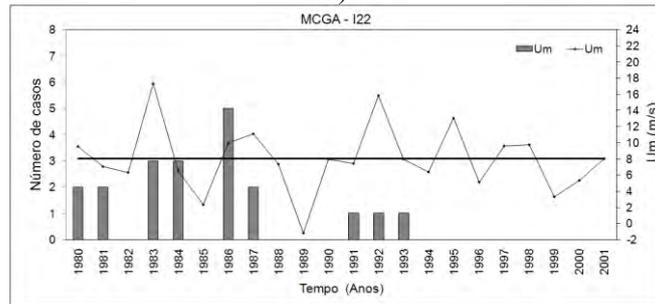
da CP2 (Figura 4.24). A isotaca de 15 m s^{-1} não ultrapassa 10°S e desloca-se para norte à medida que a quebra de AVP desintensifica. Comportamento similar foi visto na análise observacional. A média zonal do vento zonal ($[U_m]_\lambda$ em altos níveis (Figura 6.37) apresenta configuração similar ao observado na CP1, ou seja, ventos de oeste mais fracos em latitudes médias no início do ciclo de vida e intensificação nos demais dias. Este comportamento foi visto nos resultados com o ERA-40 e a anomalia do $[U_m]_\lambda$ entre 40°S e 60°S também foi negativa (Figura 4.25). Na região tropical e equatorial, o vento de oeste é mais intenso na formação e desenvolvimento da quebra e diminui nos dias seguintes, sendo que as amplitudes das anomalias de $[U_m]_\lambda$ nesta região são maiores no modelo. Foi visto que o vento zonal na região equatorial era mais fraco no modelo, contudo, na presença da intrusão estes ventos tornam-se mais intensos do que o observado.



a)



b)



c)

Figura 6.34 – Número de eventos (Ne) por ano (barra) da CP2, e U_m ($m s^{-1}$, contorno contínuo). O traço contínuo representa a média de U_m . a) MCGA-I18, b) MCGA-I20, c) MCGA-I22

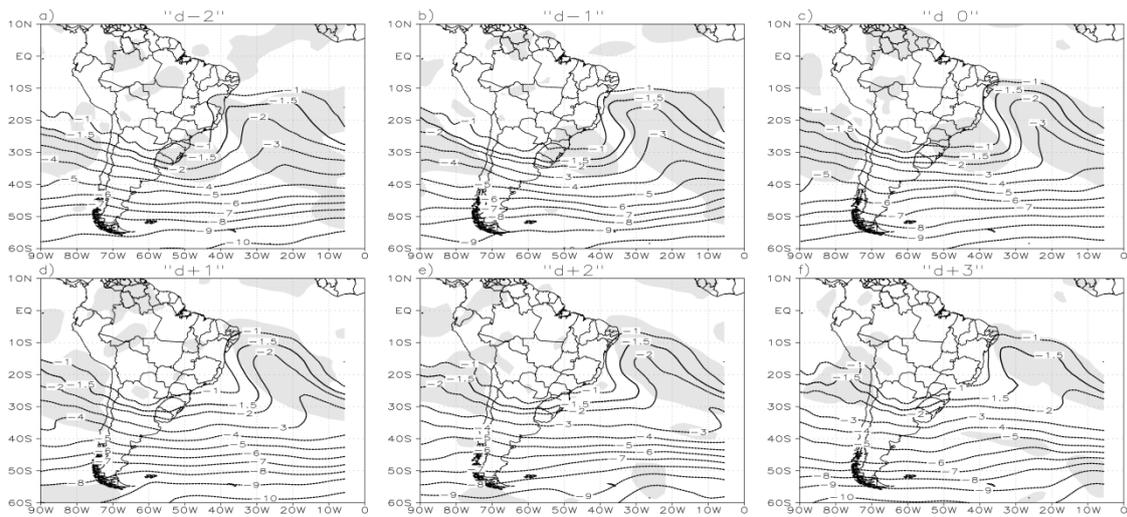


Figura 6.35 – Composto da VP (UVP) na superfície isentrópica de 350 K para a CP2 do MCGA-I18. Áreas sombreadas representam a significância estatística dos compostos ao nível de 95%.

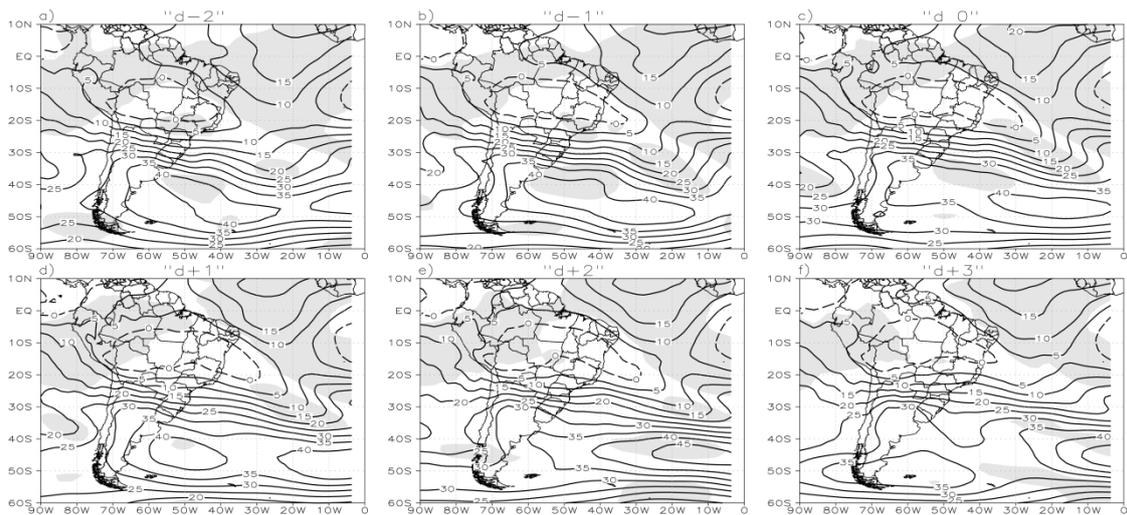


Figura 6.36 – Composto do vento zonal (m s^{-1}) em 200 hPa para a CP2 do MCGA-I18. Os contornos contínuos (tracejados) representam os valores positivos (negativos). Áreas sombreadas representam a significância estatística dos compostos ao nível de 95%.

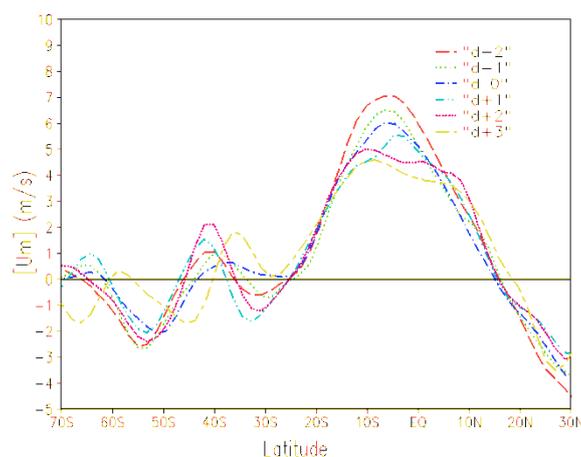


Figura 6.37 – Anomalia da média zonal do vento zonal ($[U_m]_\lambda$; m s^{-1}) entre 90°W e 0°E para a CP2 do MCGA-I18.

O perfil vertical de VP em níveis de pressão ao longo de 10°S (Figura 6.38) apresenta comportamento similar ao visto na CP1, com anomalia negativa de VP entre a baixa estratosfera e alta troposfera. No início da intrusão, anomalia de AVP ocorre sobre o continente (50°W) na alta troposfera e se propaga para leste entre a formação e desenvolvimento da quebra. O perfil vertical entre os dias “d 0” e “d+3” indica inclinação para leste com a altura na troposfera e sentido contrário na estratosfera, cujo incursão de AVP é no sentido estratosfera-troposfera na região onde ocorre a quebra. Na análise observacional (Figura 4.22), a anomalia de VP é vertical entre a estratosfera e troposfera. Ao longo de 30°W (Figura 6.39), a inclinação da anomalia negativa de VP é em direção ao polo com a altura em latitudes médias e propaga-se em direção ao equador nos dias seguintes, tornando-se mais vertical no final do ciclo de vida. Desta forma, a propagação de AVP ocorre da estratosfera de latitudes médias em direção à região tropical na formação e desenvolvimento do sistema. Na análise observacional (Figura 4.23), a anomalia de VP atuou nos subtrópicos e trópicos em praticamente todo o ciclo de vida da quebra.

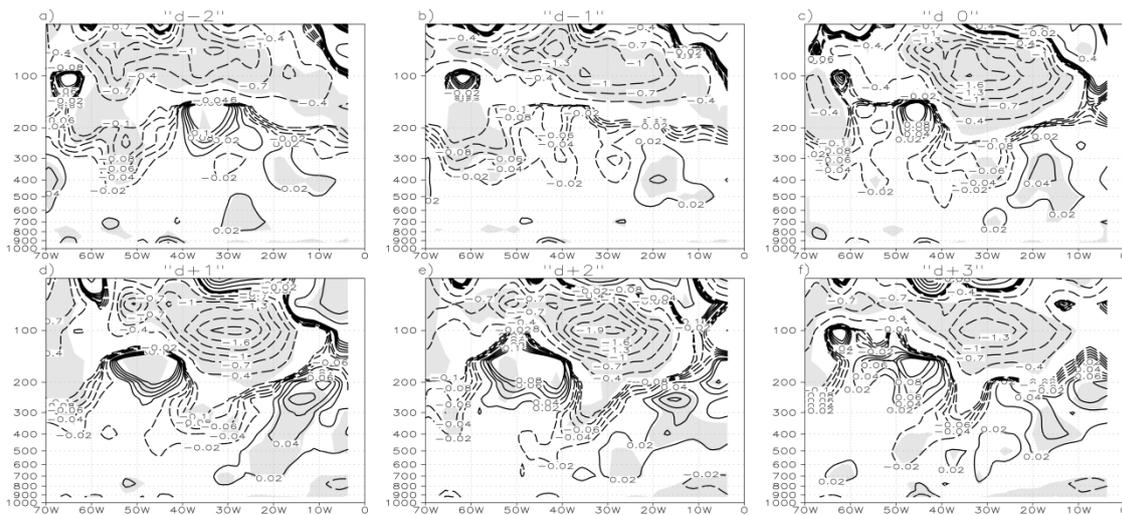


Figura 6.38 – Seção vertical da anomalia de VP (UVP) em níveis de pressão ao longo de 10°S para a CP2 do MCGA-I18. As áreas sombreadas representam significância estatística das anomalias ao nível de 95%.

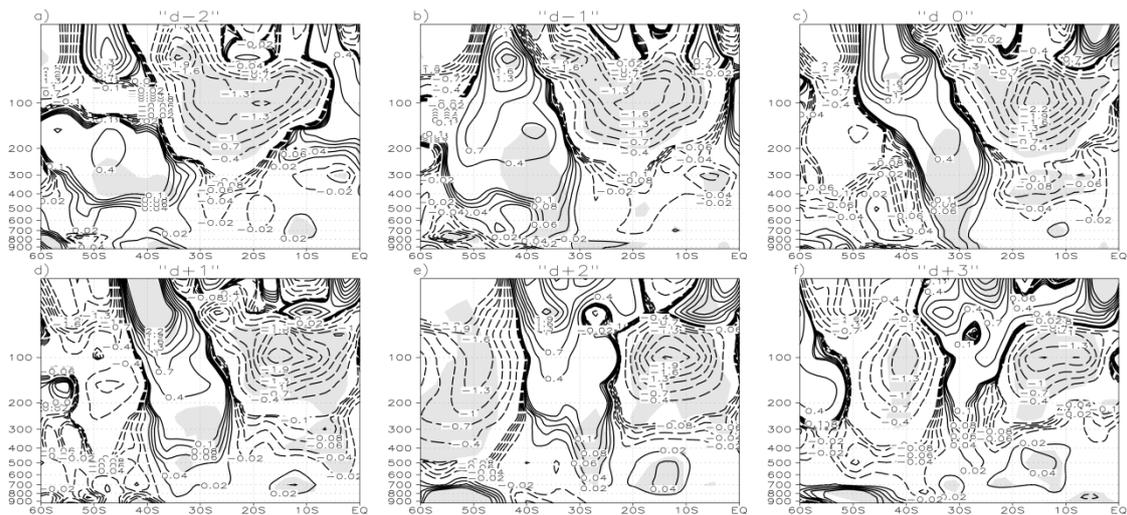


Figura 6.39 – Seção vertical da anomalia de VP (UVP) em níveis de pressão ao longo de 30°S para a CP2 do MCGA-I18. As áreas sombreadas representam significância estatística das anomalias ao nível de 95%.

No campo de anomalia de ROL (Figura 6.40) observa-se comportamento similar ao visto na CP1, com convecção no norte da Argentina, sul do Brasil e sul da região Sudeste no “d-2”. Nos demais dias, há pouco deslocamento para nordeste desta convecção, cujo deslocamento se restringe até o norte da região sudeste. No dia “d+3” vê-se convecção no extremo sul da Bahia. O IPI (Figura 6.41) apresenta comportamento similar, com deslocamento da área de precipitação de sudeste para nordeste. Na análise

observacional (Figura 4.26) o comportamento da convecção é similar ao observado no modelo, contudo a convecção sobre o sul do NEB é evidente a partir do dia “d 0” e em praticamente todo NEB no final do ciclo de vida.

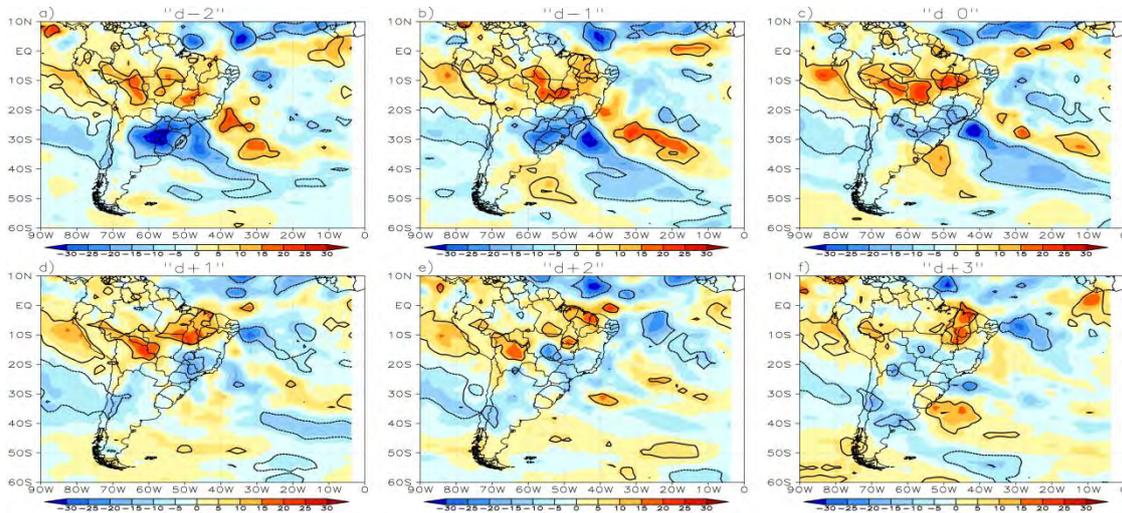


Figura 6.40 – Anomalia de ROL ($W m^{-2}$) para a CP2 do MCGA-I18. Os sombreados vermelhos (azuis) representam os valores positivos (negativos). Os contornos representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.

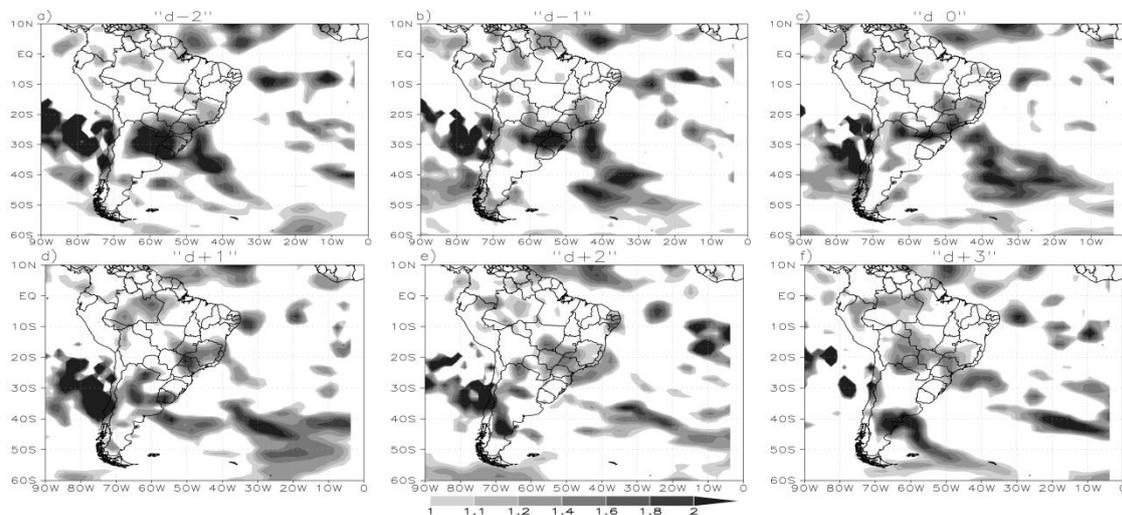


Figura 6.41 – Índice Performático (IP) para a CP2 do MCGA-I18.

No campo de PNM (Figura 6.42) observa-se a atuação de uma anomalia de baixa pressão no interior do continente mais intensa e deslocada para oeste em relação ao observado na reanálise ERA-40 (Figura 4.28). Uma configuração associada à presença de sistemas frontais pode ser vista no campo de temperatura e vento em 850 hPa (Figura 6.43). Inicialmente a anomalia positiva temperatura é vista sobre o Sul do Brasil e a de

baixa pressão sobre o sudoeste da AS. Convergência do vento e do fluxo de umidade (Figura 6.44) pode ser vista na região de ar quente. Este padrão típico de sistemas frontais encontra-se atuando no norte da Argentina, enquanto que no observado foi visto sobre o sul do Brasil (Figura 4.29). No modelo, este sistema propaga-se para nordeste à medida que a baixa pressão desloca-se para leste entre os dias “d-2” e “d+1”. Este sistema desloca convecção na mesma direção e sua atuação ocorre até a Região Sudeste enquanto que no observado a convecção apresentou deslocamento até o sul do Brasil no dia “d+1”. A propagação deste padrão de sistemas frontais está associada ao deslocamento para leste em latitudes médias de uma onda baroclínica em altos níveis, evidente no campo de v' (Figura 6.45).

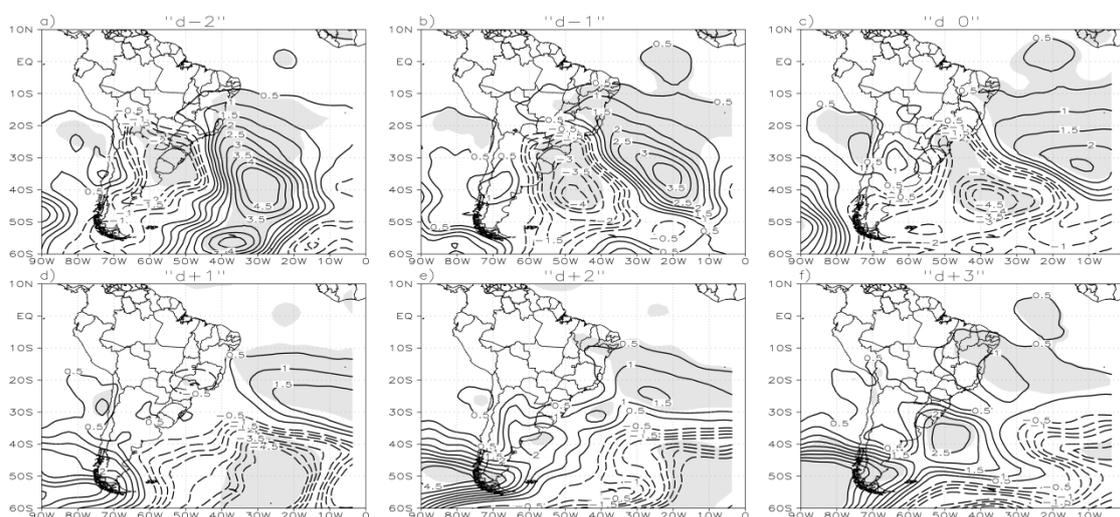


Figura 6.42 – Anomalia de PNM (hPa) para a CP2 do MCGA-I18. Os contornos contínuos (tracejados) representam os valores positivos (negativos). Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.

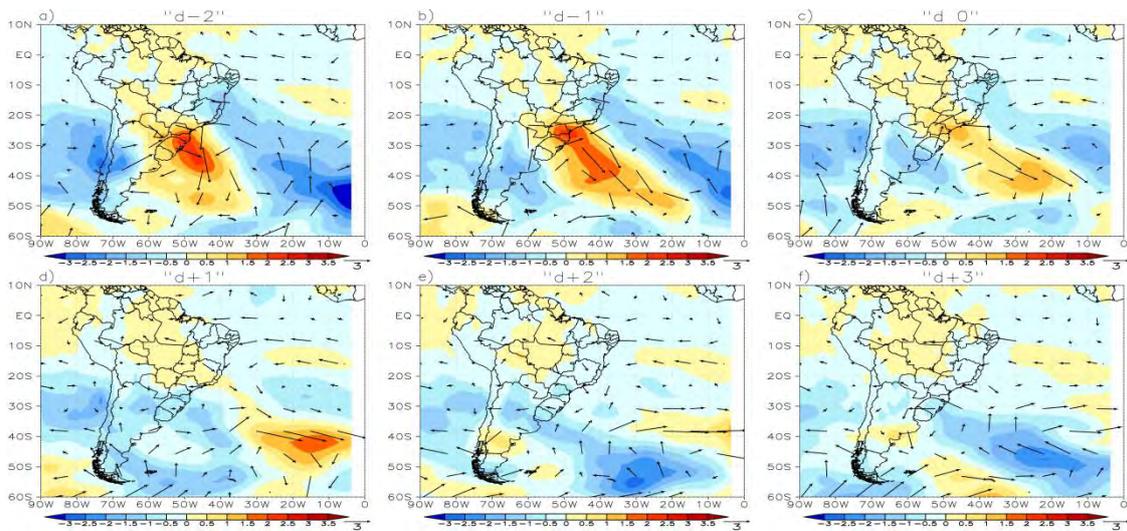


Figura 6.43 – Anomalia do vento (m s^{-1} , vetor) e anomalia de temperatura ($^{\circ}\text{C}$; sombreado) em 850 hPa para a CP2 do MCGA-I18.

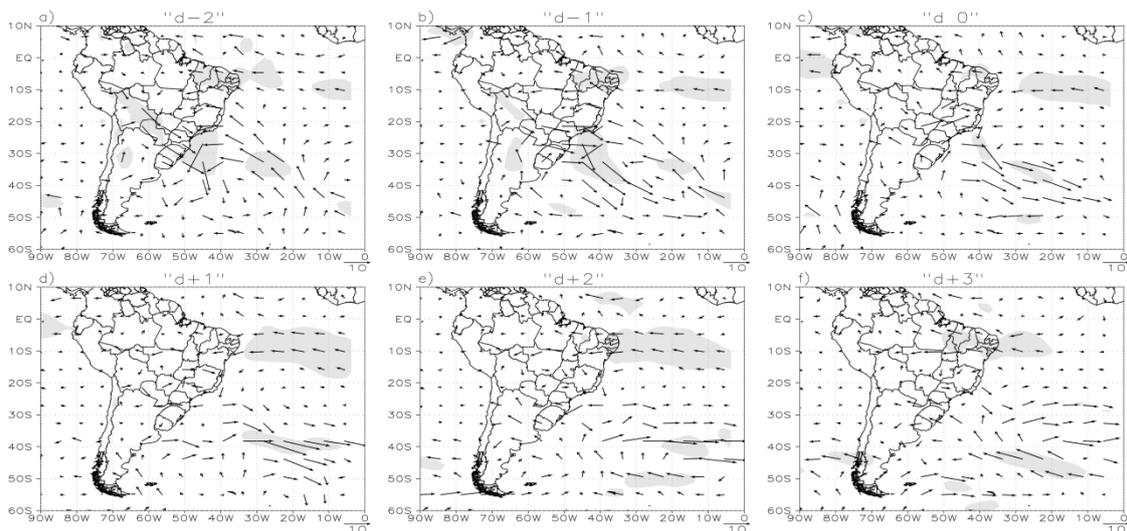


Figura 6.44 – Anomalia do fluxo de umidade integrado verticalmente ($10^{-5} \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) para a CP2 do MCGA-I18. Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.

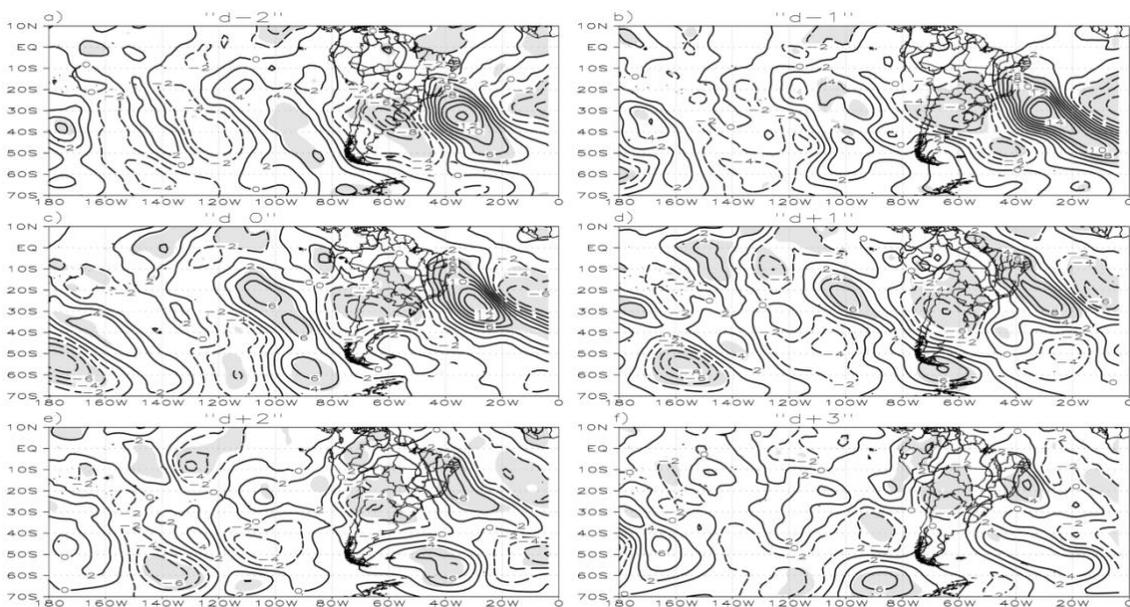


Figura 6.45 – Composto da anomalia do vento meridional (v' , m s^{-1}) em 200 hPa para a CP2 do MCGA-II8. Os contornos contínuos (tracejados) representam os valores positivos (negativos). Áreas sombreadas representam a significância estatística dos compostos ao nível de 95%.

De maneira similar ao visto na CP1 e na análise observacional, inicialmente observa-se um trem de onda de Rossby propagando-se do Pacífico em altos níveis (Figura 6.45). A anomalia ciclônica sobre o OAS encontra-se inicialmente sobre os subtropicais e amplifica-se nos dias seguintes e é evidente nos campos de anomalia do vento (Figura 6.46) e do geopotencial (Figura 6.47) em 200 hPa. Este ciclone encontra-se deslocado para oeste em relação à análise observacional (Figura 4.33). Nos dias seguintes ocorre uma amplificação desta anomalia ciclônica no modelo devido ao mesmo processo visto na análise observacional, ou seja, a propagação para nordeste dos padrões típicos de sistemas frontais em baixos níveis amplifica a crista em latitudes médias e conseqüentemente o cavado à jusante. A intensificação deste cavado e da crista favorece a quebra da onda sobre o OAS tropical. Os cavados e cristas em altos níveis aprofundam-se para níveis médios (Figura 6.48). Esta quebra é mais fraca no modelo do que a vista no observado, pois no “d 0” a configuração de sistemas frontais encontrava-se sobre a região Sudeste do Brasil na reanálise, enquanto que modelo, este padrão atua no sul do Brasil. A anomalia ciclônica em latitudes médias desloca-se para leste e sua atuação não é vista a partir do dia “d+1”. Na análise observacional (Figura 4.33), a

crista sobre o OAS permaneceu sobre o oceano, cuja atuação formou uma configuração de bloqueio enquanto que o modelo (Figura 4.47) apresenta propagação de ondas baroclínicas em latitudes médias.

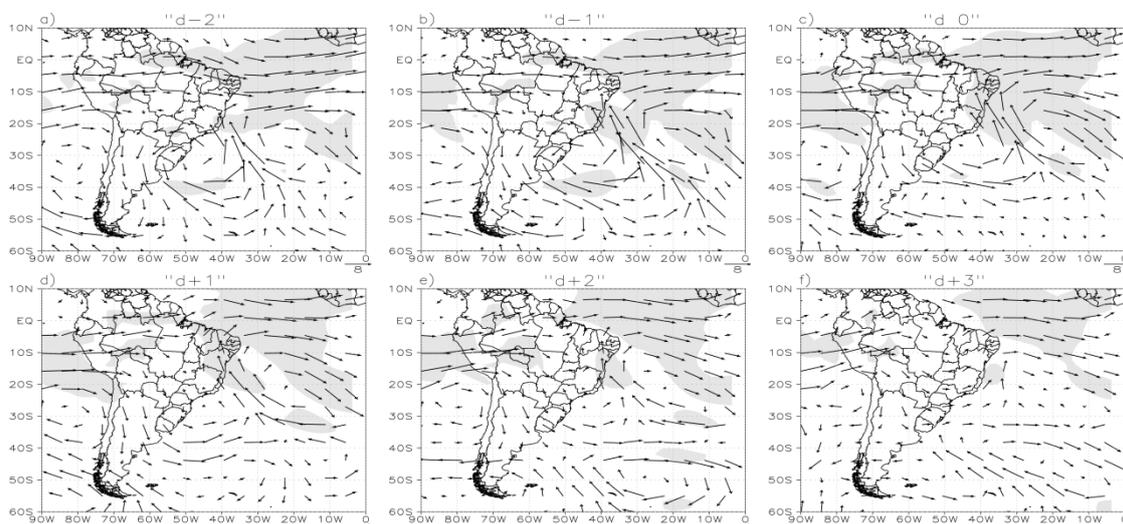


Figura 6.46 – Anomalia do vento (m s^{-1}) em 200 hPa para a CP2 do MCGA-I18. Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.

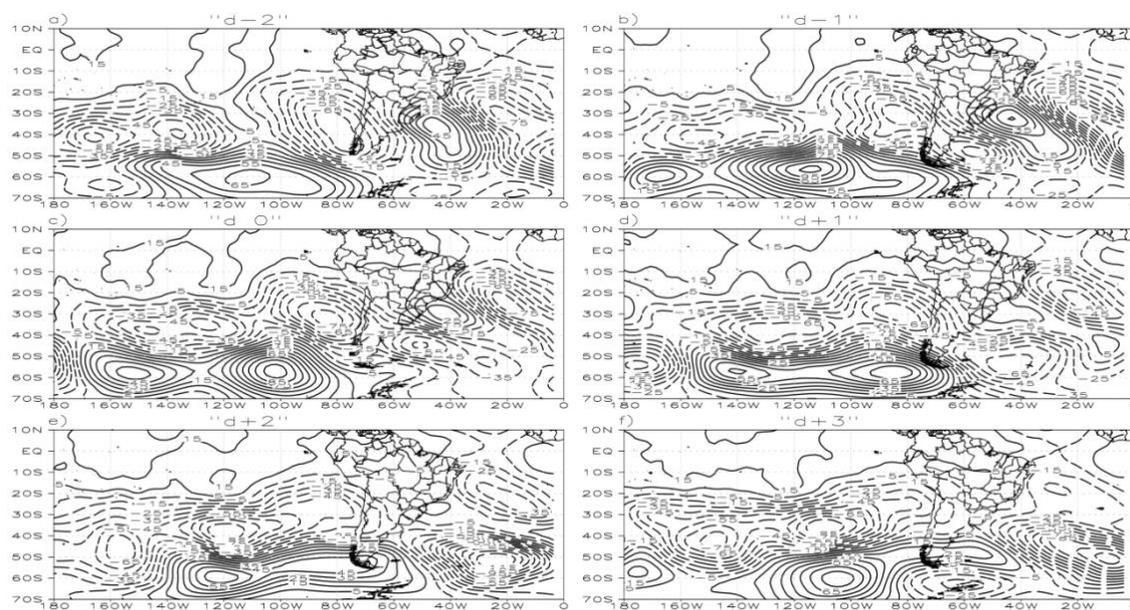


Figura 6.47 – Anomalia de geopotencial ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) em 200 hPa para a CP2 do MCGA-I18. Os contornos contínuos (tracejados) representam os valores positivos (negativos). Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.

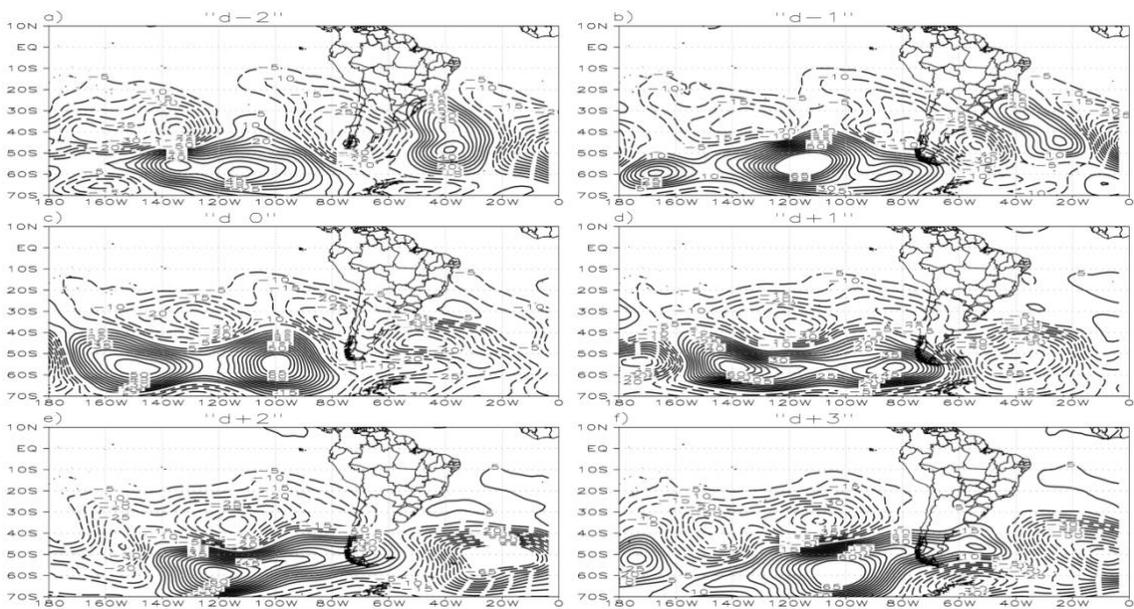


Figura 6.48 – Anomalia de geopotencial ($m^2 s^{-2}$) em 500 hPa para a CP2. Os contornos contínuos (tracejados) representam os valores positivos (negativos). Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.

6.3.3 Componente 3

No MCGA-I18, o padrão espacial da CP3 mostra VP ciclônica sobre o OAS, com formação de um VC sobre o NEB (Figura 6.49). Este padrão é similar ao observado na CP3 do ERA-40 (Figura 6.49d), porém com VP anticiclônica para as amplitudes positivas sobre o NEB (Figura 6.50). O padrão espacial desta componente na simulação com o MCGA-I20 é similar ao visto na observação (Figura 6.49d), com mesmo sinal de VP. No MCGA-I22, o padrão apresenta incursão de AVP sobre o NEB e inserido nesta “língua” há formação de uma circulação fechada. Esta configuração difere da encontrada nas demais simulações, sendo similar ao padrão espacial da CP2 da análise observacional (Figura 4.19). Embora os padrões do modelo e da reanálise ERA-40 apresentem sinais contrários, o importante é a configuração. Considera-se o VC sobre o NEB para a análise das características atmosféricas associadas a este padrão de AVP.

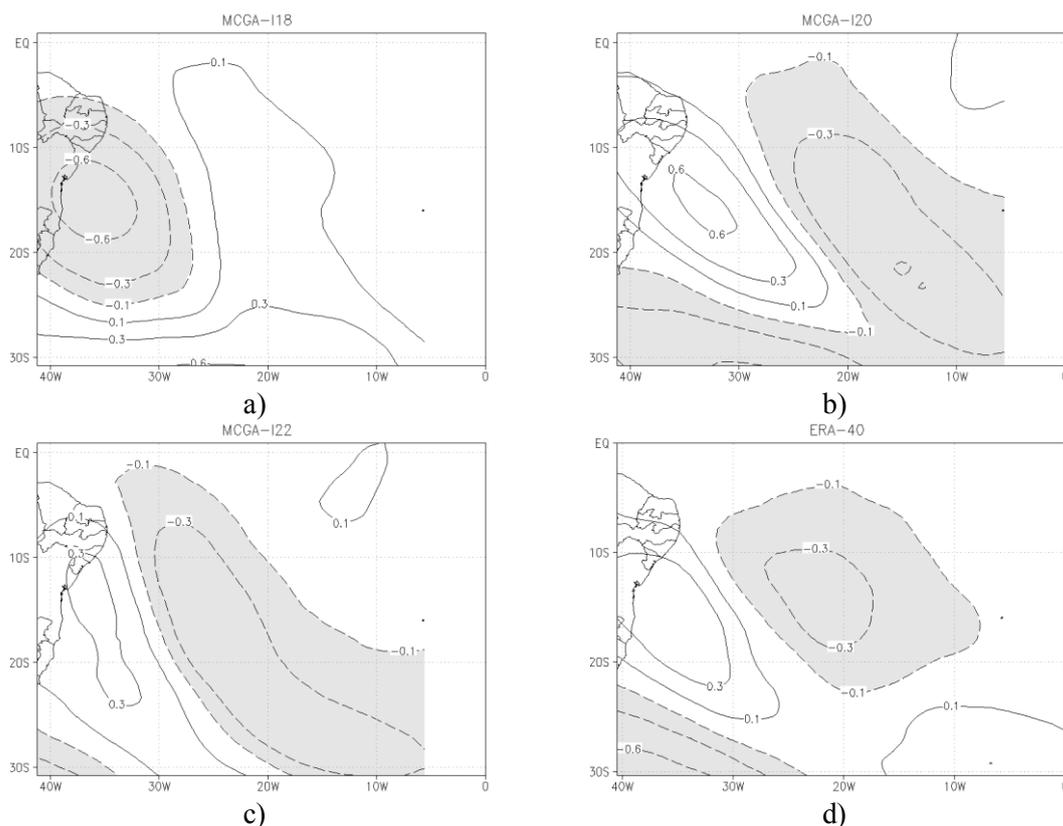


Figura 6.49 – Padrão Espacial (*loading*) para a CP3. a) MCGA-I18, b) MCGA-I20, c) MCGA-I22, d) ERA-40

De maneira similar ao visto nas demais componentes, o número de eventos selecionados na análise observacional é praticamente o dobro do simulado na CP3 (Tabela 6.4). As simulações com o MCGA-I18, MCGA-I20 e MCGA-I22 apresentaram 17, 22 e 14 eventos de AVP, respectivamente (Tabela 6.4), cuja variabilidade interanual apresenta pouca relação com ENOS. A correlação entre o Ne e o IOS foi -0,28, -0,19 para o MCGA-I18 e MCGA-I20 (Figura 6.51), respectivamente e maior para o MCGA-I22 ($r = -0,51$). A maior correlação dos eventos na simulação com o MCGA-I22 é devido a este padrão ser similar ao padrão espacial da CP2 na análise observacional (Figura 4.19), cuja relação com o ENOS foi alta na observação (Tabela 6.4). A variabilidade interanual dos eventos da CP3 apresentou maior relação com ENOS no modelo, contudo não apresenta significância estatística. A correlação deste padrão na análise observacional foi de -0,02. Foi discutido que não existe relação entre o aumento ou diminuição do número de episódios de VCANS e os episódios de ENOS, fator que explica a baixa relação entre os eventos da CP3 e este fenômeno climático.

A relação entre os eventos da AVP da CP3 e o U_m na região tropical também é maior no modelo, cuja correlação é de 0,43, 0,11 e 0,61 para o MCGA-I18, MCGA-I20 e MCGA-I22, respectivamente. Esta correlação é menor do que o observado na CP1 e CP2, apenas o MCGA-I22 apresenta alta correlação, fator que explica a alta correlação também encontrada entre o Ne e o IOS nesta simulação.

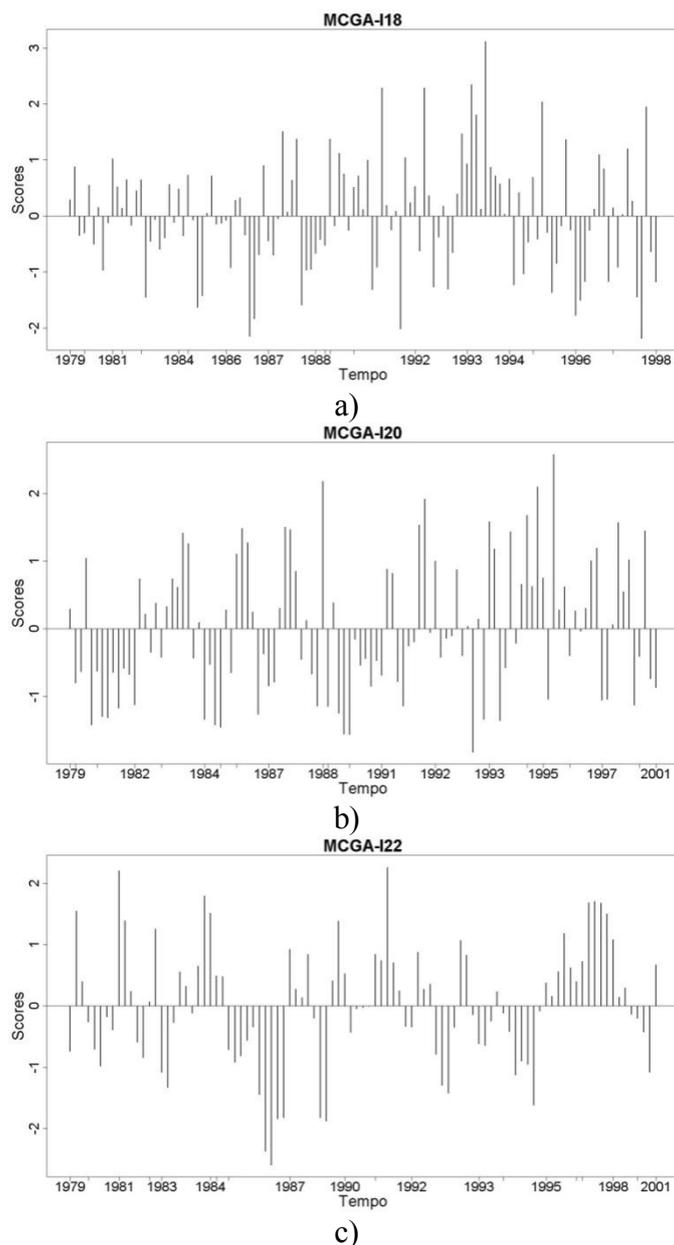
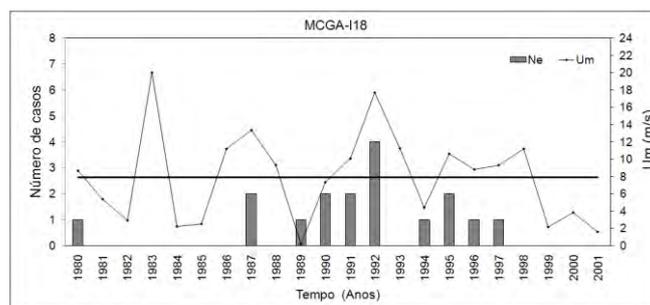


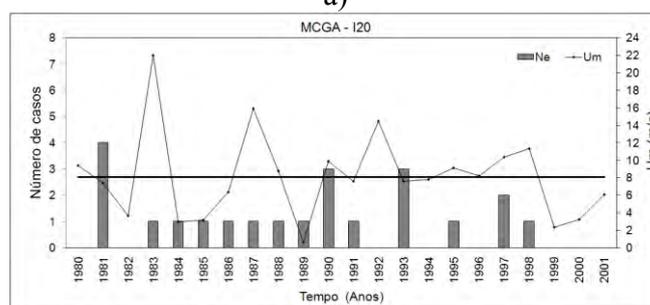
Figura 6.50 – Série temporal dos *scores* para a CP3. a) MCGA-I18, b) MCGA-I20, c) MCGA-I22

Tabela 6.4 – Correlação entre Número de eventos (Ne), IOS e vento zonal médio na região equatorial (U_m) para a CP3.

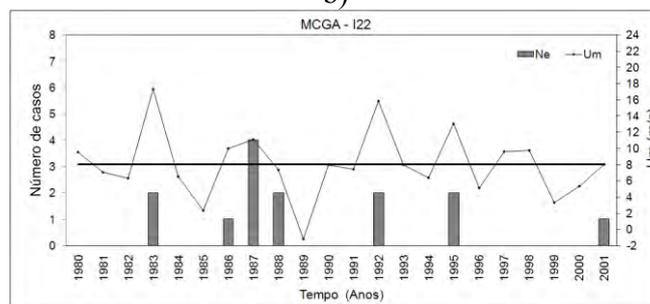
CP3	MCGA-I18	MCGA-I20	MCGA-I22	ERA-40
Ne X IOS	-0,28	-0,19	-0,51	0,02
Ne X U_m	0,43	0,11	0,61	0,07
IOS X U_m	-0,85	-0,86	-0,78	-0,80
Ne	17	22	14	42



a)



b)



c)

Figura 6.51 – Número de eventos (Ne) por ano (barra) da CP3, e U_m ($m s^{-1}$, contorno contínuo). O traço contínuo representa a média de U_m . a) MCGA-I18, b) MCGA-I20, c) MCGA-I22

No campo de VP em 350 K (Figura 6.52) observa-se incursão de AVP em direção ao OAS tropical com atuação sobre o leste das regiões Sudeste e do NEB no “d-2”. A partir deste dia, observa-se uma inclinação NW-SE, cujo padrão representa QOR anticiclônica. Nos dias seguintes há uma amplificação deste padrão e uma circulação

ciclônica no contorno de -2 UVP se forma sobre o OAS com maior penetração no continente do que o visto na análise observacional. Este padrão de QOR e do vórtice se mantêm até “d+1”, com atuação sobre o NEB. No final do ciclo (“d+3”), um vórtice ciclônico é desprendido da QOR e atua sobre o OAS, adjacente ao NEB. Na análise observacional (Figura 4.37) foi visto comportamento similar da VP, contudo, o VC se forma no dia “d 0” e não há desprendimento do mesmo.

Da mesma forma como visto na análise observacional (Figura 4.40), a CP3 nos dados simulados (MCGA-I18) apresenta fraco vento zonal de oeste na região equatorial em relação às demais componentes (Figura 6.53). Nos dias “d-2” e “d-1” a isotaca de 15 m s⁻¹ não ultrapassa o Equador, sendo que apenas no “d 0” é que esta isotaca aproxima-se de 10°S. Nos demais dias, o vento zonal de oeste volta a enfraquecer. No modelo, o “duto de oeste” no OAS tropical associado a CP3 é mais intenso do que o visto na análise observacional.

A média zonal do vento zonal ($[U_m]_z$) mostra vento de oeste entre 40°S e 60°S mais fraco entre os dias “d-2” e “d 0” (Figura 6.54), intensificando nos dias seguintes. No ERA-40 (Figura 4.41) também foi observada característica similar, contudo a anomalia foi positiva em todo o ciclo do evento de AVP. Na região tropical o vento zonal de oeste é intenso em todos os dias do ciclo de vida do MCGA-I18 e na análise com o ERA-40 foi visto anomalia negativa nesta mesma região.

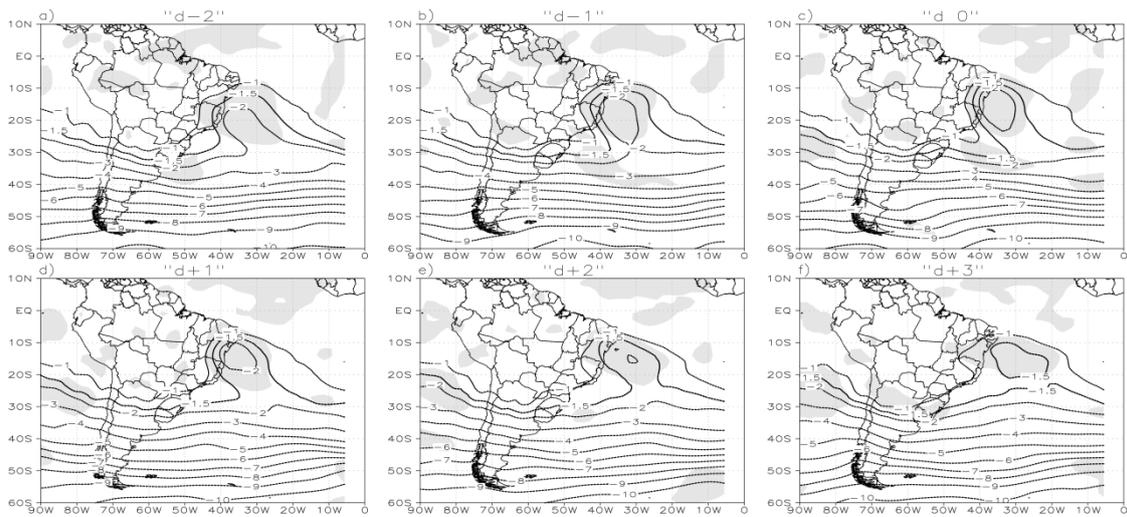


Figura 6.52 – Composto da VP (UVP) na superfície isentrópica de 350 K para a CP3 do MCGA-I18. Áreas sombreadas representam a significância estatística dos compostos ao nível de 95%.

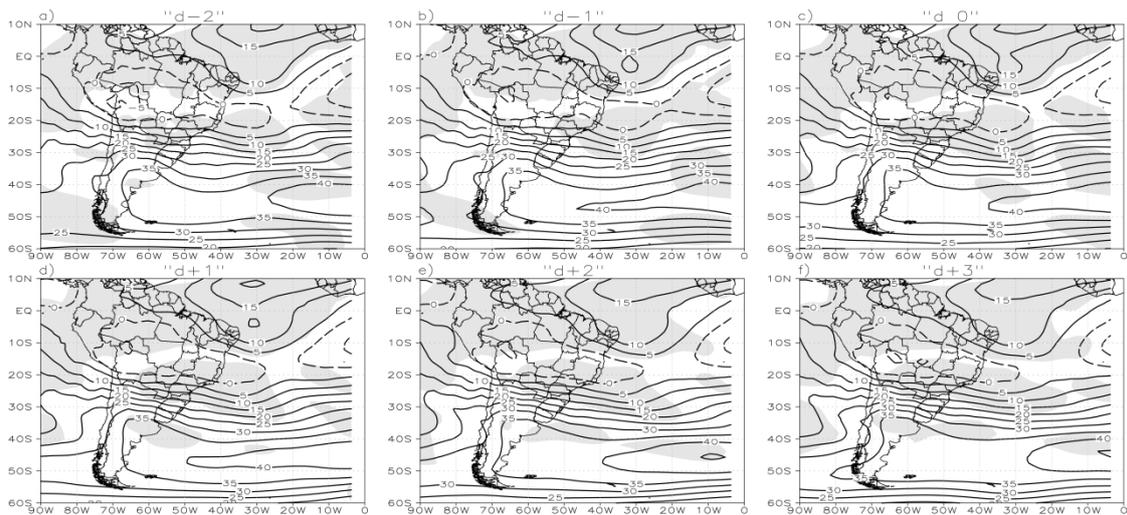


Figura 6.53 – Composto do vento zonal (m s^{-1}) em 200 hPa para a CP3 do MCGA-I18. Os contornos contínuos (tracejados) representam os valores positivos (negativos). Áreas sombreadas representam a significância estatística dos compostos ao nível de 95%.

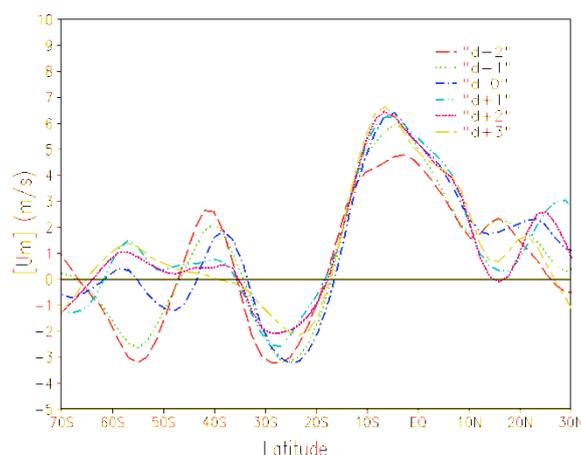


Figura 6.54 – Anomalia da média zonal do vento zonal ($[U_m]_z$; $m\ s^{-1}$) entre 90°W e 0°E para a CP3 do MCGA-I18.

O perfil vertical da VP em níveis de pressão ao longo de 10°S (Figura 6.55) indica incursão de AVP da baixa estratosfera para a média troposfera entre os dias “d-1” e “d+2” em torno de 40°W. No observado (Figura 4.38), a anomalia de VP também ocorre próximo a esta longitude. Ao longo de 30°W (Figura 6.56), anomalia negativa de VP pode ser vista na região tropical em altos níveis. A incursão proveniente da estratosfera de latitudes médias ocorre apenas no início da intrusão, tornando-se vertical nos dias seguintes, com propagação para o equador.

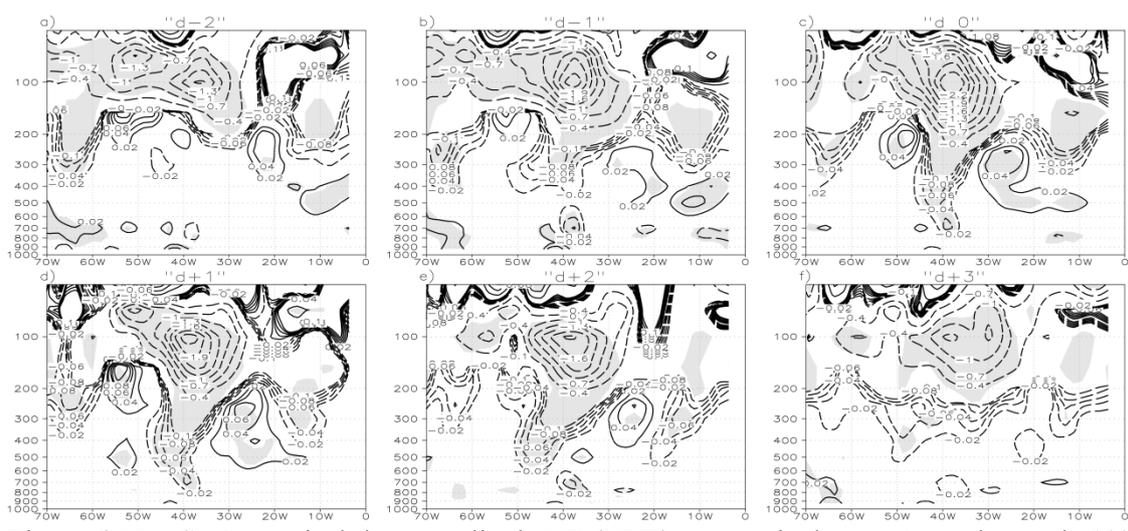


Figura 6.55 – Seção vertical da anomalia de VP (UVP) em níveis de pressão ao longo de 10°S para a CP3 do MCGA-I18. As áreas sombreadas representam significância estatística das anomalias ao nível de 95%.

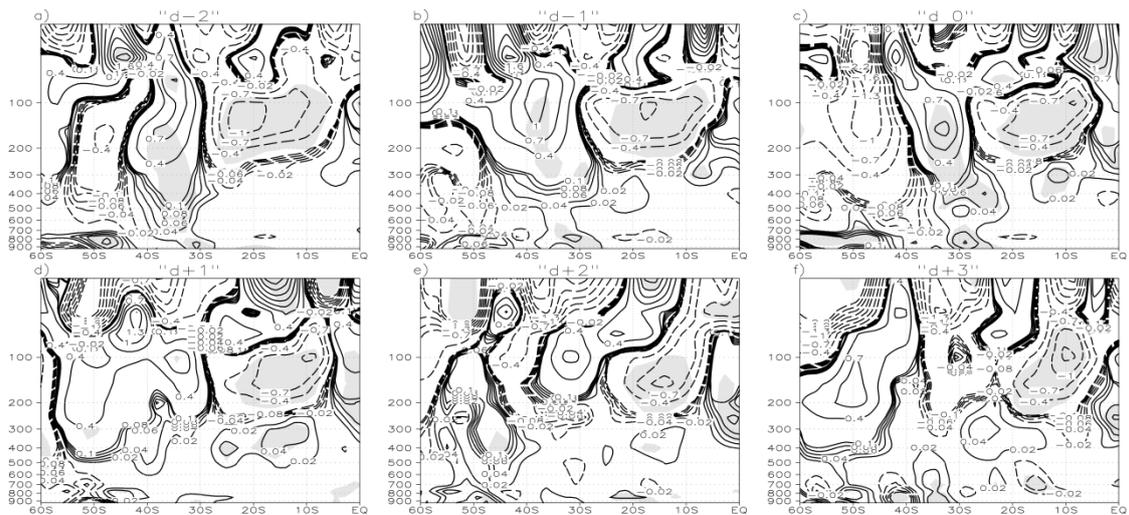


Figura 6.56 – Seção vertical da anomalia de VP (UVP) em níveis de pressão ao longo de 30°W para a CP3 do MCGA-I18. As áreas sombreadas representam significância estatística das anomalias ao nível de 95%.

No campo de anomalias de ROL (Figura 6.57) observa-se uma banda de convecção sobre o Sul do Brasil com orientação NW-SE no dia “d-2” e há uma propagação para nordeste nos dias seguintes, atuando sobre o Sudeste do Brasil a partir do “d 0”. No NEB, a convecção é observada na borda oeste e norte do vórtice visto no campo de VP entre os dias “d-1” e “d+1”, contudo na região de atuação deste vórtice, a anomalia de ROL é positiva. Este resultado é similar ao encontrado por Kousky e Gan (1981), onde a convecção associada aos VCANS ocorreu na porção oeste deste sistema. O campo de IP (Figura 6.58) apresenta comportamento similar ao visto no campo de ROL, com precipitação ocorrendo no Sul e Sudeste do Brasil. Na análise com o ERA-40 (Figura 4.42) foi visto comportamento da convecção semelhante a este encontrado no modelo.

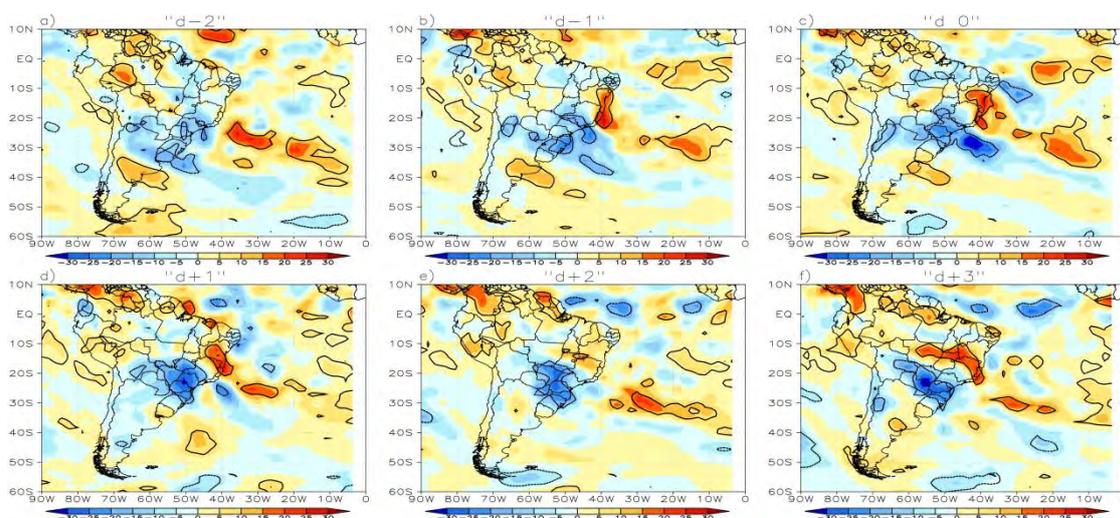


Figura 6.57 – Anomalia de ROL ($W m^{-2}$) para a CP3 do MCGA-I18. Os sombreados vermelhos (azuis) representam os valores positivos (negativos). Os contornos representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.

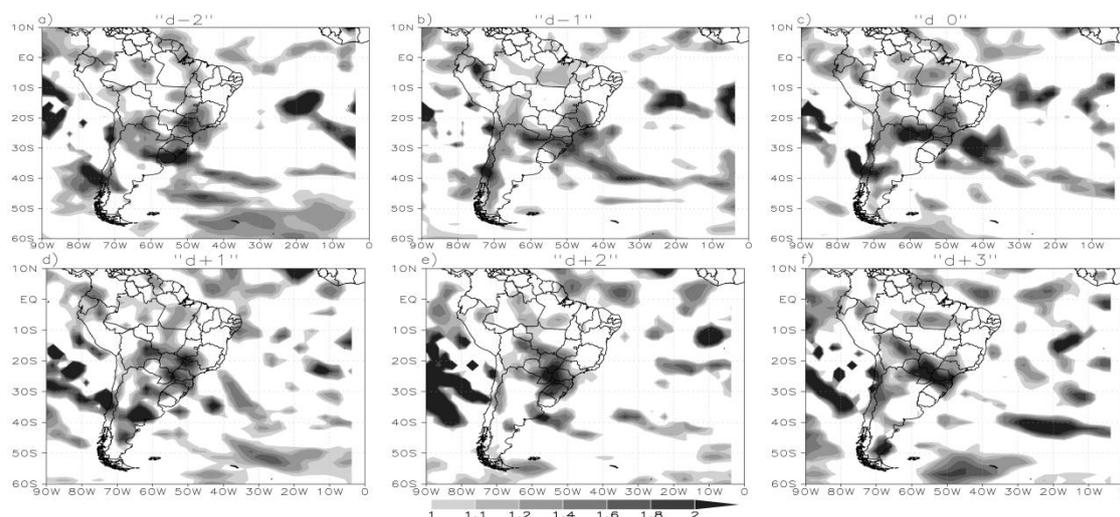


Figura 6.58 – Índice Performático (IP) para a CP3 do MCGA-I18.

No dia “d-2” observa-se uma anomalia de baixa pressão (Figura 6.59) sobre o sul do Brasil. Anomalia de baixa temperatura é vista sobre o norte da Argentina enquanto que temperaturas mais altas que a média encontram-se sobre o Sul e parte do Sudeste do Brasil (Figura 6.60). Na região do ar quente, há mudança na direção do vento (Figura 6.60) e também convergência de umidade (Figura 6.61). O comportamento destes campos indica a configuração de sistemas frontais sobre o sul do Brasil. As anomalias de baixa pressão e de temperatura são menores no modelo. O padrão típico de sistemas frontais apresenta uma propagação para nordeste e atua sobre o continente até o dia

“d 0”, diferente do observado (Figura 4.47) que apresenta uma propagação mais para leste. A convecção associada a esta configuração de sistemas frontais apresenta deslocamento no mesmo sentido (Figura 6.57). A propagação desta configuração de sistemas frontais é mais rápida do que a vista no observado, e a partir do dia “d+2”, não é nítida a atuação da mesma. Este padrão em baixos níveis de sistemas frontais está relacionado com a propagação de uma onda baroclínica em altos níveis, cujo deslocamento para leste é mais rápido no modelo (Figura 6.62).

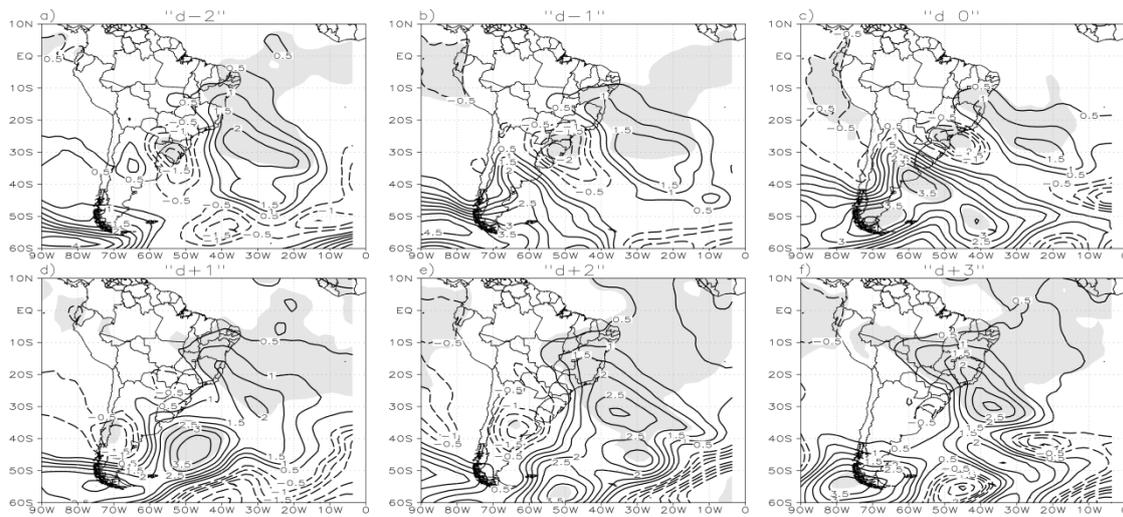


Figura 6.59 – Anomalia de PNM (hPa) para a CP3 do MCGA-I18. Os contornos contínuos (tracejados) representam os valores positivos (negativos). Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.

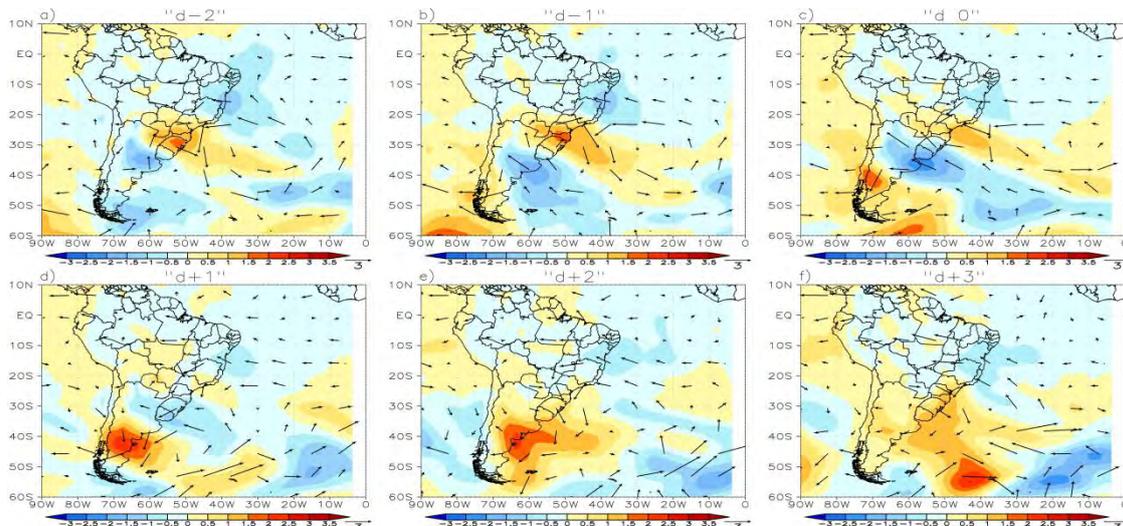


Figura 6.60 – Anomalia do vento (m s^{-1} , vetor) e anomalia de temperatura ($^{\circ}\text{C}$; sombreado) em 850 hPa para a CP3 do MCGA-I18.

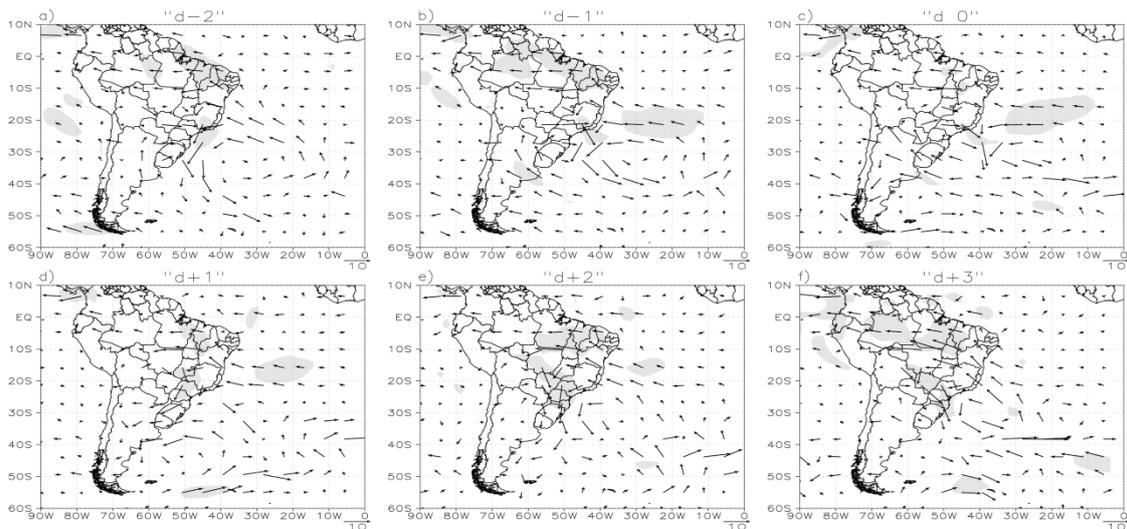


Figura 6.61 – Anomalia do fluxo de umidade integrado verticalmente ($10^{-5} \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) para a CP3 do MCGA-I18. Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.

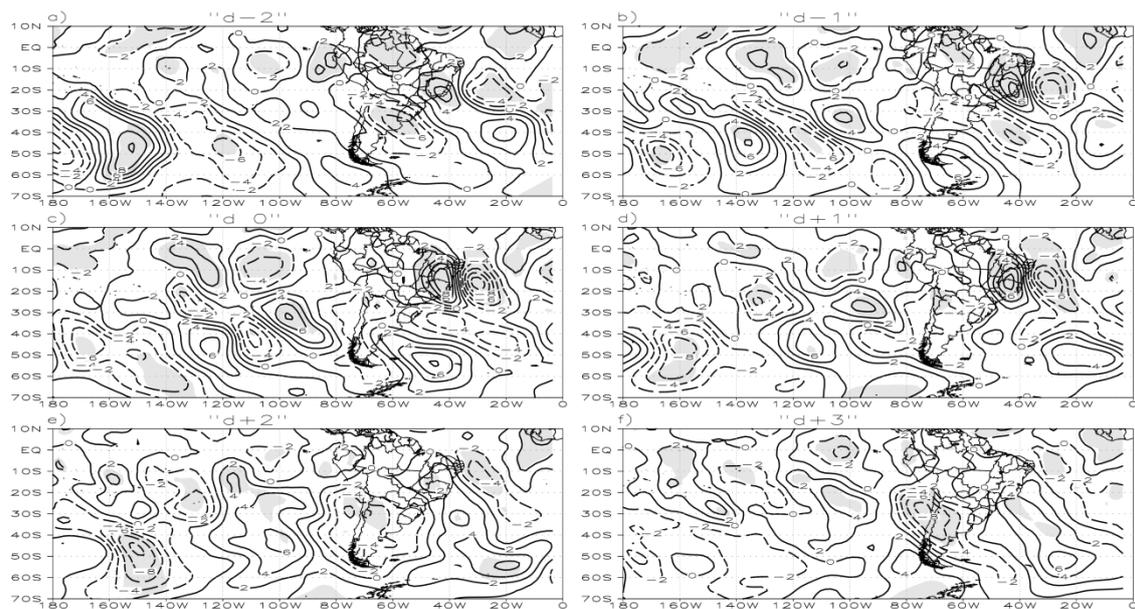


Figura 6.62 – Compostos da anomalia vento meridional (v' , m s^{-1}) em 200 hPa para a CP3 do MCGA-I18. Os contornos contínuos (tracejados) representam os valores positivos (negativos). Áreas sombreadas representam a significância estatística dos compostos ao nível de 95%.

Inicialmente observa-se propagação de um trem de onda de Rossby proveniente do Pacífico (Figura 6.62). Nos campos de anomalias do vento (Figura 6.63) e do geopotencial (Figura 6.64) em altos níveis observa-se que a anomalia ciclônica sobre o OAS tropical está mais intensa no modelo enquanto que as anomalias anticiclônica e

ciclônica em latitudes médias são mais fracas. Estes centros encontram-se deslocados para oeste em relação aos vistos no observado (Figura 4.49), desta forma a anomalia ciclônica atua sobre o NEB em todo o ciclo da quebra. Nesta componente, o padrão em baixos níveis de sistemas frontais favorece a amplificação da crista entre os dias “d-2” e “d 0” num processo similar ao discutido na análise observacional. Esta crista encontra-se mais fraca no modelo e apresenta propagação para leste. A presença da anomalia do ciclone sobre o NEB inibe a convecção sobre esta região, sendo vista convecção nas regiões circunvizinhas nos dias “d 0” e “d+1”. Este sistema apresenta uma característica quase estacionária, logo não há convecção sobre o sul e leste do NEB no final do ciclo da quebra, como foi visto no ERA-40.

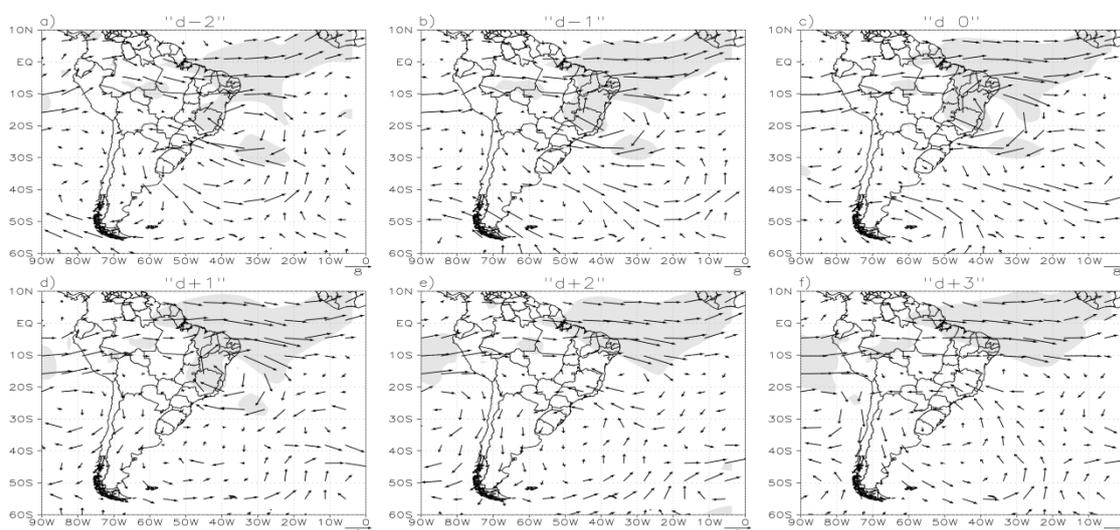


Figura 6.63 – Anomalia do vento (m s^{-1}) em 200 hPa para a CP3 do MCGA-I18. Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.

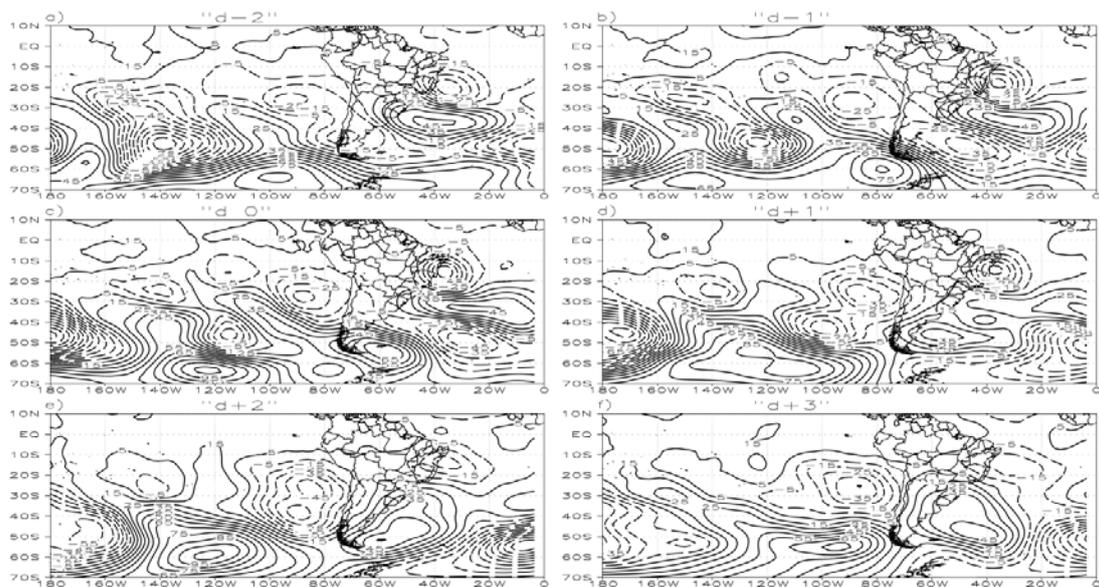


Figura 6.64 – Anomalia de geopotencial ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) em 200 hPa para a CP3 do MCGA-I18. Os contornos contínuos (tracejados) representam os valores positivos (negativos). Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.

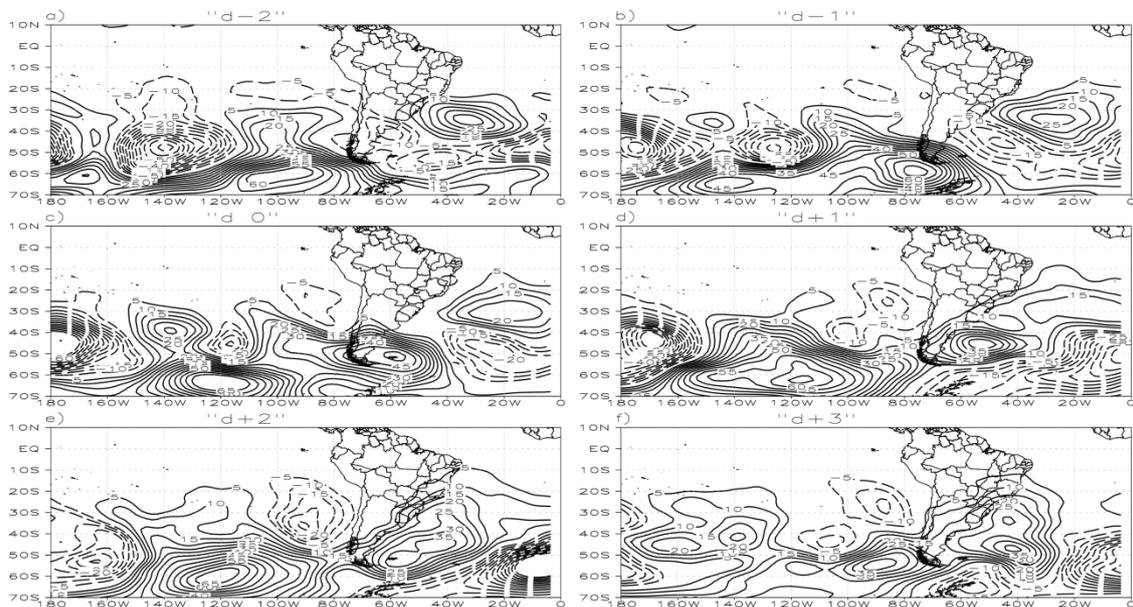


Figura 6.65 – Anomalia de geopotencial ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) em 500 hPa para a CP3. Os contornos contínuos (tracejados) representam os valores positivos (negativos). Áreas sombreadas representam a significância estatística das anomalias ao nível de 95%.

6.4 Eventos de AVP no MCGA e o ENOS

Nesta etapa considera-se a variabilidade interanual da CP1 simulada pelo MCGA-CPTEC. A metodologia é a mesma empregada na análise observacional, cujo objetivo é determinar a variabilidade das intrusões de AVP e sua relação com o fenômeno climático ENOS no MCGA-CPTEC. O IOS do NCEP e as simulações com o MCGA são utilizados nesta análise.

Os anos considerados para a análise foram determinados a partir do critério de $0,5 \times \sigma$ do IOS negativo (IOSN) e positivo (IOSP). Os eventos de AVP da CP1 com IOSN e IOSP são apresentados na Tabela 6.5. Nos anos com IOSN apenas 82/83 e 91/92 apresentam casos de intrusão de AVP nas três inicializações e forte U_m é observado na região equatorial. Nos demais anos com IOSN, o U_m na região equatorial também é intenso, contudo não houve intrusões de AVP no OAS. De forma similar ao observado com os dados do ERA-40, nos anos com IOSP não foram identificados eventos de intrusão nas simulações com o MCGA. O U_m apresentou consistência com esta análise, cujos valores foram abaixo da climatologia ($\sim 8 \text{ m s}^{-1}$), com exceção de 96/97.

O MCGA-CPTEC não reproduz a quantidade de intrusões observadas na análise observacional nos anos com IOSN e IOSP. Ressalta-se que o IOS não foi calculado com os resultados do modelo. Foi visto nas análises observacionais que a maioria dos anos com IOSN apresentou muitos eventos, com exceção de 97/98, enquanto que no modelo somente os anos de 82/83 e 91/92 apresentaram o mesmo comportamento do observado. Também foi visto na observação que os anos com IOSP não apresentaram eventos de AVP e apenas 88/89 teve condições propícias para a ocorrência de intrusões. Esta característica não foi observada na CP1 do MCGA, logo, a análise dos compostos CIN e CIP não será realizada com os dados do MCGA. Serão mostradas apenas as médias e diferenças para os anos de EN, LN e N selecionados na análise observacional. Tais anos foram 82/83 (EN), 88/89 (LN) e 89/90 (N), nos quais se observam eventos de intrusão no ERA-40. Estes anos foram denominados de ACEI (anos com eventos de intrusão). Nos anos de 97/98 (EN), 99/00 (LN) e 96/97 (N) não ocorreram eventos de intrusão, e

foram denominados de ASEI. Este resultado será apresentado apenas para a simulação com o MCGA-I18.

Tabela 6.5 – Número de eventos (Ne) e vento zonal na região equatorial (U_m) para IOS negativo (IOSN) e positivo (IOSP).

	ANO	IOS	MCGA-18		MCGA-20		MCGA-22	
			Ne	Um	Ne	Um	Ne	Um
IOSN	1982/1983	-6,4	3	20,0	4	22,0	3	17,3
	1986/1987	-2,5	0	13,3	2	15,9	0	11,1
	1989/1990	-1,8	0	7,3	0	9,9	0	8,0
	1991/1992	-3,9	4	17,7	1	14,4	2	15,8
	1997/1998	-4,0	0	11,2	0	11,3	0	9,7
IOSP	1988/1989	2,2	0	0,2	0	0,6	0	-1,2
	1996/1997	1,6	0	9,3	1	10,3	1	9,6
	1998/1999	2,2	0	2,1	0	2,3	0	3,3
	1999/2000	2,1	0	3,9	0	3,2	0	5,3
	2000/2001	1,8	0	1,6	0	6,1	0	8,0

A VP em 350 K (contorno grosso) e o vento zonal em 200 hPa (contorno fino) encontram-se na Figura 6.66. Apenas em 82/83 é visto VP de -1,5 UVP com incursão para os trópicos ($\sim 10^\circ\text{S}$). Neste ano houve 3 casos nos resultados do MCGA-I18. Nos demais anos, apenas a VP de -1.0 UVP apresenta incursão para latitudes mais baixas, mas não ultrapassa 20°S . Como visto anteriormente, nenhum evento de intrusão foi observado nestes anos. Na reanálise ERA-40, todos os anos que compõe o ACEI apresentaram incursão de VP de -1,5 UVP em direção à região tropical.

O vento zonal de oeste na região equatorial é mais intenso nos anos de EN, cujo maior valor é observado em 82/83 (diferença positiva). Entretanto, nos anos de LN e N, o comportamento do vento zonal nesta região indica “duto de oeste” mais fraco em 88/89 e 89/90. Na análise observacional, todos os anos que compõe o ACEI (82/83, 88/89 e 89/90) apresentaram “duto de oeste” mais intenso do que os encontrados no ASEI (97/98, 99/00 e 96/97). Este resultado reitera a importância dos “dutos de oeste” na região tropical para a propagação de ondas entre extratropicais e trópicos.

O perfil vertical da VP ao longo de 10°S encontra-se na Figura 6.67. Em 82/83 há uma incursão de AVP com inclinação para leste com a altura em torno de 30°W . O campo de diferença indica maior VP em 82/83 entre a baixa estratosfera e alta troposfera, pois a diferença é negativa. Nos anos de LN e N, não existe incursão de AVP para a alta

troposfera e a diferença entre os anos é positiva, indicando menor VP em 88/89 e 89/90. Na reanálise ERA-40, todos os anos que compõe o ACEI apresentaram maior VP, e incursão da baixa estratosfera para a alta troposfera. Ao longo de 30°S (Figura 6.68), o perfil vertical da VP em níveis de pressão também indica maior VP em 82/83, com incursão em direção à região tropical, similar ao resultado visto no ERA-40, enquanto que em 88/89 e 89/90 a VP é menor no modelo.

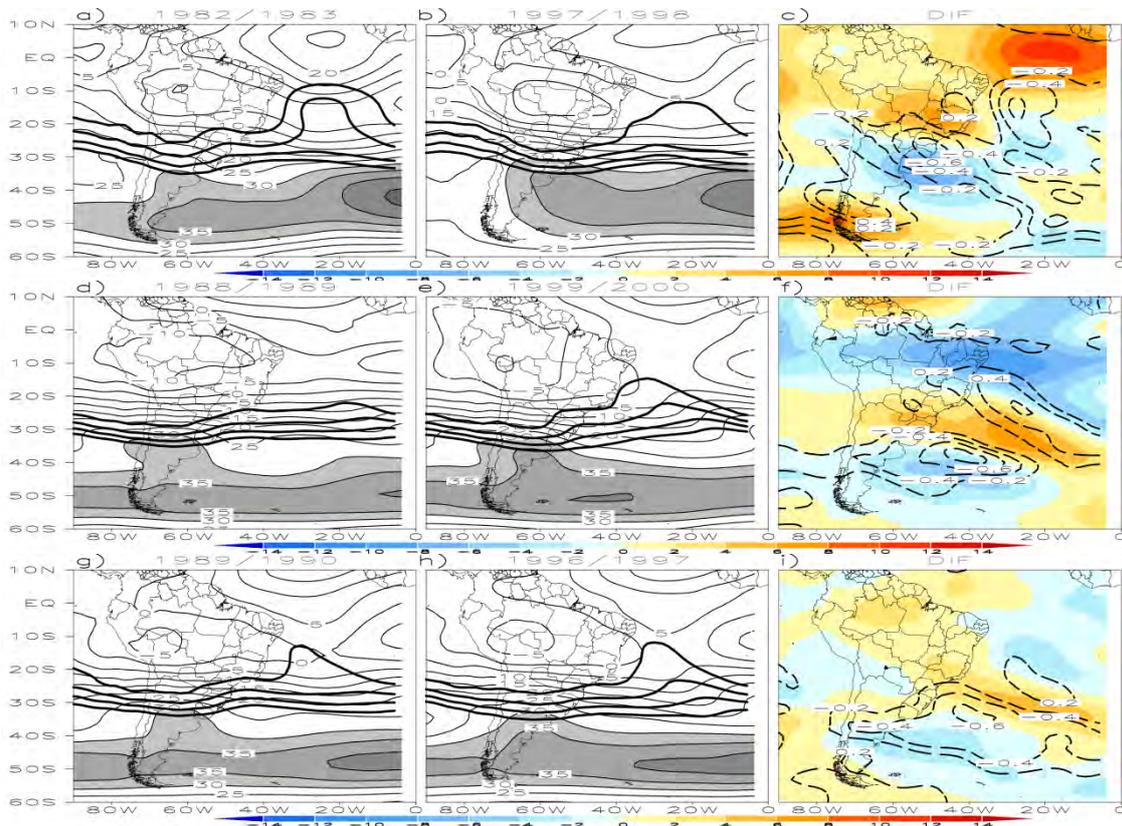


Figura 6.66 – Vento zonal (m s^{-1}) em 200 hPa (contorno fino) e VP (UVP) na superfície isentrópica de 350 K (contorno grosso). Os contornos de VP são -1, -1.5, -2, -3 UVP. a) 1982/1983, b) 1997/1998, c) Diferença entre 1982/1983 e 1997/1998, d) 1988/1989, e) 1999/2000, f) Diferença entre 1988/1989 e 1999/2000, g) 1989/1990, h) 1996/1997, i) Diferença entre 1989/1990 e 1996/1997. A escala da diferença do vento zonal (sombreado) encontra-se na parte inferior da figura.

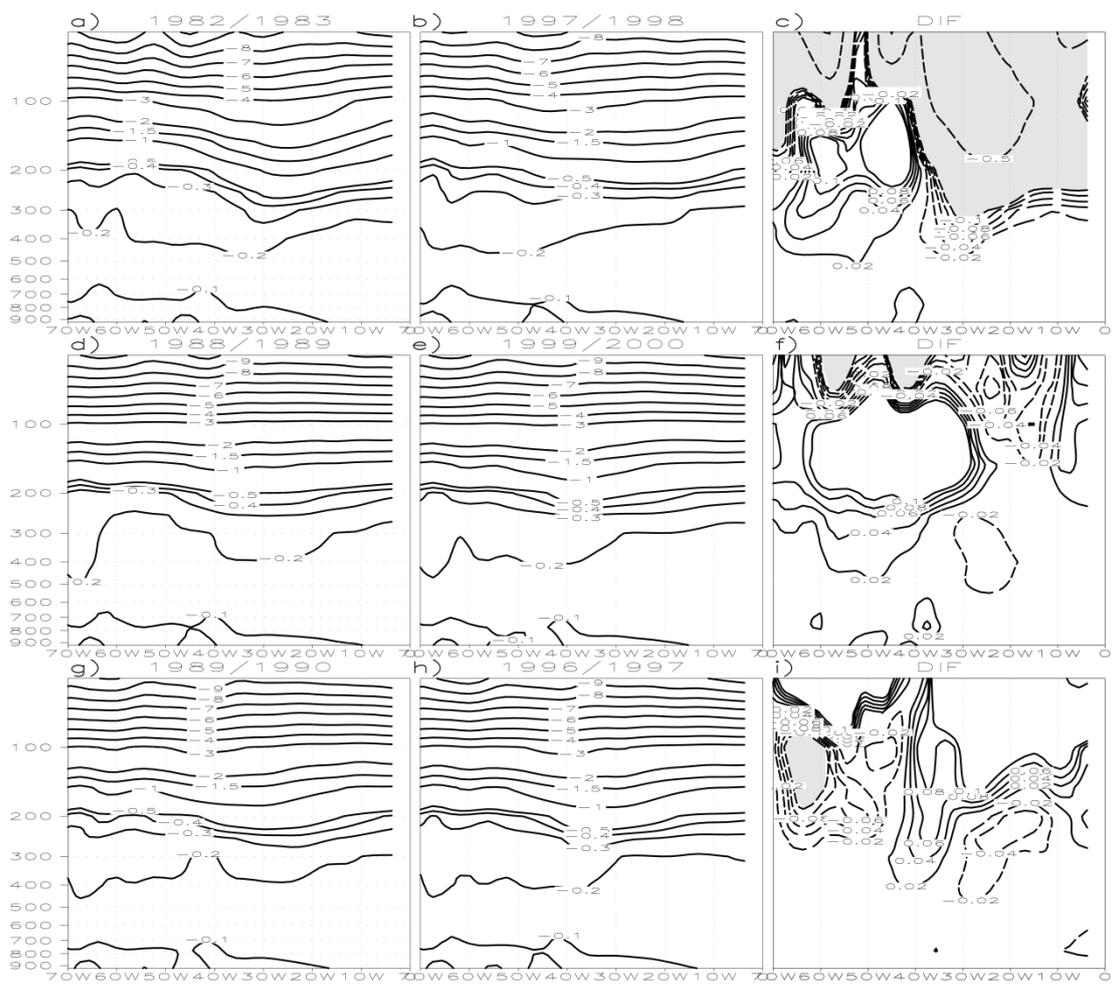


Figura 6.67 – Similar à Figura 6.66, mas para o perfil vertical da VP (UVP) em níveis de pressão ao longo de 10°W. O intervalo dos contornos é de 0,1 entre -0,1 e 0,5, e de 0,5 entre 0,5 e -1,5 e de 1 abaixo de -1,5. No campo de diferença o intervalo é de 0,02 entre 0,02 e 0,1 e de 0,1 a partir de 0,1.

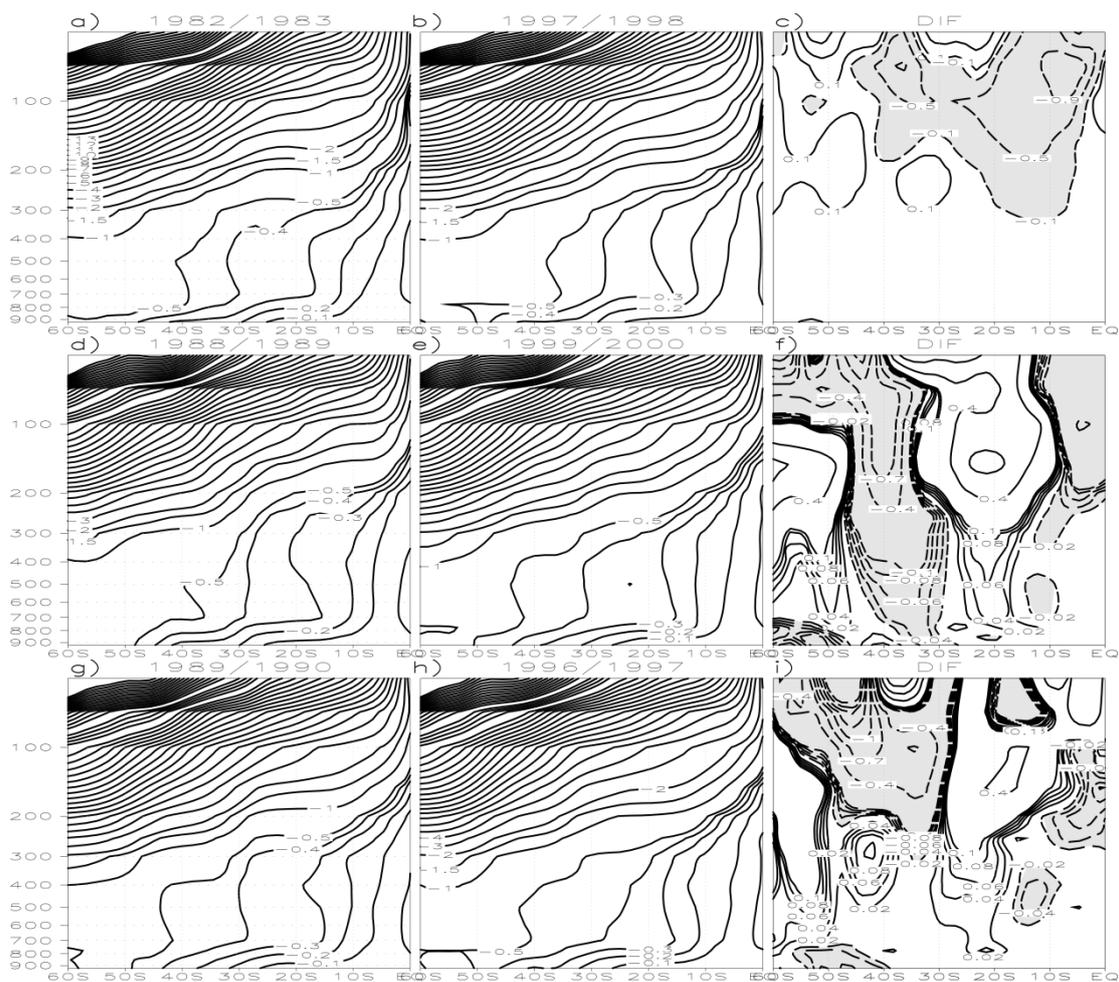


Figura 6.68 – Similar à Figura 6.66, mas para o perfil vertical da VP (UVP) em níveis de pressão ao longo de 30°W. O intervalo dos contornos é de 0,1 entre -0,1 e 0,5, e de 0,5 entre 0,5 e -1,5 e de 1 abaixo de -1,5. No campo de diferença o intervalo é de 0,02 entre 0,02 e 0,1 e de 0,1 a partir de 0,1.

No campo do vento em 200 hPa (Figura 6.69) observa-se fraca circulação anticiclônica associada à AB e intensa circulação ciclônica relacionada ao CN no ano de 82/83. Em 88/89, 89/90 o padrão é oposto, com circulação da AB intensa e do CN fraca. Na observação foi visto que todos os anos que compõe o ACEI apresentaram comportamento similar ao visto em 82/83 com o MCGA, ou seja, circulação associada à AB fraca e CN intensa. Nesta figura também pode ser visto que o vento zonal de oeste associado à corrente de jato é mais fraco no norte da Argentina e sul do Brasil e sinal oposto ocorre sobre o extremo sul da AS em 82/83. Características similares foram observadas na análise observacional para os anos que compõem o ACEI. No modelo, o

padrão é contrário para os anos de LN e N que compõe o ACEI, cuja corrente de jato é intensa sobre o norte da Argentina. Nestes anos, foi vista na análise observacional características similares às encontradas em 82/83. Desta forma, vento zonal de oeste intenso na região equatorial e corrente de jato deslocada para sul da AS são fatores importantes para favorecer a incursão de AVP em direção ao OAS tropical.

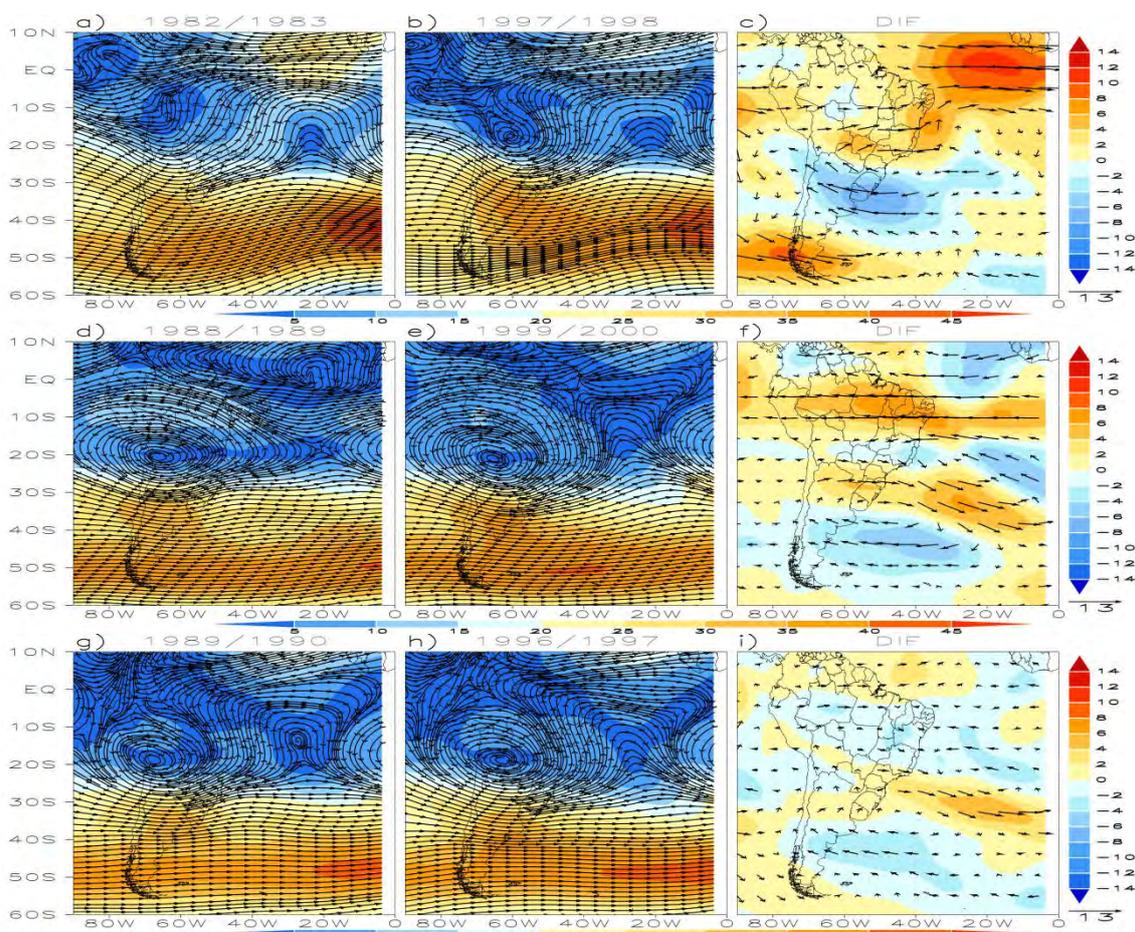


Figura 6.69 – Similar à Figura 6.66, mas para o vento (m s^{-1}) em 200 hPa (linhas de corrente) e magnitude do vento (m s^{-1}) em 200 hPa (sombreado). A escala da magnitude do vento para os campos médios (diferenças) está posicionada na parte inferior (direita).

A anomalia de geopotencial em 200 hPa (Figura 6.70) mostra propagação de trens de onda de Rossby entre o Pacífico leste e o OAS em 82/83 e 97/98. No ano de 82/83 este trem de onda apresenta uma crista (anomalia positiva) sobre o sul da AS e circulação ciclônica (anomalia negativa) sobre o OAS tropical associada à intrusão. Este padrão se aprofunda para níveis médios (Figura 6.71) com exceção da anomalia ciclônica sobre o

OAS. Em 97/98 a configuração é oposta. Na análise com os dados do ERA-40, configuração similar foi observada nos anos de EN. Em 88/89 e 99/00 a anomalia de geopotencial mostra a atuação de uma crista (anomalia positiva) no sul da AS e configuração oposta em 89/90 e 96/97. Nestes anos, uma configuração do tipo modo anular está presente. No nível de 500 hPa também é vista configuração similar, indicando aprofundamento das cristas e cavados. Na análise realizada com o ERA-40 observou-se uma anomalia anticiclônica sobre o sul da AS e ciclônica sobre o OAS tropical no ACEI e o oposto no ASEI. Esta configuração é vista apenas nos anos de EN para a simulação com o MCGA-I18.

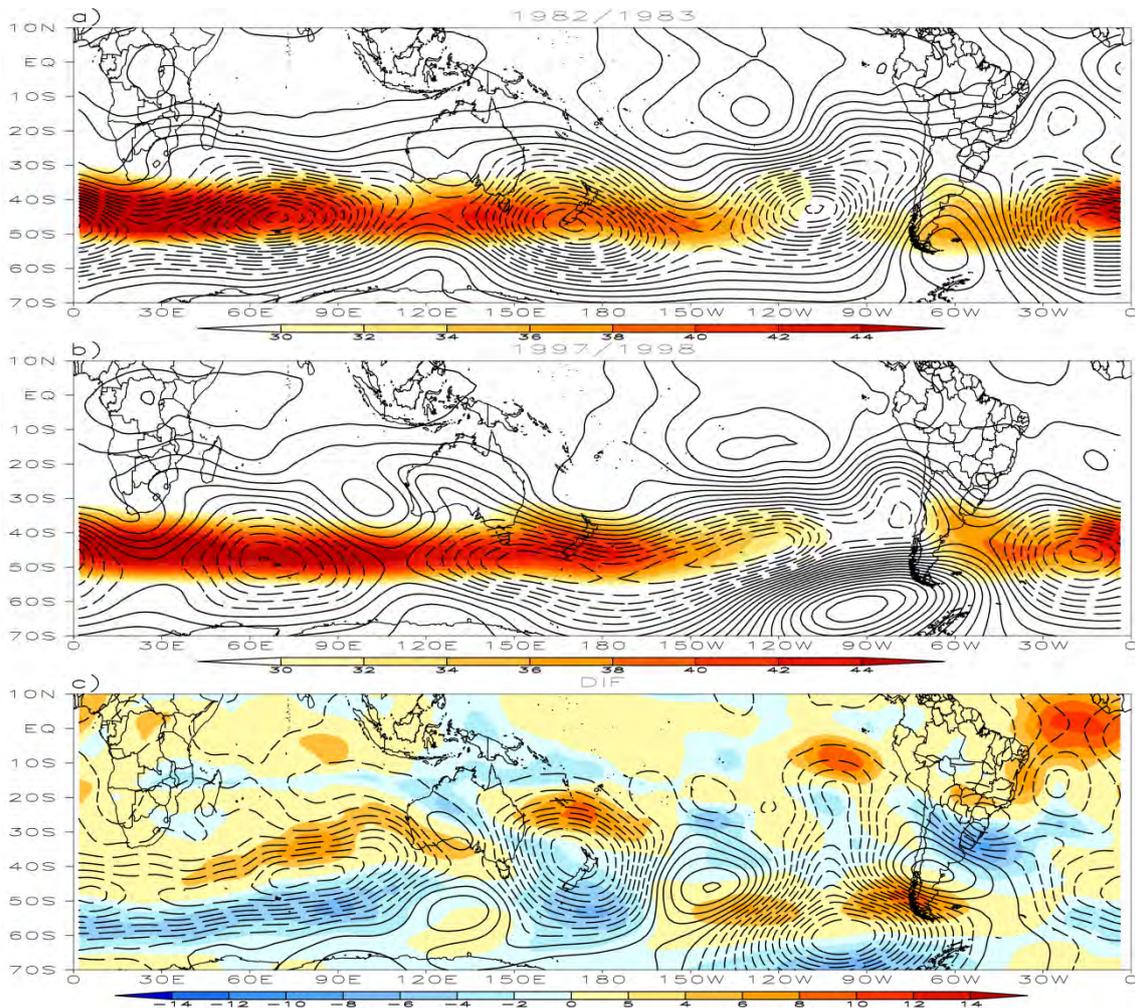


Figura 6.70 – Similar à Figura 6.66, mas para a anomalia do geopotencial ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) em 200 hPa (contornos) e magnitude do vento acima de 30 m s^{-1} (sombreado). A anomalia de geopotencial inicia em $50 \text{ m}^2 \text{s}^{-2}$ e o intervalo é de $10 \text{ m}^2 \text{s}^{-2}$. Os contornos tracejados (contínuos) representam valores negativos (positivos).

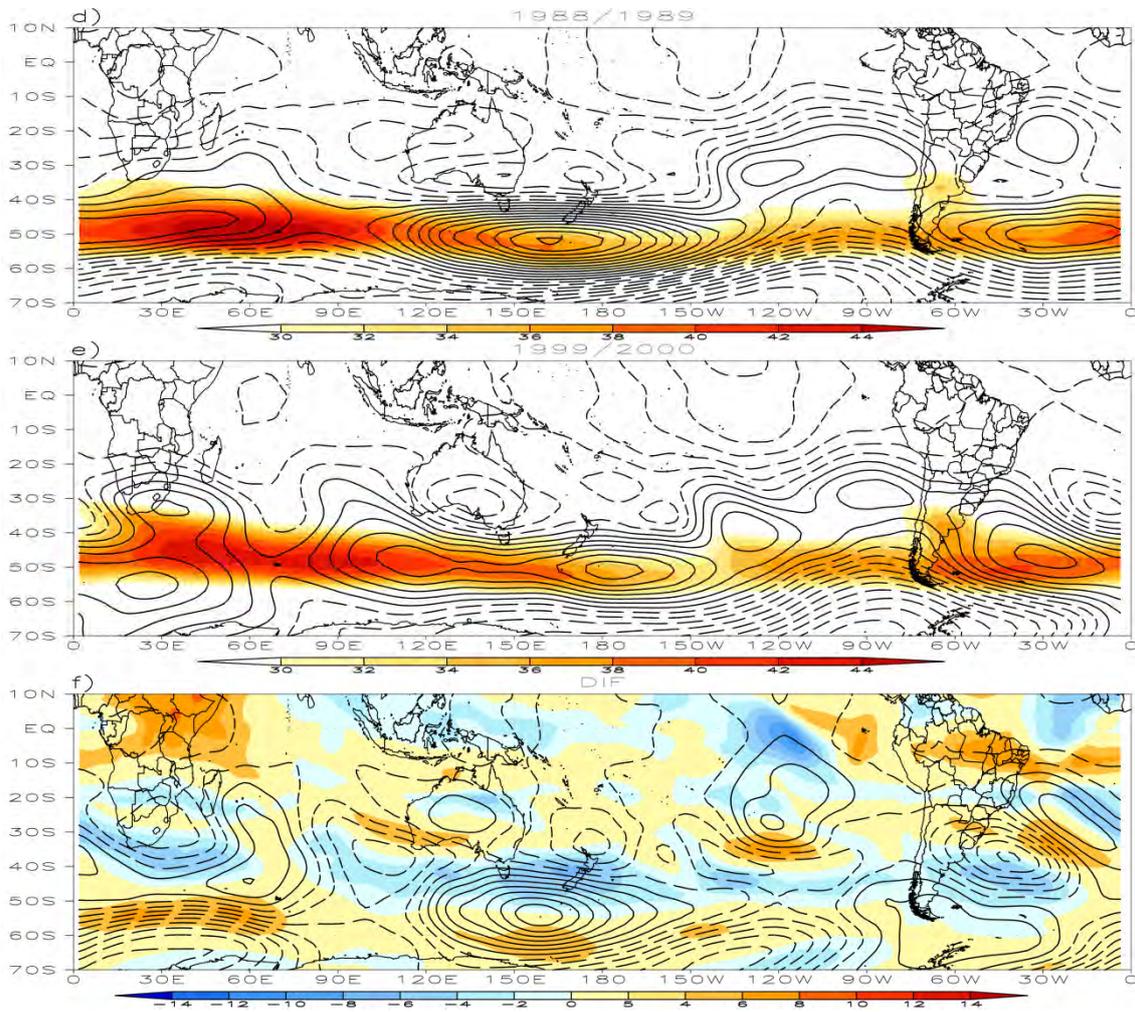


Figura 6.70 – Continuação (Continua).

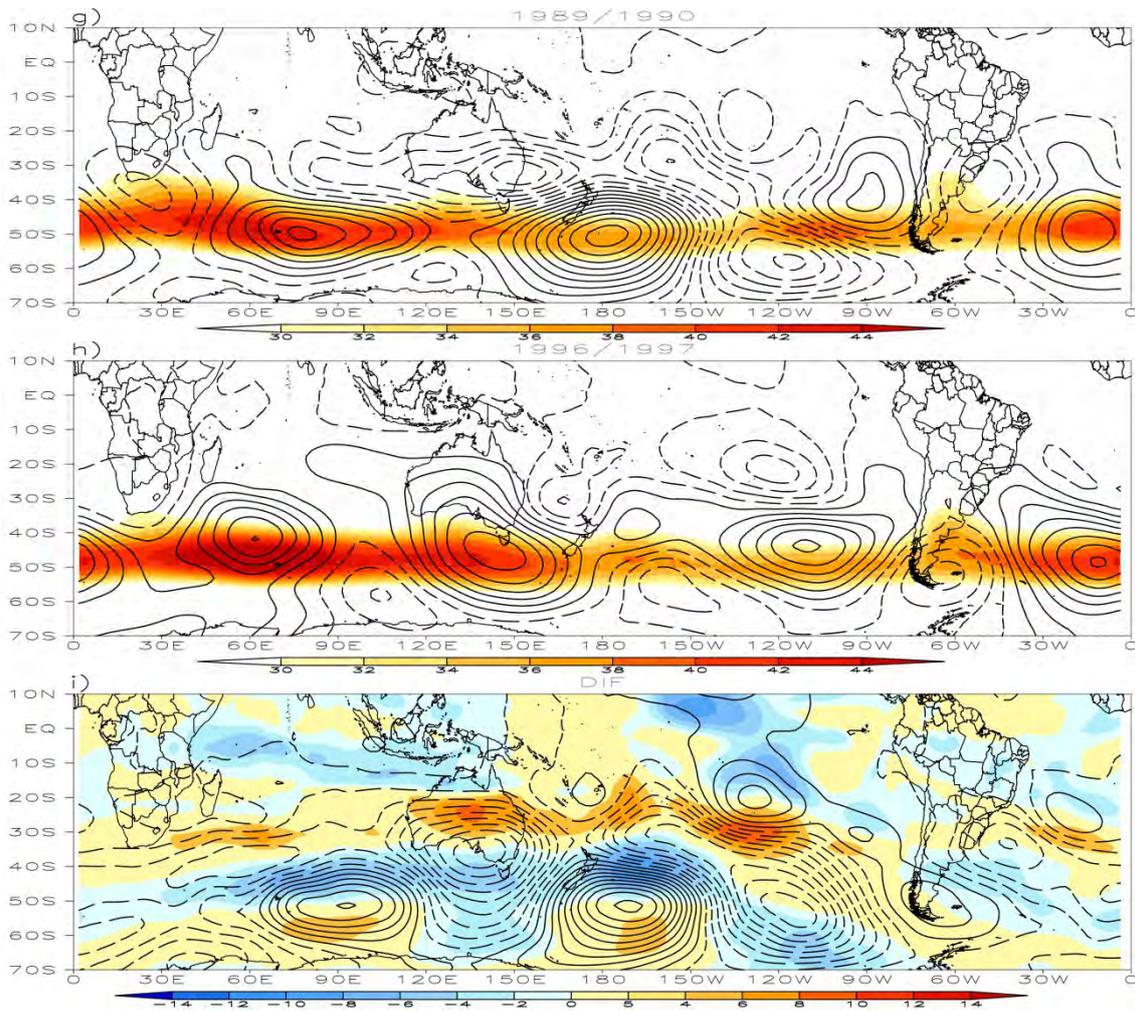


Figura 6.70 – Conclusão.

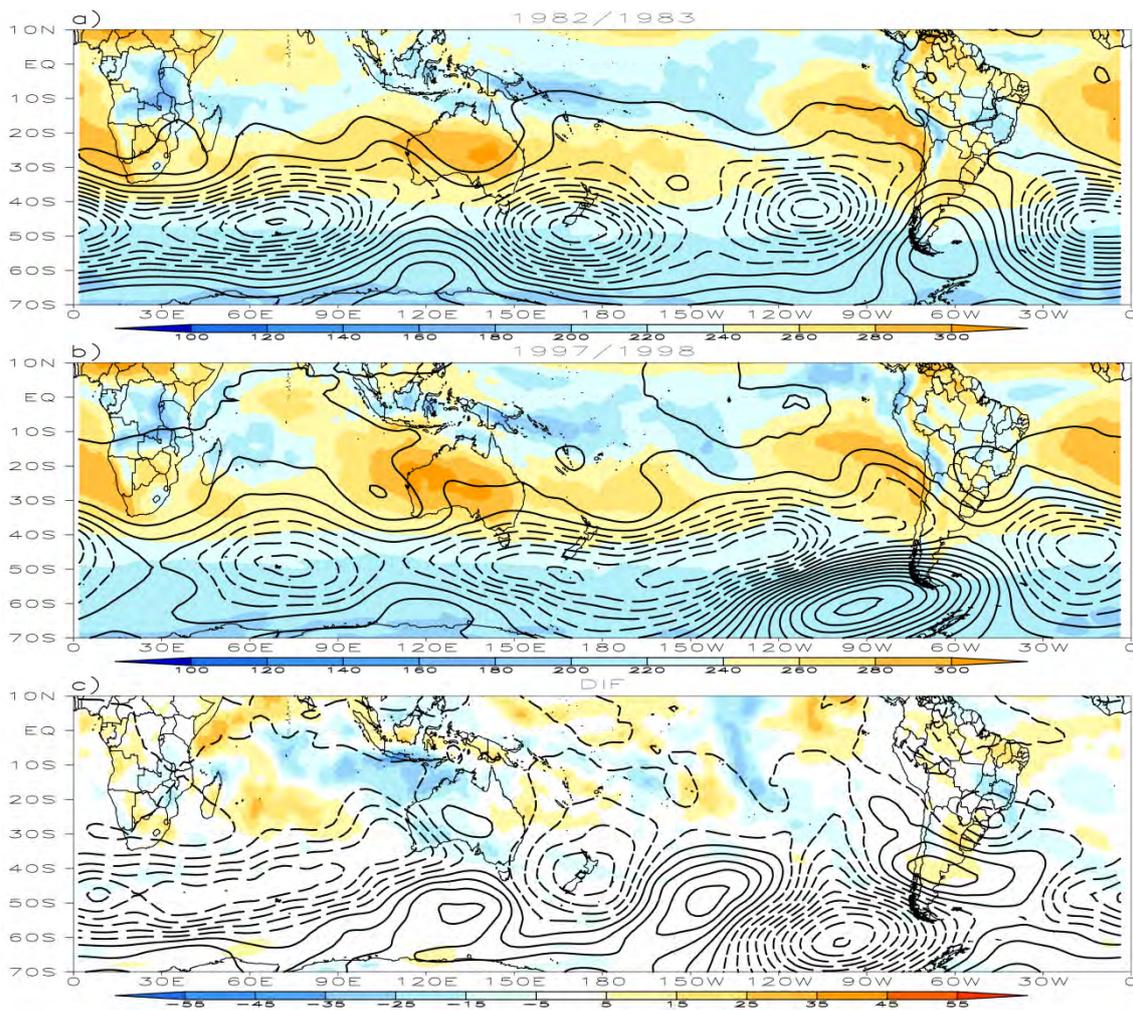


Figura 6.71 – Similar à Figura 6.66, mas para a anomalia do geopotencial ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) em 500 hPa (contornos) e ROL (W m^{-2}) (sombreado). A anomalia de geopotencial inicia em $50 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ e o intervalo é de $10 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$. Os contornos tracejados (contínuos) representam valores negativos (positivos).

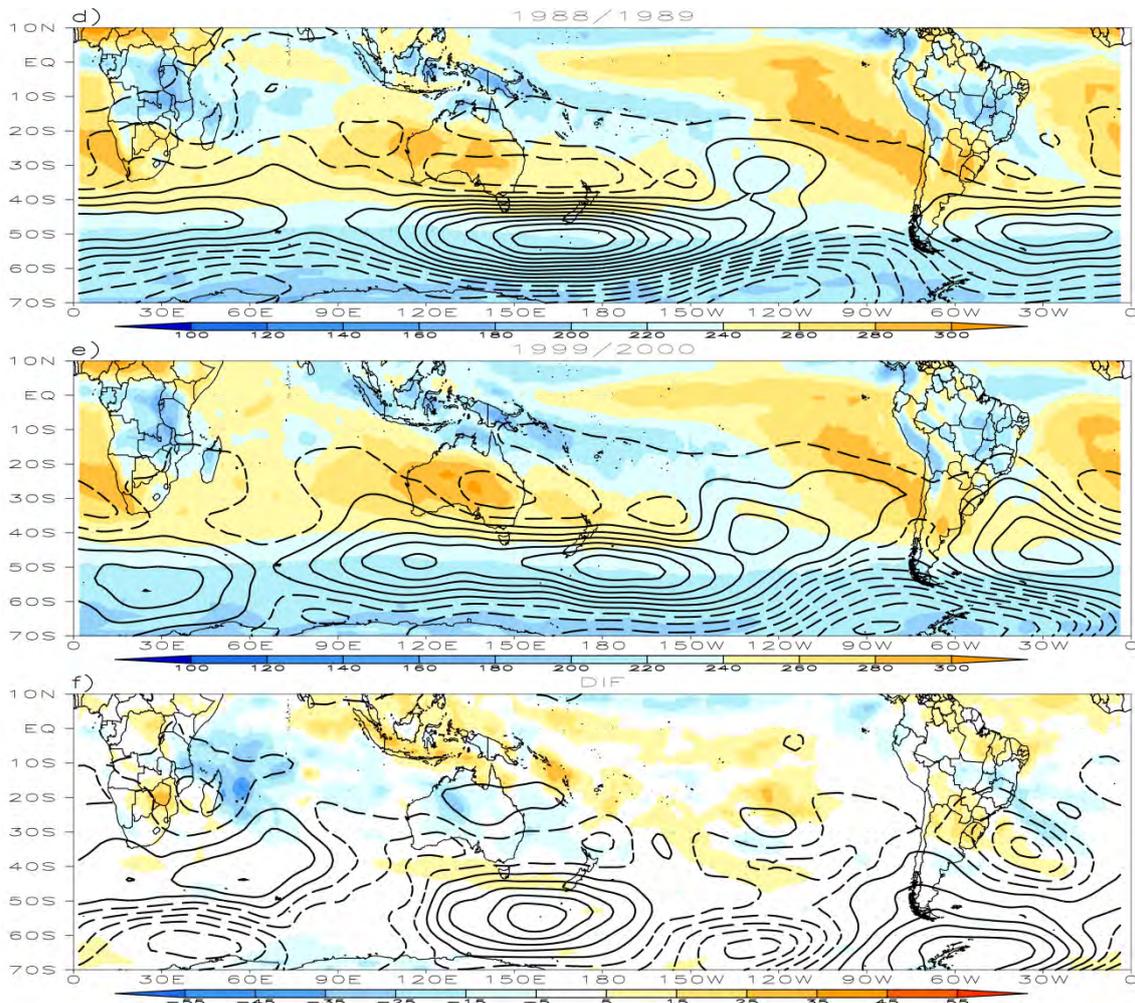


Figura 6.71 – Continuação (Continua).

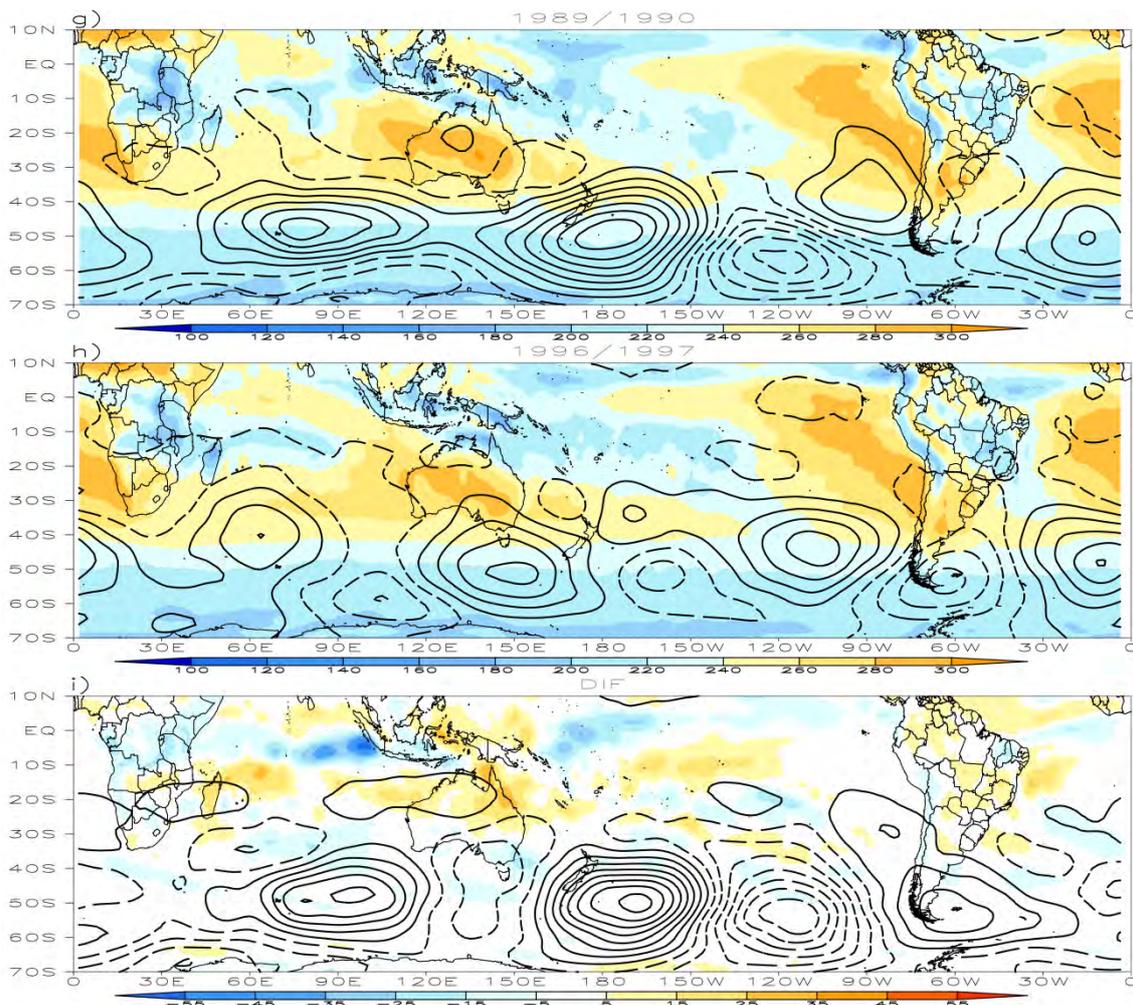


Figura 6.71 – Conclusão.

No campo de PNM e temperatura em 850 hPa (Figura 6.72) observa-se diferença positiva de temperatura no sul da AS em 82/83, 88/89 e 89/90, contudo esta diferença é menor do que a observada no ERA-40. Na reanálise, a pressão encontra-se mais baixa nestes anos. No MCGA esta característica é vista apenas no campo de diferença dos anos de EN. A PNM sobre o OAS é alta em 82/83 e 89/90 (diferença positiva) e baixa em 88/89, logo a ASAS encontra-se intensa nos dois primeiro anos. Nos resultados com a reanálise ERA-40, têm-se a ASAS mais fraca nos anos de ACEI e pressão baixa no sul da AS em relação aos resultados vistos no modelo.

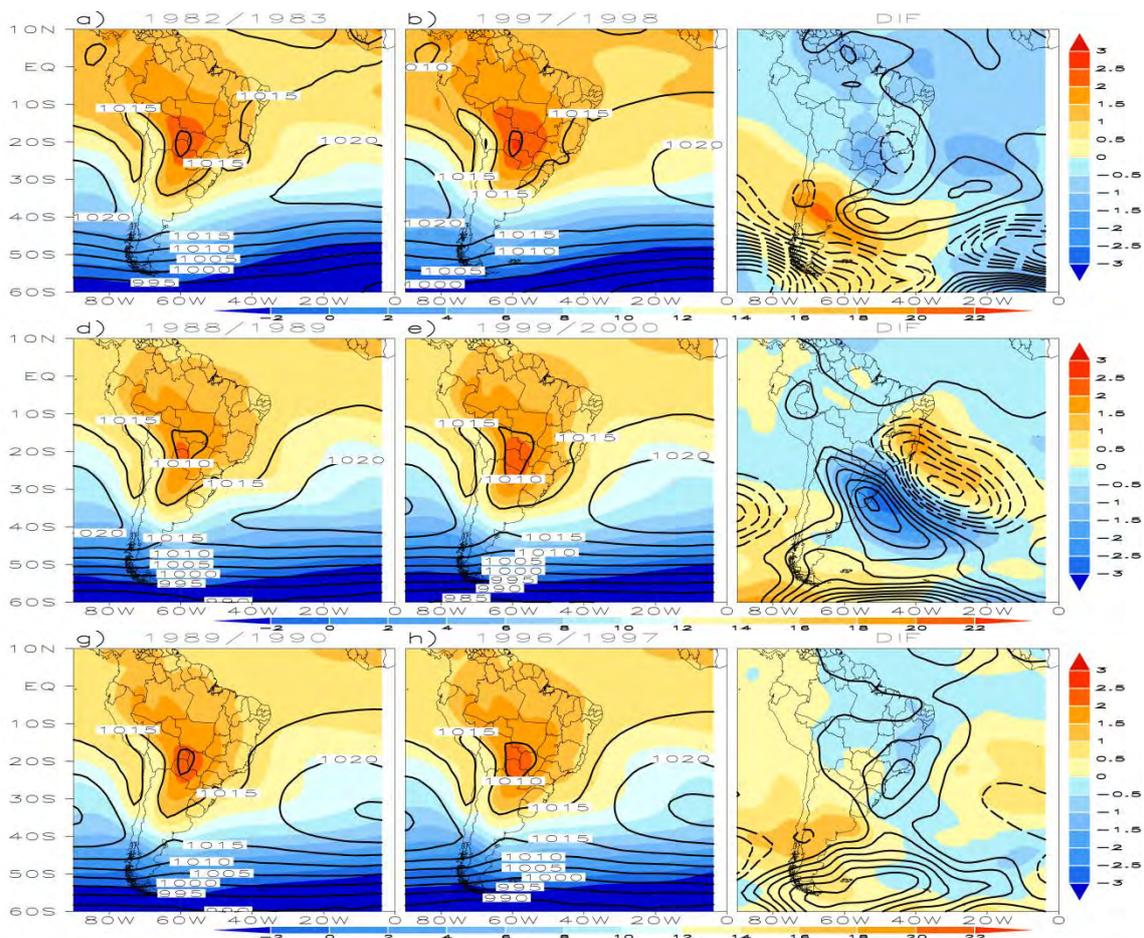


Figura 6.72 – Similar à Figura 6.66, mas para a temperatura ($^{\circ}\text{C}$) em 850 hPa (sombreado) e PNM (contorno). Os valores de PNM no campo de diferença inicia 0,5 hPa em e o intervalo é de 0,5 hPa. Os contornos tracejados (contínuos) representam valores negativos (positivos). A escala da temperatura para os campos médios (diferenças) está posicionada na parte inferior (direita).

Os campos do fluxo de umidade integrado verticalmente e divergência deste fluxo encontra-se na Figura 6.73. O escoamento deflete para sul ao atingir a cordilheira dos Andes e os ventos giram anticiclonicamente em direção à região Sudeste do Brasil em 82/83 causando convergência de umidade sobre esta região. Em 97/98 a convergência de umidade ocorre no sul do Brasil e norte da Argentina, cuja precipitação é maior nesta região do que em 82/83 (Figura 6.74). Em 88/89 a configuração é semelhante à observada em 82/83, contudo a convergência de umidade ocorre no norte da região Sudeste, enquanto que em 99/2000 o fluxo converge no sul do Brasil. Nesta região também é vista maior precipitação em relação a 88/89. Na análise observacional foi

vista convergência de umidade no Sul do Brasil nos anos que compõe o ASEI, o qual apresenta maior precipitação, pois o fluxo encontrava-se mais intensos e defletindo para sul.

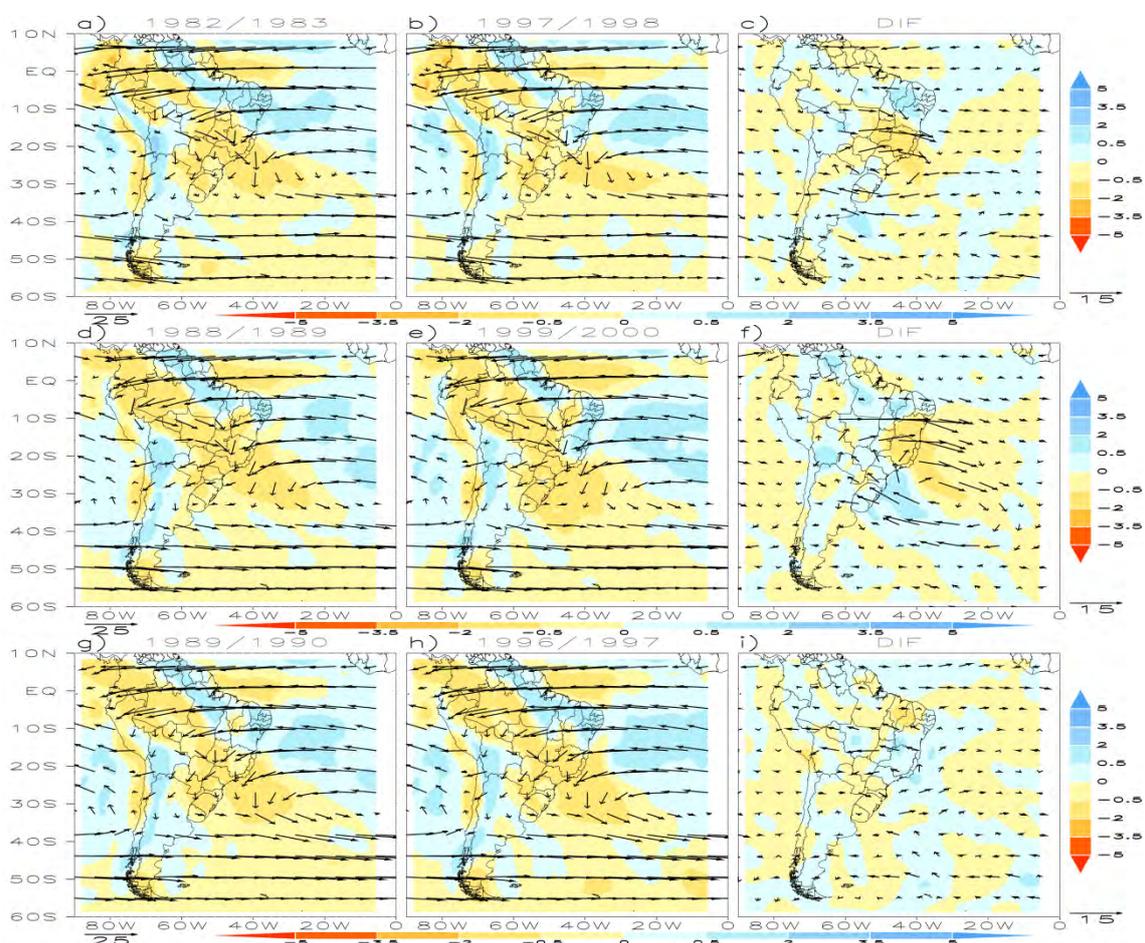


Figura 6.73 – Similar à Figura 6.66, mas para o fluxo de umidade integrado (10^5 kg s^{-1} , vetor) e divergência do fluxo de umidade integrado ($10^5 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$, sombreado). A escala da divergência do fluxo de umidade integrado para os campos médios (diferenças) está posicionada na parte inferior (direita).

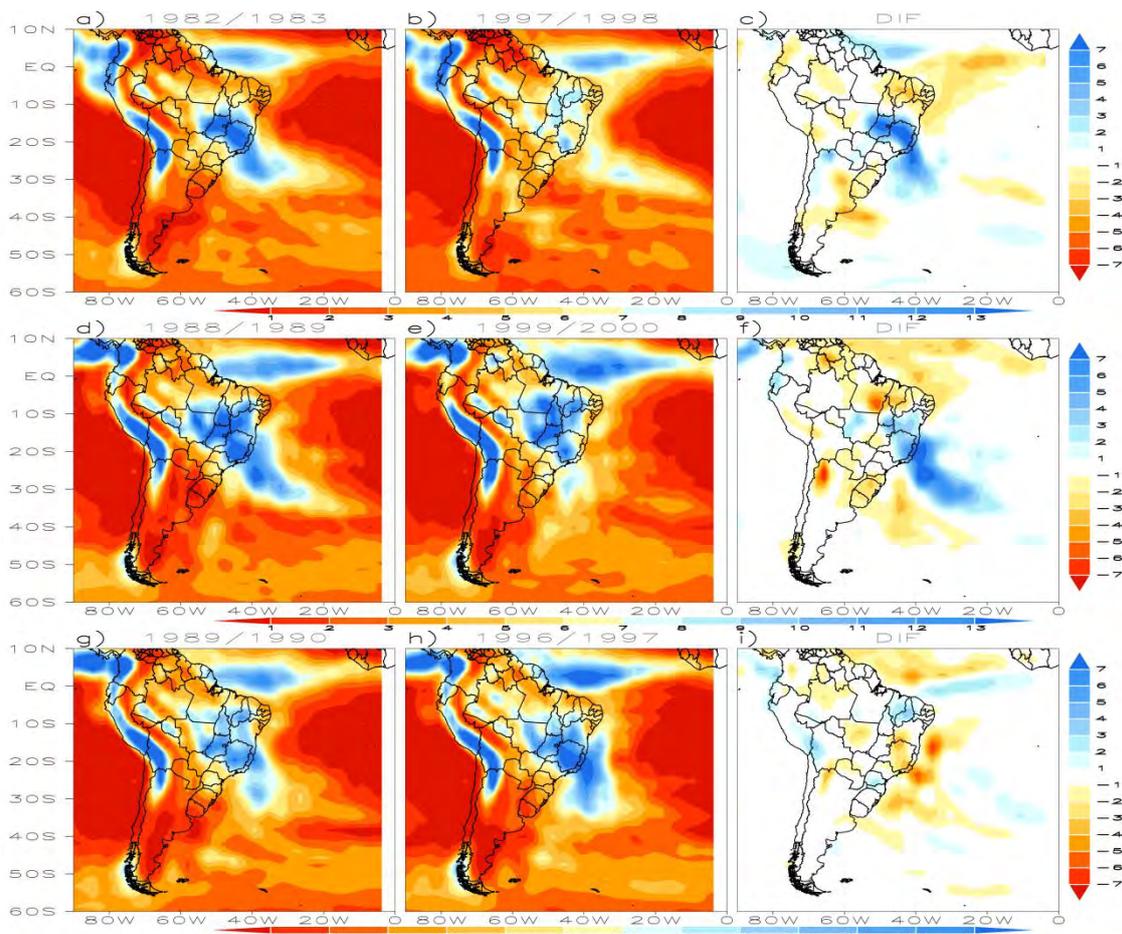


Figura 6.74 – Similar à Figura 6.66, mas para a precipitação (mm dia^{-1}). A escala da precipitação para os campos médios (diferenças) está posicionada na parte inferior (direita).

A amplitude das ondas quase estacionárias em 200 hPa na latitude de 20°S encontra-se na Figura 6.75. No MCGA-I18 a amplitude da onda $k=3$ é maior nos anos que compõem o ASEI, enquanto que na análise observacional foi visto o oposto, ou seja, as maiores amplitudes nos anos que compõem o ACEI. O perfil vertical da amplitude da onda $k=3$ (Figura 6.76) mostra que nos anos de 97/98, 99/2000 e 89/90 a maior amplitude foi vista ao longo da baixa e alta troposfera, enquanto que na reanálise ERA-40, foram os anos que compõem o ACEI que tiveram esta característica. Logo, no observado, maior influência desta onda foi vista nos anos em que ocorreram mais casos de AVP na região tropical, cuja amplitude da onda $k=3$ foi maior. No modelo as amplitudes das ondas são climatologicamente menores em relação ao observado na reanálise. Nos anos em que ocorreu intrusão, a amplitude destas ondas também é menor

do que nos anos em que não houve intrusão. Esta característica também pode diminuir a quantidade de ondas que quebram no OAS tropical, pois as mesmas não apresentam amplitudes suficientemente grandes.

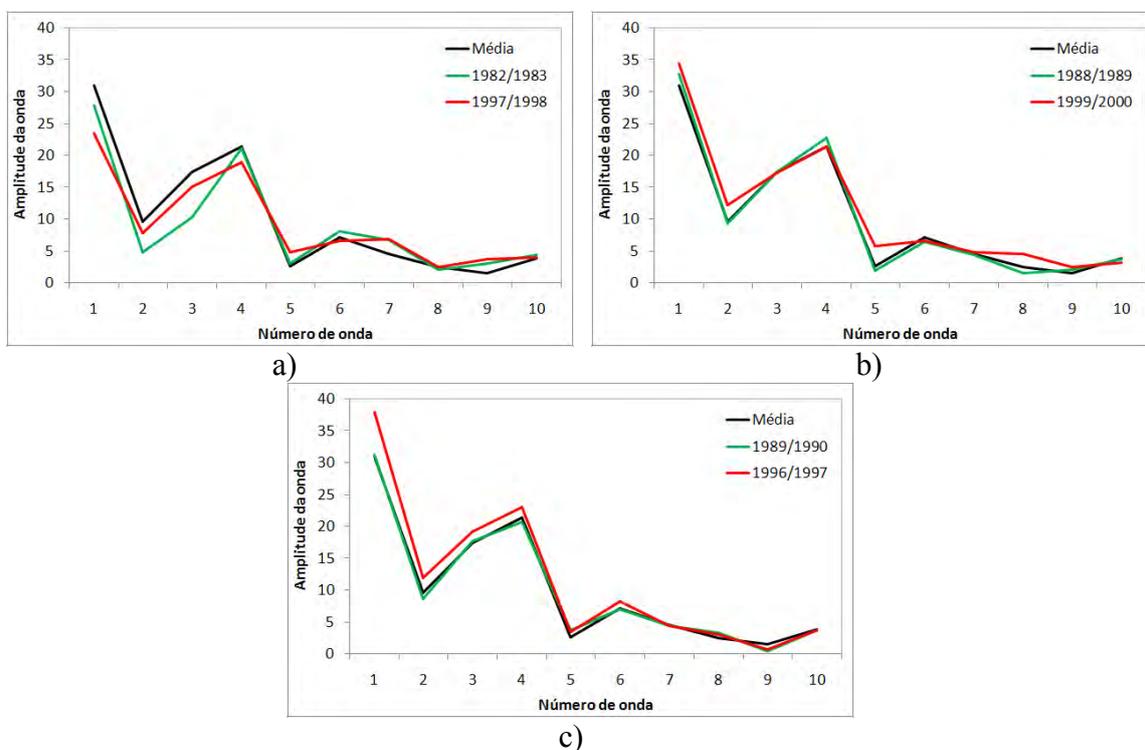


Figura 6.75 – Composto da amplitude da onda no nível de 200 hPa em 20°S. contorno preto representa a média climatologica de DJF, o contorno verde representa o ano com evento de AVP e o vermelho, o ano sem evento de AVP. a) EN, b) LN e c) N.



Figura 6.76 – Perfil vertical da amplitude da onda $k=3$ e diferença entre os anos com (ACEI) e sem (ASEI.) eventos de intrusão.

6.5 SUMÁRIO

Neste capítulo estudaram-se os eventos de AVP com incursão na região tropical a partir das simulações com o MCGA-CPTEC, cujas inicializações corresponderam aos dias 18, 20 e 22 de janeiro de 1950. A mesma metodologia adotada na análise observacional foi aplicada nas três simulações com o MCGA, denominadas de MCGA-I18, MCGA-I20 e MCGA-I22 e para o mesmo período da análise observacional (DJF de 1979 a 2001).

Os campos médios de DJF e as diferenças destas médias entre o MCGA-CPTEC e reanálise ERA-40 também foram obtidos. Tais diferenças foram similares às encontradas em Cavalcanti et al. (2002) em relação às reanálises do NCEP. Os resultados mostraram que o MCGA-CPTEC apresentou vento zonal de oeste na região equatorial com menor intensidade e corrente de jato em latitudes médias mais intensa. Este comportamento do modelo influenciou na incursão de AVP em direção à região do OAS tropical. As características da circulação de verão foram bem representadas no modelo, tais como as circulações da AB e do CN, e as bandas de precipitação relacionada à ZCIT e a ZCAS. No MCGA-CPTEC também foram notadas menores amplitudes das ondas em altos níveis.

Com o critério de $-1,5$ UVP atingindo 10°S , apenas 125, 110 e 97 dias foram identificados no MCGA-I18, MCGA-I20 e MCGA-I22, respectivamente. O número de dias com incursão de AVP para o OAS foi bem menor nas simulações com o MCGA, o qual pode estar associado ao fraco vento zonal de oeste na região do “duto de oeste” equatorial e à forte corrente de jato em latitudes médias. A FOE foi aplicada no campo de VP nos dias mencionados acima. Os três primeiros modos explicam a maior parte da variância explicada, sendo observada maior variabilidade no MCGA-CPTEC em relação ao encontrado no ERA-40. O erro amostral dos autovalores indicou que apenas os padrões espaciais do MCGA-I18 foram independentes. A análise dos padrões atmosféricos associados às três primeiras componentes foi determinada somente para esta simulação.

O modelo também representou os padrões de AVP identificado na análise observacional. Tais padrões foram evento de intrusão na CP1, a intrusão de AVP com

configuração de QOR anticiclônica na PC2, e característica similar na CP3, mas com formação de um VC no campo de VP.

A CP1 do MCGA-I18 apresentou uma incursão de VP negativa em direção ao leste do NEB, com grande variabilidade diária das amplitudes dos *score*. Foram selecionados 22 casos de evento de AVP para o MCGA-I18, cuja variabilidade esteve associada com o ENOS e o vento zonal na região equatorial foi consistente com esta análise. Desta forma, anos com IOS negativo (positivo) apresentaram muitos (poucos) eventos de AVP e intenso (fraco) vento zonal de oeste na região equatorial.

No campo espacial da VP no nível isentrópico de 350 K para simulação com o MCGA-I18 foi mostrada a incursão de AVP em direção à região tropical no início da intrusão, cuja amplitude máxima ocorreu no dia “d 0”. Configuração similar foi vista na análise observacional, contudo a intrusão esteve mais afastada do continente e avançou pouco para leste. O vento zonal de oeste na região equatorial apresentou maior intensidade no início da intrusão e enfraqueceu nos dias seguintes. A corrente de jato em latitudes médias apresentou comportamento oposto. No modelo, houve incursão de AVP da baixa estratosfera extratropical para a baixa troposfera tropical. A precipitação na CP1 ocorreu no sul e Sudeste do Brasil devido à propagação de um padrão típico de sistemas frontais em baixos níveis, contudo não se observou precipitação no NEB. No MCGA a intrusão manteve a circulação ciclônica sobre o NEB, cuja atuação inibiu a convecção sobre esta região.

A CP2 apresentou uma incursão de VP positiva em direção ao OAS sul tropical, cuja configuração foi de QOR anticiclônica sobre o leste do NEB. Nesta componente, as amplitudes dos *scores* com sinal negativo implicaram em padrão ciclônico de VP. Foram selecionados 19 eventos, cuja variabilidade interanual também esteve relacionada com o ENOS. No campo de VP foi visto a formação de uma intrusão de AVP, que amplificou no dia “d 0” e apresentou padrão de QOR anticiclônica. O “duto de oeste” encontrou-se mais intenso no início e formação da quebra, desintensificando nos dias seguintes. A corrente de jato esteve mais fraca até a formação da quebra, intensificando em seguida. A precipitação ocorreu entre as Regiões Sudeste e Sul do

Brasil devido à propagação de uma configuração de sistemas frontais em baixos níveis e não foi observada precipitação sobre o NEB. A atuação da intrusão de AVP sobre o leste do NEB favoreceu a formação de uma anomalia ciclônica do vento, cujo comportamento inibiu a convecção nesta região. Sugere-se que o processo da quebra da onda ocorre devido à presença do padrão típico de sistemas frontais em baixos níveis o qual apresenta forte atividade convectiva associada. A liberação de calor na região de convecção aumenta a temperatura da camada atmosférica que por sua vez amplifica a crista em latitudes médias. Por conservação de vorticidade absoluta, o cavado à jusante também é amplificado e a quebra ocorre.

A CP3 apresentou um padrão de VP sobre o OAS tropical com formação de um vórtice ciclônico sobre o leste do NEB. As amplitudes dos *scores* apresentam grande variabilidade diária, contudo a variabilidade interanual não é relacionada ao ENOS. A baixa correlação entre o IOS e o Ne está relacionada à pequena associação dos VCANs com o ENSO. O ciclo de vida do evento de intrusão de AVP apresenta amplificação de um cavado nos primeiros dias e padrão de QOR anticiclônica e formação de um VC sobre o leste do NEB no “d 0”. Devido à atuação deste ciclone sobre o leste do NEB a convecção é inibida nesta região e a precipitação ocorre apenas nas regiões Sudeste e Sul do Brasil. Nesta componente, também foi visto que o deslocamento zonal de ondas baroclínicas em latitudes médias favorece a amplificação da crista devido à liberação de calor latente associada à convecção relacionada a um padrão de sistemas frontais em baixos níveis e conseqüentemente a quebra da onda ocorre sobre o OAS e um VC se forma nos contornos de VP.

Na análise da variabilidade interanual da CP1 também se analisou os anos com IOSN e IOSP determinados a partir do critério de $0,5 \times \sigma$ do IOS. Apenas os anos de 82/83 e 91/92 apresentaram casos de intrusão de AVP com IOSN. Nos demais anos com IOSN não foi identificado nenhum caso, mesmo o U_m sendo intenso. Nos anos com IOSP também não foi observado nenhum evento de AVP, consistente com o U_m fraco nestes anos. Logo o MCGA não reproduziu os eventos de intrusões ocorridos nos anos com IOSN e IOSP vistos na análise com a reanálise ERA-40. Desta forma, foram analisadas apenas as comparações dos padrões atmosféricos em anos de EN, LN e N para a

simulação com o MCGA-I18. Os anos selecionados foram os mesmos da análise observacional. Tais anos foram: 82/83 (EN), 88/89 (LN) e 89/90 (N) com eventos (ACEI) e sem eventos (ASEI) são 97/98 (EN), 99/00 (LN) e 96/97 (N). Apenas o ano de 82/83 apresentou incursão de AVP para a região tropical na simulação.

Somente os compostos dos anos de EN apresentaram similaridade com a análise observacional. No ano de 82/83 houve uma incursão de AVP em direção à região tropical e vento zonal na região do “duto de oeste” mais intenso do que em 97/98. Vento zonal de oeste em latitudes médias associada à corrente de jato foi fraco no norte da Argentina e sul do Brasil e sinal oposto no extremo sul da AS em 82/83. As características da circulação de verão também foram similares ao observado no ERA-40, ou seja, AB fraca no interior do continente e CN intenso no OAS tropical. A propagação de ondas também mostrou padrão similar, com atuação de uma crista no sul da AS e de uma anomalia ciclônica no OAS tropical em 82/83. Trens de onda de Rossby propagaram-se do Pacífico leste em direção ao OAS tropical. As características atmosféricas nos anos de 88/89 e 89/90 foram distintas das encontradas na análise observacional. Nestes anos não foram observados eventos de intrusão no MCGA, cujo vento zonal de oeste no “duto” do OAS foi fraco.

A amplitude das ondas $k=3$ foi menor no MCGA, o que também pode influenciar na intrusão de AVP, pois as ondas no modelo não apresentam amplitudes suficientemente grandes para quebrar sobre o OAS.

7 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Neste estudo foram determinados os padrões de alta vorticidade potencial (AVP) sobre o Oceano Atlântico Sul (OAS) para o período de verão (DFJ) de 1979-2001 e as características atmosféricas associadas. O trabalho foi dividido em uma análise observacional e outra numérica, cujos dados corresponderam às reanálises ERA-40 e simulações com o MCGA-CPTEC.

Na análise observacional foram selecionados 287 dias em que houve incursão de AVP em direção à região equatorial, enquanto que no modelo foram identificados 125, 110 e 97 dias para as inicializações do MCGA-I18, MCGA-I20 e MCGA-I22, respectivamente. O menor número de dias identificados no modelo está relacionado com o comportamento do vento zonal em altos níveis, o qual foi climatologicamente mais fraco na região equatorial e mais intenso em latitudes médias em relação ao encontrado na reanálise ERA-40.

Três padrões espaciais de AVP foram identificados utilizando a Função Ortogonal Empírica (FOE) com características distintas para cada componente. O MCGA-CPTEC reproduziu os padrões de AVP sobre o OAS, os quais foram similares aos vistos na análise observacional. Tais padrões corresponderam à intrusão de AVP em direção ao OAS. Na CP1 esta intrusão apresentou advecção de VP em direção ao equador com orientação norte-sul e ocorreu próximo ao Nordeste do Brasil (NEB). A intrusão da CP2 foi associada ao padrão de QOR anticiclônica, pois a mesma ocorreu no lado equatorial da corrente de jato (CJ), sendo influenciada pelo cisalhamento anticiclônico do mesmo. As amplitudes dos *scores* representam a variabilidade deste padrão, cujo sinal indica a posição da intrusão, que pode ser próximo ou afastado do continente. Apenas o padrão de AVP considerando a intrusão sobre o OAS foi analisado. E por último, o padrão da CP3 correspondeu à formação de um vórtice ciclônico (VC). As amplitudes dos *scores* também representaram a variabilidade deste VC, logo os sinais das amplitudes

indicaram a posição do mesmo. Este VC pode ocorrer sobre o NEB ou OAS, sendo que foi analisada a primeira configuração.

O número de eventos de AVP identificados nas três componentes do modelo foi aproximadamente a metade encontrada nos dados observados devido ao comportamento do vento zonal na região equatorial e de latitudes médias. Os eventos de AVP identificados apresentaram variabilidade interanual associada com o El Niño-Oscilação Sul (ENOS) para as CP1 e CP2, cuja ocorrência foi maior (menor) em anos de El Niño (La Niña). O vento zonal médio da região equatorial (U_m) também está relacionado com a ocorrência destes eventos, sendo observado maior (menor) número de eventos nos anos em que U_m é intenso (fraco). A intensidade de U_m é relacionada com o ENOS, a qual é maior (menor) em anos de EN (LN). Este resultado esteve consistente com os encontrados por Arkin e Webster (1985), os quais identificaram “dutos de oeste” mais intensos em anos de El Niño (EN) sobre o OAS. Esta característica na região equatorial propicia a maior incursão de eventos de intrusão. Os eventos identificados na CP3 não apresentaram relação com ENOS, pois o padrão de AVP foi similar a de um VCAN sobre o NEB, cuja variabilidade de ocorrência não está relacionada de forma direta com ENOS (Ramírez et al., 1999).

Nas três componentes dos resultados observados e do modelo, o comportamento do vento zonal em altos níveis foi similar. O “duto de oeste” no OAS tropical esteve intenso entre início e formação da intrusão e a corrente de jato (CJ) em latitudes médias foi fraca. Nos dias seguintes observou-se o contrário, diminuição na intensidade dos “dutos de oeste” e intensificação da CJ. Segundo Peters e Waugh (2003), as ondas se propagam ao longo do jato, contudo, amplificam e quebram em regiões de fraca CJ. Na região equatorial há um aumento do gradiente meridional do vento zonal favorecendo maior VP até a formação da intrusão, enquanto que nos dias seguintes este gradiente diminui e conseqüentemente a VP.

Os padrões de AVP no modelo encontraram-se mais próximos do continente do que os vistos na observação. Este comportamento pode estar relacionado com o trem de onda de Rossby visto inicialmente nos compostos de cada componente. Os centros ciclônicos

e anticiclônicos associados a este trem de onda estiveram deslocados para oeste em relação aos encontrados na análise observacional. Este fator influenciou na precipitação do NEB, pois a circulação ciclônica anômala associada à intrusão esteve próxima do continente e atuou de forma a inibir a convecção sobre esta região. A análise da variabilidade interanual dos eventos de intrusões da CP1 foi realizada com o intuito de identificar as características atmosféricas associadas a tais eventos em anos ENOS distintos. Algumas características atmosféricas similares foram encontradas nos anos em que foram observadas intrusões (CIN, 82/83, 88/89 e 89/90) e foram distintas do comportamento atmosférico visto nos anos em que não houve tal padrão de AVP (CIP, 97/98, 99/2000 e 96/97).

As análises observacional e numérica da variabilidade interanual dos eventos de intrusão da CP1 reiteram a importância do “duto de oeste” no OAS equatorial e da CJ em latitudes médias para a formação das intrusões. Nos anos em que foram observadas intrusões em anos de EN, LN e N, tanto na observação como no modelo, o vento zonal de oeste esteve intenso na região equatorial enquanto que a CJ apresentou comportamento mais fraco e posicionada no extremo sul da AS. Outra característica importante foi relacionada com o comportamento das ondas $k=3$, cujas amplitudes foram maiores nos anos em ocorreram intrusões. Esta característica não foi evidente nos resultados do modelo.

Neste estudo pôde-se ver a importância dos sistemas frontais em superfície no desenvolvimento das intrusões. Sugere-se que a convecção associada ao padrão de sistemas frontais em superfície libera calor latente no processo de precipitação e aumenta a temperatura média da camada da atmosfera que por sua vez amplifica a crista nos subtropicais e por conservação de vorticidade absoluta, o cavado em latitudes baixas também intensifica. A amplificação desta crista esteve diretamente ligada com a intensidade e posição do padrão de sistemas frontais em superfície. Quanto mais intensa e deslocada para norte esteve a convecção associada a este padrão de sistema frontais, maior foi a amplitude da crista, que por sua vez também amplificou mais o cavado e consequente mais intensa foi a quebra da onda.

Os resultados com a reanálise do ERA-40 e simulações com o MCGA-CPTEC indicaram que a formação de padrões de AVP sobre o OAS tropical afetam a precipitação sobre o NEB. Esta influência pode ser de forma negativa, com inibição da convecção quando a anomalia de AVP encontra-se próximo do continente e positiva à medida que o mesmo se afasta do continente. Isto ocorre porque a anomalia de AVP está associada à anomalia ciclônica do vento em altos níveis que por sua vez gera convergência do vento e conseqüentemente movimento subsidente. Quando a anomalia de AVP afasta-se do continente favorece a convecção sobre o NEB.

Este trabalho mostrou que existem diferentes padrões de AVP sobre o OAS tropical que podem ou não formar quebra da onda. Foi visto que a precipitação associada aos sistemas frontais em superfície apresentou um importante papel na formação desta quebra da onda, que por sua vez influenciou a precipitação sobre o NEB. A posição da anomalia ciclônica de AVP inibe ou favorece a convecção sobre esta região. A intensidade do vento zonal de oeste na região equatorial e da corrente de jato em latitudes médias também foi importante para a formação dos padrões de AVP e na variabilidade interanual dos mesmos. A propagação de trens de onda de Rossby influenciou nestes padrões, cuja existência de grandes amplitudes da onda $k=3$ favorece as intrusões.

Sugere-se como trabalhos futuros fazer uma climatologia dos VC sobre o NEB os quais estão associados com a QOR como um mecanismo de formação. Outras sugestões são indicadas a seguir. Analisar o sinal oposto de cada componente e verificar o comportamento dos mesmos sobre a AS. Verificar mais profundamente a atuação dos sistemas frontais nestes processos de intrusões. Investigar mais detalhadamente a relação da convecção na amplificação da crista e como este processo afeta as intrusões. Desenvolver uma metodologia que faça deste conhecimento uma ferramenta para a previsão de tempo.

REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA

- ACEITUNO, P. On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector. Part I: Surface climate. **Monthly Weather Review**, v. 116, n. 3, p. 505-524, 1988.
- AMBRIZZI, T. Rossby wave propagation on El Niño and La Niña non-zonal basic flows. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 9, n. 1, p. 54-65, 1994.
- AMBRIZZI, T.; HOSKINS, B. Rossby wave propagation and teleconnection patterns in the austral winter. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.52, n. 21, p.3661-3672, 1995.
- ANDRADE, K. M. **Climatologia e comportamento dos sistemas frontais sobre a América do Sul**. 2005. 185 p. (INPE-14056-TDI/1067). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2005.
- ARKIN, P. A.; WEBSTER, P. J. Annual and Inerannual variability of tropical-extratropical interaction: an empirical study. **Monthly Weather Review**, v. 113, n. 9 , p. 1510-1523, 1985.
- BARBOSA, T. F. **Intrusão de vortacidade potencial na alta troposfera sobre o Atlântico Tropical Sul e sua relação com a precipitação no NE do Brasil**. 118 p. (INPE-14170-TDI/1087). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2006.
- BARBOSA, T. F.; CAVALCANTI, I. F.; RAO, V. B. Eventos de Intrusão de alta vortacidade potencial no Atlântico Sul e sua influência sobre a precipitação em áreas do Brasil. In: XVI CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 16., 2010, Belém, PA. **Anais...** 2010.
- BARBOSA, T.F., RAO, V.B., CAVALCANTI, I.F.A. Interannual variability of high potential vorticity in South Altantic. **Atmospheric Science Letters**, v. 12, n. 4, p. 368-374, 2011. DOI: 10.1002/asl.352
- BERRISFORD, P.; HOSKINS, B. J.; TYRLIS, E. Blocking and Rossby wave breaking on the dynamical tropopause in the Southern Hemisphere. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 64, n. 8, p. 2881-2898, 2007.
- BLUESTEIN, H. Synoptic-dynamic meteorology in midlatitudes: observations and theory of weather systems. New York: Oxford University Press, 1993. v. 2, 594 p.
- BONATTI, J. P. Modelo de circulação geral atmosférico do CPTEC. **Climanálise - Boletim de Monitoramento e Análise Climática**, v. on line, n. Especial 10anos, 1996. (INPE-12799-PRE/8089). Disponível em: <<http://tucupi.cptec.inpe.br/products/climanalise/cliesp10a/bonatti.html>>.

CAVALCANTI, I. F. A.; KOUSKY, V. E. Frentes frias sobre o Brasil. **Tempo e Clima do Brasil**, v.1, p. 135-147, 2009.

CAVALCANTI, I. F. A.; MARENGO, J. A. SATYAMURTY, P.; NOBRE, C. A. TROSNIKOV, I.; BONATTI, J. P.; MANZI, A. O.; TARASOVA, T.; PEZZI, L. P.; D'ALMEIDA, C.; SAMPAIO, G.; CASTRO, C. C.; SANCHES, M. B.; CAMARGO, H. Global climatological features in a simulation using the CPTEC-COLA AGCM. **Journal of Climate**, v. 15, n. 21, p. 2965-2988, 2002.

CHARNEY, J. G. On the scale of atmospheric motions. **Geophysical Publication Oslo**, v.17, p. 1 -17. 1948.

CHAVES, R. R. **Variabilidade da precipitação na região sul do nordeste e sua associação com padrões atmosféricos**. 1999. 159 p. (INPE-7294-TDI/709). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1999.

FERNANDEZ, J. P. R. **Ondas quase-estacionárias no hemisfério sul: observações e simulações climáticas sobre a América do Sul**. 2004. 255 p. (INPE-14475-TDI/1156). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2004.

FERREIRA, N. J. F.; RAMÍREZ, M. V.; GAN, M. A. Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis que atuam na vizinhança do Nordeste do Brasil. **Tempo e Clima do Brasil**, v.1, p.43-60, 2009.

FERREIRA, N. J.; SANCHES, M.; SILVA DIAS, M. A. F. Composição da Zona de Convergência do Atlântico Sul em períodos de El Niño e La Niña. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 19, n. 1, p. 89-98, 2004.

FUNATSU, B. M; WAUGH, D. W. Connections between potential vorticity intrusions and convection in the Eastern Tropical Pacific. **Journal of the Atmosphere Sciences**, v. 65, n. 3, p. 987-1002, 2008.

GABRIEL, A.; PETERS, D. A diagnostic study of different types of Rossby wave breaking events in the northern extratropics. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 86, n. 5 p. 613-631, 2008.

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, n. 1, p. 47-66, 2004.

GARCIA, S. R. **Variabilidade do sistema de monção da América do Sul: Relações com a Oscilação Decadal do Pacífico**. 142 p. (INPE-14093-TDI/1076). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2006.

- GRIMM, A. M. The El Niño impact on the summer monsoon in Brazil: regional processes versus remote influences. **Journal of Climate**, v. 16, n. 2, p. 263-280, 2003.
- GRIMM, A. M. How La Niña events disturb the summer monsoon system in Brazil? **Climate Dynamics**, v. 22, n 2-3, p. 123-138, 2004.
- 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, n. 1, p. 35-58, 2000.
- HANNACHI, A.; JOLLIFFE, I. T.; STEPHENSON, D. B. Empirical orthogonal functions and related techniques in atmospheric science: a review. **International Journal of Climatology**, v. 27, n. 9, p. 1119-1152, 2007.
- HARSHVARDHAN, D. A. R.; CORSETT, T. D. A fast radiation parameterization for general circulation models. **Journal of Geophysical Research**, v. 92, n. D1, p. 1009-1016, 1987.
- HITCHMAN, M. H.; HUESMANN, A. A seasonal climatology of Rossby wave breaking in the 320-2000 K layer. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 64, n. 06, p. 1922-1940, 2007.
- HITCHMAN, M. H.; HUESMANN, A. Seasonal influence of the quasi-biennial oscillation on stratospheric jets and Rossby wave breaking. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 66, n. 4, p. 935-946, 2009.
- HOLTON, J. R. **An introduction to dynamic meteorology**. 4^o Ed. San Diego, Elsevier Academic Press, 2004. 535 p, (International Geophysics series, V. 88).
- HORINOUCHE, T.; SASSI, F.; BOVILLE, B. A. Synoptic-scale Rossby waves and the geographic distribution of lateral transport routes between the tropics and the extratropics in the lower stratosphere. **Journal of Geophysical Research**, v. 105, n. D21, p. 26579-26592, 2000.
- HOSKINS, B. J. MCINTYRE, M. E., ROBERTSON, A. W. On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 111, n. 470, p. 877-946, 1985.
- HOSKINS, B.J.; AMBRIZZI, T. Rossby wave propagation on a realistic longitudinally varying flow. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 50, n. 12, p.1661-1671, 1993
- HOU, Y. T. **Cloud-radiation dynamics interaction**. PhD thesis, University of Maryland, 209pp, 1990.
- HUFFMAN, G.J.; ADLER, R. F; MORISSEY, M. M. JOYCE, R.; McGAVOCK, B. SUSSIKND, J; Global precipitation at one degree daily resolution from multi-satellite observations. **Journal of Hydrometeor**, v. 2, n. 1, p. 36-50, 2001.

KILADIS, G. N. Observations of Rossby waves linked to convection over east tropical Pacific. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 55, n. 3, p. 321-339, Feb. 1998.

KOUSKY, V. E.; GAN, M. A. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. **Tellus**, v. 33, n. 6, p. 358-551, 1981.

KUO, H. L. Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow. **Journal of the Atmospheric Science**, v. 31, n. 5, p. 1232-1240, 1974.

LACIS, A. A.; HANSEN, J. E. A parameterization of the absorption of solar radiation in the earth's atmosphere. **Journal of the Atmospheric Science**, v. 31, n.1, p. 118-133. 1974.

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

LIMA, K. C.; SATYAMURTY, P; FERNÁNDEZ, J. P. R. Large-scale atmospheric conditions associated with heavy rainfall episodes in Southeast Brazil. **Theoretical and Applied Climatology**, v.101 , n. 1-2, p. 121-135, 2010.

MAGAÑA, V.; AMBRIZZI, T. Dynamics of subtropical vertical motions over the Americas during El Niño boreal winters. **Atmósfera**, v. 18, n.4, p. 211-233, 2005.

MARENGO, J. A.; CAVALCANTI, I. F. A.; SATYAMURTY, P.; NOBRE, C. A.; BONATTI, J. P.; MANZI, A. O.; TROSNIKOV, I.; SAMPAIO, G.; CAMARGO, H.; SANCHES, M. B.; CASTRO, A. C.; D'ALMEIDA, C. Ensemble simulation of regional rainfall features in the CPTEC/COLA atmospheric GCM. **Climate Dynamics**, v. 21, p. 459-475, 2003. DOI 10.1007/s00382-003-0346-0

MARENGO, J. A.; HASTENRATH, S. Case studies of extreme climatic events in the amazon basin. **Journal of Climate**, v. 6, n. 4, p. 617-627, 1993.

MARENGO, J. A. Interannual variability of surface climate in the Amazon basin. **International Journal of Climatology**, v. 12, n. 8, p. 853-863, 1992.

MARTIUS, O.; SCHWIERZ, C.; DAVIES, H. C. Breaking waves at the tropopause in the winter Northern Hemisphere: Climatological analyses of the orientation and the theoretical LC1/2 classification. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 64, n. 07, p. 2576-2592, 2007.

MO, K. C.; GHIL, M. Statistics and dynamics of persistent anomalies. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 44, n. 5, p. 877-901, 1987.

McINTYRE, M. E.; PALMER, T. N. Breaking planetary waves in the stratosphere. **Nature**, v. 305, n. 5935, p. 593-600, 1983.

- MELLOR, G. L.; YAMADA, T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. **Review of Geophysics and Space Physics**, v. 20, n 4, p. 851-875, 1982.
- NDARANA, T.; WAUGH, D. W. The link between cut-off lows and Rossby wave breaking in the Southern Hemisphere. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 136, n.649, p.869-885, 2010. DOI: 10:1002/qj.627
- NMC Development Division Staff. **Research versions of the medium range forecast model. NMC Documentation Series 1**, 1988, 339 p. [Available from Development Division, NCEP, Washington, DC 20233],
- NORTH, G. R.; BELL, T. L.; CAHALAN, R. F.; MOENG, F. J. Sampling errors in the estimation of Empirical Orthogonal Functions. **Monthly Weather Review**. v. 110, n. 7, p. 699-706, Jul. 1982.
- PELLY, J. L. HOSKINS, B. J. A new perspective on blocking. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 60, n. 5, p. 743-755, 2003.
- PETERS, D.; WAUGH, D. W. Influence of barotropic shear on the poleward advection of upper-tropospheric air. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 53, n. 21, p. 3013–3031, 1996.
- PETERS, D.; WAUGH, D. W. Rossby Wave Breaking in the Southern Hemisphere Wintertime Upper Troposphere. **Monthly Weather Review**, v.131, n. 11, p. 2623–2634. Nov. 2003.
- POSTEL, G. A.; HITCHMAN, M. H. A climatology of Rossby wave breaking along the subtropical tropopause. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 56, n. 3, p. 359-373, Feb. 1999.
- RAMÍREZ, M. C. V.; KAYANO, M. T.; FERREIRA, N. J. Statistical analysis of upper tropospheric vortices in the vicinity of northeast Brazil during the 1980-1989. **Atmosfera**, v.12, n. 2, p. 75-88, 1999.
- RAO, V. B.; BONATTI, J. P. On the origin of upper tropospheric cyclonic vortices in the south Atlantic ocean and adjoining Brazil during the summer. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 37, n. 1, p. 11-16, 1987.
- RAO, V. B., CAVALCANTI, I. F. A., HADA, K. Annual variations of rainfall over Brazil and water vapor characteristics over South America. **Journal of Geophysical Research**, v. 101, n. D21, p. 26.539-26.551, 1996.
- RAO, V. B., FRANCHITO, S. H., BARBOSA, T. F. Impact of high potential vorticity intrusions into the tropical upper troposphere in South Atlantic on precipitation over northeast Brazil. **Geophysical Research Letters**, v. 34, L06704, doi: 10.1029/2006GL027873, 2007.

- REBOITA, M. S.; GAN, M. A.; ROCHA, R. P.; AMBRIZZI, T. Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, n. 2, p. 185-204, 2010.
- RICHMAN, M. B. Rotation of principal components. **International Journal of Climatology**, v. 6, n. 3, p. 293-335, Jun. 1986.
- ROPELEWSKI, C. F.; HALPERT, M. S. Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. **Monthly Weather Review**, v. 115, n. 8, p. 1606-1626, 1987.
- ROSSBY, C.G. Dynamics of steady ocean currents in the light of experimental fluid dynamics. **Physical Oceanography and Meteorology**, v. 5, n.1, p. 1-43. 1936
- ROSSBY, C. G. Planetary flow patterns in the atmosphere. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 66, p. 68-87. 1940.
- SATYAMURTY, P.; NOBRE, C. A.; SILVA DIAS, P. L. South America. **Meteorology of the Southern Hemisphere**, v. 27, n. 49, p. 119-139, 1998.
- SCOTT, R. K.; CAMMAS, J. P. Wave breaking and mixing at the subtropical tropopause. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 59, n. 15, p. 2347 – 2361, 2002.
- SILVA, V.B; KOUSKY, S.V.E; SHI, W.; HIGGINS, R.W. An improved gridded historical daily precipitation analysis for Brazil. *Journal Hydrometeorol*, v. 8, n. 1, p. 847–861, 2007.
- SILVA, L. A. **A influência do vórtice ciclônico de altos níveis (VCAN) sobre a precipitação do nordeste do Brasil (NEB) e as características associadas.** 2005. 134 p. (INPE-14488-TDI/1169). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2005.
- SLINGO, J. M. The development of verification of a cloud prediction scheme for the ECMWF model. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 113, n. 477, p. 899-927, 1987.
- SOUZA, E.B., AMBRIZZI, T. ENSO impacts on the South American rainfall during 1980s: Hedly and Walker circulations. **Atmosfera**, v.15. n. 002, p. 105-120, 2002.
- STRONG, C.; MAGNUSDOTTIR, G. Tropospheric Rossby Wave Breaking and the NAO/NAM. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v 65, n. 9, p. 2861–2876, 2008.
- STRONG, C.; MAGNUSDOTTIR. The role of tropospheric Rossby wave breaking in the Pacific Decadal Oscillation. **Journal of Climate**, v. 22, n 7, p. 1819–1833, 2009.
- TIEDTKE, M. **The sensitivity of the time-mean large-scale flow to cumulus convection in the ECMWF model.** Proc. Workshop Convection in Large-Scale Numerical Models, Reading, United Kingdom, ECMWF, p. 297-316, 1983.

THORNCROFT, C. D.; HOSKINS, B. J.; McINTYRE, M. E. Two paradigms of baroclinic-wave life-cycle behavior, **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 119, n. 509, p.17-55. 1993.

TOMAS, R. A.; WEBSTER, P. J. Horizontal and vertical structure of cross-equatorial wave propagation. **Journal of the Atmosphere Sciences**, v. 51, n. 11, p. 1417 – 1430, 1994.

THOMPSON, D. W. J.; WALLACE, J. M. **Journal of Climate**, v. 13, n. 5, p. 1000–1016, 2000.

UPPALA, S. M.; KÅLLBERG, P. W.; SIMMONS, A. J.; ANDRAE, U.; BECHTOLD, V.; FIORINO, M.; GIBSON, J. K.; HASELER, J.; HERNANDEZ, A.; KELLY, G. A.; LI, X.; ONOGI, K.; SAARINEN, S.; SOKKA, N.; ALLAN, R. P.; ANDERSSON, E.; ARPE, K.; BALMASEDA, M. A.; BELJAARS, A. C. M.; BERG, L. V.; BIDLOT, J.; BORMANN, N.; CAÍRES, S.; CHEVALLIER, F.; DETHOF, A.; DRAGOSAVAC, M.; FISHER, M.; FUENTES, M.; HAGEMANN, S.; HÓLM, E.; HOSKINS, B. J.; ISAKSEN, I.; JANSSEN, P. A. E. M.; JENNE, R.; MCNALLY, A. P.; MAHFOUF, J. F.; MORCRETTE, J. J.; RAYNER, N. A.; SAUNDERS, R. W.; SIMON, P.; STERL, A.; TRENBERTH, K. E.; UNTCH, A.; VASILJEVIC, D.; VITERBO, P.; WOOLLEN, J. The ERA-40 re-analysis. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.131, n. 612, p. 2961-3012, 2005.

VASCONCELLOS, F.C. CAVALCANTI, I.F.A. Extreme precipitation over Southeastern Brazil in the austral summer and relations with the Southern Hemisphere annular mode. **Atmospheric Science Letters**, v. 11, n. 1, p. 21-26, 2010. DOI: 10.1002/asl.247.

WAUGH, D. W. Impact of potential vorticity intrusions on subtropical upper tropospheric humidity. **Journal of Geophysical Research**, v. 110, n. D 11, p. 1-7, 2005.

WAUGH, D. W.; L. M. POLVANI. Climatology of intrusions into the tropical upper troposphere. **Geophysical of Research Letter**, v. 27, n. 23, p. 3857-3860, 2000.

WAUGH, D. W.; FUNATSU, B. M. Intrusions into the tropical upper troposphere: Three-dimensional structure and accompanying ozone and OLR distributions. **Journal of the Atmosphere Sciences**, v. 60, n. 4, p. 637 – 653, 2003.

WEBSTER, P. J.; HOLTON, J. R. Cross equatorial response to middle-latitude forcing in a zonally varying basic state. **Journal of the Atmosphere Sciences**, v. 39, n. 4, p. 722-733, 1982

WILKS, D. S. **Statistical methods in the atmospheric sciences**. San Diego: 2° Ed. Academic Press, (International geophysics series) V. 91, 2006. 627 p.

XUE, Y.; SELLERS, P. J.; KINTER III, J. L.; SHUKLA, J. A simplified biosphere model for global climate studies. **Journal of Climate**, v. 4, n. 3, p. 345-364, 1991.

ZHANG, X.; WANG, X. L.; CORTE-REAL J. On the relationships between daily circulation patterns and precipitation in Portugal. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, n. D21, p. 13495–13507, 1997.

APÊNDICE A – MÉTODOS ESTATÍSTICOS

A.1 Função Ortogonal Empírica

De acordo com Richman (1986), Hannachi et al. (2007) e Garcia (2006), dado um conjunto de dados com m variáveis e n observações no tempo, a ACP consiste em determinar uma transformação linear $T(m \times m)$ gerada a partir de dados da matriz original $D (n \times m)$ de modo que T retenha a máxima variância de D :

$$\text{var}(DT) = \max \quad (\text{A.1})$$

Para que essa condição seja satisfeita, define $V = D_{n \times m} T_{m \times m}$ e calcula a variância de V impondo a condição de que tal variância seja máxima.

$$\text{var}(V) = \frac{\sum_{i=1}^n v_i^2}{n} = \frac{DT^T DT}{n}$$
$$\text{var}(V) = \frac{T^t D^t DT}{n} \quad (\text{A.2})$$

$$\text{var}(V) = T^t RT$$

Em que R é a matriz de correlação, simétrica e de ordem m :

$$R = \frac{1}{n} D^t D \quad (\text{A.3})$$

O subíndice t denota a transposta.

De (A.2) tem-se que a matriz de variância de V é uma matriz diagonal L . Ou seja:

$$\text{var}(V) = V^t V = T^t RT = L \quad (\text{A.4})$$

A variância total dos elementos de D é dado pelo traço de R , que será preservada pela transformação T . Assumi-se que $T^t T = I$, ou seja:

$$e_i^t e_j = e_i^t e_j = \begin{cases} 1, i = j \\ 0, i \neq j \end{cases} \quad (\text{A.5})$$

A maximização da quantidade dada em (A.3) com as condições de (A.5) é um problema de valor característico. Ou seja, multiplica (A.4) por T :

$$TT^t RT = RT = LI \quad (\text{A.6})$$

ou

$$R - LI \bar{T} = 0 \quad (\text{A.7})$$

Uma das soluções de (A.7) é considerar que $|R - LI| = 0$, com o qual se obtém a equação característica para determinação dos valores de L e dos elementos de T . A matriz T é ortogonal de grau m , cujos elementos em cada coluna representando os autovetores e_1, e_2, \dots, e_m . L é uma matriz diagonal ($m \times m$) cuja i -ésimo elemento da diagonal (γ_i) é o autovalor associado ao e_i , que é a i -ésima coluna de T .

Cada autovetor explica uma fração da variância total que é proporcional ao seu autovalor associado, ou seja $\text{var } \bar{y}_j = \frac{\gamma_j}{\sum_{i=1}^m \gamma_i}$.

Rearranjando os elementos de L e as colunas de T de forma que e_1 é associado a γ_1 , o maior autovalor de R , e_2 associado a γ_2 ao seguinte autovetor e assim sucessivamente. Sendo que para matrizes ortogonais a transposta é igual à inversa e combinando (A.3) e (A.6) obtém:

$$T^t D^t DT = LN \quad (\text{A.8})$$

Fazendo

$$C = TD^t \quad (\text{A.9})$$

em que C é uma matriz $m \times n$. Cada linha de C representa a projeção do n -ésimo vetor observação sobre o i -ésimo autovalor conhecidos como as m CP. Como resultado tem-se: as CP ou “scores”, que são as séries temporais que descrevem a evolução temporal da variabilidade analisada; os autovalores fornecem as porções de variância explicada para cada CP e os autovetores são os padrões espaciais associados a cada CP e fornecem a configuração espacial de cada modo.

A.2 Rotação Ortogonal Varimax

Segundo Hannachi et al. (2007) a transformação envolvida no processo de rotação pode ser expressa através da equação:

$$B=AT+E \quad (\text{A.10})$$

Em que $B(n \times r)$ a matriz procurada, $A(n \times r)$ a matriz de autovetores dos modos não-rotacionados, $T(r \times r)$ a matriz de transformação e $E(n \times r)$ a matriz de resíduos. A rotação do tipo Varimax procura simplificar as colunas da matriz B através de uma rotina cuja função é atingir uma estrutura simples. A simplicidade (V^*) de uma componente principal r é definida em termos da variância do quadrado dos autovetores:

$$V^* = \frac{\left[n \sum_{i=1}^n a_{ij}^2 - \left(\sum_{i=1}^n a_{ij} \right)^2 \right]}{n^2}, j=1, \dots, r \quad (\text{A.11})$$

em que n é o número de variáveis, r o número de CP e a os autovetores

Na aplicação da REOF deve-se primeiro determinar o número de modos da CP que se pretende rotacionar. Neste estudo será utilizado o critério de Kaiser, o qual se considera as componentes cuja variância explicada (autovalores) seja maior ou igual à unidade.

A.3 Significância estatística dos compostos

Quando o método de composto é realizado com amostras de apenas uma população e sendo esta amostra suficientemente grande, considerando a hipótese de nulidade que a média da amostra é igual a média da população, a distribuição de Student's pode ser

aproximada para uma distribuição normal, então a distribuição de Student's é dada pela expressão (Wilks, 2006):

$$t = \frac{\bar{\Phi}_c - \bar{\Phi}}{\sqrt{\frac{\sigma_1^2}{n_1} + \frac{\sigma_2^2}{n_2}}} \quad (\text{A.12})$$

em que $\bar{\Phi}_c$ e $\bar{\Phi}$ é a média da população (média climatológica) e da amostra (média do composto), respectivamente, S_1 e S_2 o desvio padrão da população e da amostra, respectivamente e n_1 e n_2 o tamanho da população e da amostra, respectivamente.

Sendo t calculado menor que t estabelecido para um determinado nível de significância, aceita-se a hipótese de que o composto representa a população, caso contrário esta será rejeitada. Foi considerado o nível de significância de 95%.

A.4 Significância estatística das anomalias

De acordo com Lima et al. (2010), o composto da anomalia é considerada significativa se:

$$\frac{\bar{\Phi}}{\sigma} \sqrt{N} \geq t_{95\%} \quad (\text{A.13})$$

Em que σ é o desvio padrão, $\bar{\Phi}$ é o composto da anomalia da variável Φ , N é o número da amostra e $t_{95\%}$ é o valor tabulado do teste-t Student no nível de significância de 95%.

O desvio padrão é dado por:

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (\Phi_i - \bar{\Phi}_c)^2}{(N-1)}} \quad (\text{A.14})$$

Em que $\bar{\Phi}_c$ é a média climatológica da variável Φ

A.5 Coeficiente de Correlação de Pearson

O coeficiente de correlação (r) mede a correlação entre duas variáveis, fornecendo o grau de relacionamento linear entre elas (Wilks, 2006). O valor de r pode ser determinado por:

$$r = \frac{\sum (X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})}{\sqrt{\sum (X_i - \bar{X})^2 \sum (Y_i - \bar{Y})^2}} \quad (\text{A.15})$$

em que r é o coeficiente de correlação, X e Y são as variáveis consideradas, \bar{X} e \bar{Y} são as médias das variáveis consideradas.

A.6 Significância estatística das correlações

O nível de significância dos coeficientes de correlação é verificado por meio do teste de *t-student*, em níveis de 95% para uma amostra de 22 anos (1980 – 2001). Utiliza-se a seguinte equação para a significância de r através do teste de *t-student*:

$$t_s = \frac{r\sqrt{N-2}}{\sqrt{1-r^2}} \quad (\text{A.16})$$

em que t é o valor tabelado; r é o coeficiente de correlação entre as variáveis, $N-2$ é o número de graus de liberdade.

APÊNDICE B – ARTIGO PUBLICADO

ATMOSPHERIC SCIENCE LETTERS

Interannual variability of high potential vorticity in South Atlantic

Tatiane Felinto Barbosa

Vadlamudi Brahmananda Rao

Iracema Fonseca de Albuquerque Cavalcanti

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais/Centro de Previsão de Tempo e Estudos
Climáticos

São José dos Campos, São Paulo, Brasil