



Ministério da
Ciência e Tecnologia



INPE-14475-TDI/1156

ONDAS QUASE-ESTACIONÁRIAS NO HEMISFÉRICO SUL: OBSERVAÇÕES E SIMULAÇÕES CLIMÁTICAS SOBRE A AMÉRICA DO SUL

Julio Pablo Reyes Fernandez

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos
Drs. Vadlamudi Brahmananda, e Sergio Henrique Franchito, aprovada em 05 de
abril de 2004.

Registro do documento original:

<<http://urlib.net/sid.inpe.br/jeferson/2004/06.22.15.46>>

INPE
São José dos Campos
2009

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3945-6911/6923

Fax: (012) 3945-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO:

Presidente:

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

Membros:

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

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

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

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

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

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

BIBLIOTECA DIGITAL:

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

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

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

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

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

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

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

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

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

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



Ministério da
Ciência e Tecnologia



INPE-14475-TDI/1156

ONDAS QUASE-ESTACIONÁRIAS NO HEMISFÉRICO SUL: OBSERVAÇÕES E SIMULAÇÕES CLIMÁTICAS SOBRE A AMÉRICA DO SUL

Julio Pablo Reyes Fernandez

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos
Drs. Vadlamudi Brahmananda, e Sergio Henrique Franchito, aprovada em 05 de
abril de 2004.

Registro do documento original:

<<http://urlib.net/sid.inpe.br/jeferson/2004/06.22.15.46>>

INPE
São José dos Campos
2009

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Reyes-Fernandez, Julio Pablo.

R33On Ondas quase-estacionárias no hemisfério sul: observações e simulações climáticas sobre a América do Sul / Julio Pablo Reyes Fernandez. – São José dos Campos : INPE, 2009.
255 p. ; (INPE-14475-TDI/1156)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2004.

Orientadores : Drs. Vadlamudi Brahmananda, e Sergio Henrique Franchito.

1. Climatologia dinâmica. 2. Modelo regional. 3. Modelo climático. 4. Ondas estacionárias. 5. América do Sul. I.Título.

CDU 551.5(8)

Copyright © 2009 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.

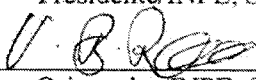
Copyright © 2009 by MCT/INPE. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, recording, microfilming, or otherwise, without written permission from INPE, with the exception of any material 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 a obtenção do Título de **Doutor em Meteorologia**.

Dra. Iracema Fonseca A. Cavalcanti


Presidente/INPE, SJCampos-SP

Dr. Vadlamudi Brahmananda Rao


Orientador/INPE, SJCampos-SP

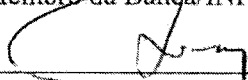
Dr. Sérgio Henrique Franchito


Orientador/INPE, SJCampos-SP

Dr. Carlos Afonso Nobre


Membro da Banca/INPE, C. Paulista - SP

Dr. Silvio Nilo Figueroa Rivero


Membro da Banca/INPE, C. Paulista

Dr. Antonio Divino Moura


Membro da Banca/Convidado - INMET

Dr. Tércio Ambrizzi


Membro da Banca/Convidado- IAG/USP

Aluno: Julio Pablo Reyes Fernandez

São José dos Campos, 05 de abril de 2004.

À memória da minha filhinha Livia Victoria e
"abuelita" Livia Cacéres,
a meus pais e irmãos,
a meu filho e a minha mulher.

pluritas non est ponenda sine necessitate

AGRADECIMENTOS

Aos pesquisadores Dr. Vadlamudi B. Rao e Dr. Sérgio H. Franchito, pelo empenho e apoio dispensados na orientação deste trabalho.

Aos membros da banca examinadora pelas críticas e sugestões.

Ao Coordenador Acadêmico e aos professores do Programa de Pós-graduação em meteorologia do INPE, pelo estímulo e auxílio no desenvolvimento deste estudo.

Ao Silvio Nilo, Guillermo e a Maria pelas dicas e sugestões e principalmente pela sua amizade.

Aos meus colegas e principalmente amigos: Enver, Rosio, Marcelo, José Augusto, Ricardo, Rodrigo e Rita, que me brindaram com seu estímulo e amizade.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), pela concessão da bolsa de estudos no país.

Ao Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC), pelas facilidades para a realização deste trabalho.

Ao pessoal de supercomputação do CPTEC pelo apoio na realização desta empreitada.

A minha família, pelo apoio que dispensou à realização deste objetivo.

A muitos outros colegas que de alguma forma contribuíram para a elaboração deste trabalho.

RESUMO

Neste estudo são discutidas as características das ondas quase-estacionárias no Hemisfério Sul com ênfase na América do Sul. Numa primeira parte, foi realizado um estudo observacional, utilizando dados da reanálise do NCEP/NCAR, para analisar a natureza e a variabilidade sazonal e interanual das ondas quase-estacionárias. Na comparação da amplitude e fase entre os períodos de 1950-1998 e 1979-1998 foram encontradas pequenas diferenças; portanto, utilizou-se a série maior para as análises (49 anos). Encontrou-se que a amplitude da onda 1 é dominante e das ondas 2 e 3 são de pequena amplitude. A onda 1 apresenta dois máximos, um em altas latitudes na estratosfera, durante a primavera, e outro nos sub-tropicais na alta troposfera, no inverno. Na comparação dos fluxos de Eliassen-Palm para os eventos de El Niño e La Niña se observou durante El Niño uma forte propagação das ondas quase-estacionárias (energia) para cima e em direção do equador, sendo esta mais intensa durante a primavera. Usando os fluxos de Plumb foi identificado, no evento de El Niño (La Niña) em 300 hPa, um trem de ondas propagando-se durante todas as estações, com menor intensidade no verão. Durante o El Niño (La Niña), centros de anomalias positivas (negativas) do geopotencial, sobre o Pacífico Sudeste próximo a América do Sul, na primavera, favorecem (desfavorecem) a ocorrência de altas de bloqueio na região. Na segunda parte, de modelagem, foram utilizados dois modelos regionais climáticos (ETACLIM e RegCM3) para simular as circulações quase-estacionárias (Alta da Bolívia) que se desenvolvem sobre a América do Sul durante o verão austral. Os efeitos das anomalias da grande escala (El Niño 1997/98 e La Niña 1998/99) sobre a região, também, foram analisados. Na avaliação das simulações da climatologia de verão (janeiro 1991-2000) dos modelos encontrou-se desempenhos similares. Entretanto, as simulações da circulação de altos e baixos níveis e da precipitação do modelo ETACLIM foram ligeiramente superiores aos do RegCM3. Ambos os modelos conseguiram simular a variabilidade interanual durante eventos extremos (El Niño e La Niña) com relativo sucesso. Foram filtradas as anomalias quase-estacionárias, em forma total e parcial, das integrações de ambos os modelos durante estes eventos. Encontrou-se que as regiões do sudeste do continente, amazônica e norte do Peru foram mais sensíveis aos seus efeitos e em outras regiões os sinais foram menos evidentes, mostrando o papel relativo das ondas quase-estacionárias sobre a América do Sul.

QUASI-STATIONARY WAVES IN THE SOUTHERN HEMISPHERE: OBSERVATIONS AND CLIMATE SIMULATIONS OVER SOUTH AMERICA

ABSTRACT

Characteristics of the quasi-stationary waves in the Southern Hemisphere with emphasis on their behavior over South America are discussed. In the first part, an observational study is performed using the NCEP/NCAR reanalysis data. The nature of seasonal and interannual variabilities is analyzed. A comparison between the of the quasi-stationary wave's amplitudes and phases between the 1950-1998 and 1979-1998 periods data showed that the differences are not large and the 49 years data can be used for the study. It is found that the amplitude of wave 1 is high and the waves 2 and 3 have much less amplitude. The wave 1 shows two maxima, one at high latitudes in the stratosphere in the austral spring and the other at sub-tropics in the upper troposphere in the austral winter. A comparison of the Eliassen-Palm fluxes between the El Niño and La Niña events showed that during the El Niño a stronger upward and equatorward propagation (energy) of the quasi-stationary waves occurs, particularly in the austral spring. To examine the quasi-stationary wave propagation Plumb's methodology is used. During the El Niño and La Niña events a clear wave train can be identified at 300 hPa in all seasons except in summer and centers of positive (negative) anomalies of geopotential in the austral spring over the southeast Pacific near South America, favors (disfavors) the occurrence of blocking highs in this region. In the second part, a modeling study is performed using the ETACLIM and RegCM3 regional climate models to simulate the quasi-stationary circulations (Bolivian High) over South America in the austral summer. The effects of global anomalies (El Niño 1997/1998 and La Niña 1998/1999) over the region were examined. The validation of simulations of the climatology of January (1991-2000) in both models showed similar skill. However, the simulations of upper and lower levels circulations and precipitation fields of ETACLIM were better than that of the RegCM3. Both models are able to simulate the interannual variability during ENSO events with success. The quasi-stationary anomalies were filtered (total and partial) in the integrations of both models during these events. In the southeast of the continent, the Amazonian and north of Peru regions showed great sensitivity to these anomalies and other regions the signal was less evident. These results showed the relative role of quasi-stationary waves over South America.

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
LISTA DE FIGURAS	
LISTA DE TABELAS	
LISTA DE SÍMBOLOS	
LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS	
CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO	29
1.1 – Problema	35
1.2 – Objetivos	38
CAPÍTULO 2 – ONDAS QUASE-ESTACIONÁRIAS NO HEMISFÉ- RIO SUL. PARTE I: CLIMATOLOGIA	41
2.1 – Introdução	41
2.2 – Dados e Metodologia	41
2.2.1 – Análise Média Zonal	43
2.2.2 – Análise Tri-Dimensional	46
2.3 – Resultados	48
2.3.1 – Análise Média Zonal	49
2.3.2 – Análise Tri-Dimensional	67
2.4 – Sumário	74
CAPÍTULO 3 – ONDAS QUASE-ESTACIONÁRIAS NO HEMISFÉ- RIO SUL. PARTE II: CARACTERÍSTICAS DURAN- TE OS EVENTOS EL NIÑO E LA NIÑA	83
3.1 – Introdução	83
3.2 – Dados e Metodologia	83
3.2.1 – Análise Média Zonal	85
3.2.2 – Análise Tri-dimensional	85
3.3 – Resultados	85
3.3.1 – Análise Média Zonal	85
3.3.2 – Análise Tri-dimensional	93

3.3.3 – Eventos Extremos durante o Verão Austral: 1997/98 (El Niño) e 1998/99 (La Niña)	99
3.4 – Sumário	108
 CAPÍTULO 4 – ONDAS QUASE-ESTACIONÁRIAS E CLIMA REGIONAL. PARTE I: AVALIAÇÃO DA CLIMATOLOGIA DOS MODELOS REGIONAIS ETACLIM E RegCM3 SOBRE AMÉRICA DO SUL	
4.1 – Introdução	111
4.2 – Dados e Metodologia	112
4.2.1 – Avaliação Subjetiva	120
4.2.2 – Avaliação Objetiva	120
4.3 – Resultados	123
4.3.1 – Avaliação Subjetiva	124
4.3.2 – Avaliação Objetiva	128
4.3.2.1 – Campos Horizontais	128
4.3.2.2 – Perfis Verticais	133
4.3.2.3 – Temperatura da Superfície e Precipitação	138
4.4 – Sumário	142
 CAPÍTULO 5 – ONDAS QUASE-ESTACIONÁRIAS E CLIMA REGIONAL. PARTE II: SIMULAÇÃO DOS EFEITOS DAS ANOMALIAS	
5.1 – Introdução	147
5.2 – Dados e Metodologia	152
5.2.1 – Eventos Extremos durante o Verão Austral: 1997/98 (El Niño) e 1998/99 (La Niña)	152
5.2.2 – Efeitos das Anomalias das Ondas Quase-Estacionárias	152
5.3 – Resultados	154
5.3.1 – Eventos Extremos durante o Verão Austral: 1997/98 (El Niño) e 1998/99 (La Niña)	155
5.3.2 – Efeitos das Anomalias das Ondas Quase-Estacionárias	160
5.4 – Sumário	177
 CAPÍTULO 6 – SUMÁRIO E CONCLUSÕES	
6.1 – Estudo Observacional	179

6.2 – Estudo Numérico	181
6.3 – Sugestões para Trabalhos Futuros	184
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	185
APÊNDICE A – ONDAS QUASE-ESTACIONÁRIAS: TEMPERATURA	199
APÊNDICE B – RESULTADOS PUBLICADOS	203
APÊNDICE C – MODELOS REGIONAIS CLIMÁTICOS NO CPTEC: ADAPTAÇÃO PARA AMÉRICA DO SUL	233
C.1 – Introdução	233
C.2 – Modelos Regionais Climáticos no CPTEC	236
C.2.1 – Modelo ETACLIM	236
C.2.2 – Modelo RegCM3	239
C.3 – Metodologia	241
C.4 – Resultados	243
C.4.1 – Modelo ETACLIM	243
C.4.2 – Modelo RegCM3	250
C.5 – Sumário	255

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
2.1 Componentes do fluxo de EP ($m^2 s^{-2}$) média zonal em $45^\circ N$: a) vertical e b) horizontal.	48
2.2 Amplitude da onda 1 (m) para: a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON.	49
2.3 Fase ou longitude da crista da onda 1 (graus) para: a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON.	50
2.4 Igual à Figura 2.2, para a onda 2.	51
2.5 Igual à Figura 2.2, para a onda 3.	52
2.6 Amplitude da onda 1 (m) para o período 1979-1998: a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON.	53
2.7 Fase ou longitude da crista da onda 1 (graus) para o período 1979-1998: a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON.	54
2.8 Igual à Figura 2.6, para a onda 2.	55
2.9 Igual à Figura 2.6, para a onda 3.	56
2.10 Desvio padrão da amplitude da onda 1 (m) para: a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON.	57
2.11 Igual à Figura 2.10, para a onda 2.	58
2.12 Igual à Figura 2.10, para a onda 3.	59
2.13 Vento zonal média zonal ($m s^{-1}$) para: a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON.	60
2.14 Índice de refração para a onda 1 para: a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON.	61
2.15 Igual à Figura 2.14, para a onda 2.	62
2.16 Igual à Figura 2.14, para a onda 3.	63

2.17	Variação mensal das amplitudes (m) das ondas: a) 1; b) 2 e c) 3, a 75° S.	64
2.18	Igual à Figura 2.17, a 60° S.	65
2.19	Igual à Figura 2.17, a 45° S.	66
2.20	Fluxos ($m^2 s^{-2}$) e divergência ($m s^{-1} dia^{-1}$) de EP para: a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON.	68
2.21	Transporte de momentum ($m^2 s^{-2}$) estacionário para: a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON.	69
2.22	Transporte de calor ($m s^{-1} K$) estacionário para: a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON.	70
2.23	Componente horizontal (vetores) em 300 hPa e vertical (contornos) em 700 hPa da atividade das OEs para: a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON. Unidades: $m^2 s^{-2}$	72
2.24	Anomalia do geopotencial (m) em 300 hPa para: a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON.	73
2.25	Seção longitude-altura da OE Z^* (m) em 25° S para: a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON.	75
2.26	Igual à Figura 2.25, em 45° S.	76
2.27	Igual à Figura 2.25, em 60° S.	77
2.28	Seção longitude-altura do fluxo de EP (componente horizontal em contornos) em 25° S para: a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON. Unidades: $m^2 s^2$	78
2.29	Igual à Figura 2.28, em 45° S.	79
2.30	Igual à Figura 2.28, em 60° S.	80
3.1	Diferenças de amplitude (m) da OE 1 entre o composto para o evento El Niño e a média para: a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON.	86
3.2	Igual à Figura 3.1, para La Niña e a média.	87

3.3	Média zonal do fluxo de EP ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) e sua divergência ($\text{m}^2 \text{s}^{-1} \text{dia}^{-1}$) para o composto do evento El Niño para: a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON. . . .	89
3.4	Igual à Figura 3.3, para o evento La Niña.	90
3.5	Média zonal do fluxo de EP ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) para os compostos do evento El Niño menos a média para: a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON.	91
3.6	Igual à Figura 3.5, para El Niño menos La Niña.	92
3.7	Componente horizontal das anomalias da atividade das OEs e altura geopotencial (El Niño menos a média) em 300 hPa para: a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON. As áreas sombreadas indicam significância estatística de 95%. Unidades: $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$ e m, respectivamente.	94
3.8	Igual à Figura 3.7, para La Niña menos a média.	95
3.9	Anomalias do vento zonal (El Niño menos a média) em 300 hPa para: a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON. As áreas sombreadas indicam significância estatística de 95%. Unidades: m s^{-1}	97
3.10	Igual à Figura 3.9, para La Niña menos a média.	98
3.11	Componente horizontal das anomalias da atividade das OEs e altura geopotencial (El Niño menos a média) em 200 hPa para: a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON. As áreas sombreadas indicam significância estatística de 95%. Unidades: $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$	100
3.12	Igual à Figura 3.11, para La Niña menos a média.	101
3.13	Componente horizontal das anomalias da atividade das OEs e altura geopotencial (El Niño menos a média) em 500 hPa para: a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON. As áreas sombreadas indicam significância estatística de 95%. Unidades: $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$	102
3.14	Igual à Figura 3.13, para La Niña menos a média.	103
3.15	Anomalia do vento meridional (m s^{-1}) em 200 hPa para janeiro: a) 1998 (El Niño) e b) 1999 (La Niña).	105

3.16	Igual à Figura 3.15, para o geopotencial (m).	106
3.17	Fluxo de atividade da onda (\mathbf{F}_s) em 200 hPa para DJF: a) 1998 (El Niño) e b) 1999 (La Niña). Componentes horizontal e vertical, representado por vetores e isolinhas, respectivamente. Unidades: $m^2 s^{-2}$	107
3.18	Anomalia das OEs (\mathbf{F}_{sa}) e o geopotencial (m) em 200 hPa para DJF: a) 1998 (El Niño) e b) 1999 (La Niña). Unidades: $m^2 s^{-2}$	109
4.1	a) Precipitação ($mm\ dia^{-1}$); b) temperatura da superfície (K); c) vento ($m\ s^{-1}$) e altura geopotencial (m) em 200 hPa; d) vento em 850 hPa ($m\ s^{-1}$); e) pressão ao nível médio do mar (hPa) e f) fluxo de umidade integrado na vertical (valores acima de $200\ kg\ m^{-1}\ s^{-1}$ sombreados), para o mês de janeiro do período 1991-2000. Dados do GPCP para a precipitação e da reanálise do NCEP/NCAR para os outros campos.	113
4.2	Características da circulação atmosférica sobre a região da América do Sul: a) baixa troposfera e b) alta troposfera. (IL = linha de instabilidade, CL = baixa do Chaco, LLJ = jato de baixos níveis, ET = vaguada equatorial, AR = região árida, SAR = região semi-árida, MCC = complexos convectivos de mesoescala, CONV = atividade convectiva, CG = ciclogênese, STH = alta sub-tropical, EA = anticiclone extratropical, L = centro de baixa pressão, CV = vórtice ciclônico, BH = Alta da Bolívia, CCV = vórtice de núcleo frio, CO = escoamento cirrus, STJ = jato sub-tropical; PJ = jato polar). FONTE: Adaptado de Satyamurty et al. (1998).	114
4.3	Domínio dos modelos ETACLIM e RegCM3 e área comum de validação.	116
4.4	a) Cobertura vegetal baseada no esquema SSiB (Tabela 4.3) e b) topografia (m) utilizadas nas simulações climáticas.	118
4.5	Regiões de avaliação dos modelos ETACLIM e RegCM3. (AM=Amazônia, AND=Andes, AS=América do Sul, BR=Brasil, CO=Centro Oeste do Brasil, NO=Norte do Brasil, NE=Nordeste do Brasil, NP=Norte do Peru, SE=Sudeste, SU=Sul do Brasil).	123
4.6	Igual à Figura 4.1, para o modelo ETACLIM.	125

4.7	Igual à Figura 4.1, para o modelo RegCM3.	127
4.8	Bias espacial (sombreado) da pressão ao nível médio do mar (hPa) da simulação do modelo: a) ETACLIM e b) RegCM3. Reanálise (linha contínua) e modelo (linha tracejada).	130
4.9	Igual à Figura 4.8, para a temperatura (K) ao nível de 850 hPa.	131
4.10	Igual à Figura 4.8, para o geopotencial (m) ao nível de 500 hPa.	132
4.11	Igual à Figura 4.8, para o vento zonal (m s^{-1}) ao nível de 200 hPa.	134
4.12	Bias vertical para o domínio de AS: a) temperatura (K); b) umidade específica (g kg^{-1}) e c) vento zonal (m s^{-1}). ETACLIM (linha tracejada) e RegCM3 (linha contínua).	136
4.13	Bias vertical regional para a temperatura (K): a) e b); a umidade específica (g kg^{-1}): c) e d); e o vento zonal (m s^{-1}): e) e f). Modelo ETACLIM (lado esquerdo) e RegCM3 (lado direito).	137
4.14	Igual à Figura 4.8, para a temperatura de superfície (K).	139
4.15	Bias espacial (sombreado) da precipitação (mm dia^{-1}) para o modelo: a) ETACLIM e b) RegCM3. Para o mês de janeiro de 1991-2000.	141
4.16	Avaliação das categorias de precipitação (mm): a) <i>BIAS</i> ; b) <i>THRT</i> ; c) <i>EQTS</i> e d) <i>EQSS</i> . ETACLIM (linha contínua) e RegCM3 (tracejada). . . .	143
5.1	Precipitação acumulada (mm dia^{-1}) e circulação em 850 hPa (m s^{-1}): a) janeiro 1998; b) janeiro 1999 e c) diferença entre janeiro de 1998 e 1999. Dados do GPCP e a reanálise do NCEP/NCAR, respectivamente.	149
5.2	Vento (m s^{-1}) e geopotencial (m) em 200 hPa: a) janeiro 1998; b) janeiro 1999 e c) diferença entre janeiro de 1998 e 1999. Dados da reanálise do NCEP/NCAR.	150
5.3	Fluxo de umidade integrado na vertical (valores acima de 200 $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$ sombreados): a) janeiro 1998; b) janeiro 1999. Dados da reanálise do NCEP/NCAR.	151

5.4	Igual à Figura 5.1 para os modelos ETACLIM (lado esquerdo) e RegCM3 (lado direito).	156
5.5	Igual à Figura 5.2 para os modelos ETACLIM (lado esquerdo) e RegCM3 (lado direito).	158
5.6	Igual à Figura 5.3 para os modelos ETACLIM (lado esquerdo) e RegCM3 (lado direito).	159
5.7	Diferenças com as climatologias dos modelos para os períodos El Niño (1998) e La Niña (1999) para o ETACLIM (lado esquerdo) e o RegCM3 (lado direito).	160
5.8	Seção vertical das diferenças do vento meridional em 18° S entre os eventos do El Niño (1998) e La Niña (1999) menos a média para o ETACLIM (lado esquerdo) e o RegCM3 (lado direito).	161
5.9	Anomalias de precipitação (sombreado) e de circulação (vetores) em 850 hPa entre as simulações com as anomalias quase-estacionárias filtradas totalmente e o controle, para o mês de janeiro de 1998 e 1999. ETACLIM (lado esquerdo) e RegCM3 (lado direito). Unidades: mm dia ⁻¹ (precipitação) e m s ⁻¹ (vento).	162
5.10	Igual à Figura 5.9, em 200 hPa.	164
5.11	Igual à Figura 5.9, para as anomalias quase-estacionárias filtradas em forma parcial (0.5) e o controle.	165
5.12	Igual à Figura 5.11, em 200 hPa.	166
5.13	Acumulação temporal da precipitação simulada para as regiões S, AMZ e SE, para os modelos ETACLIM (lado esquerdo) e RegCM3 (lado direito). Janeiro 1998.	168
5.14	Igual à Figura 5.13, para as regiões AND, CO e NO.	169
5.15	Igual à Figura 5.13, para as regiões NE, NP e BR.	170
5.16	Igual à Figura 5.13, para Janeiro 1999.	171
5.17	Igual à Figura 5.16, para as regiões AND, CO e NO.	172

5.18 Igual à Figura 5.16, para as regiões NE, NP e BR.	173
5.19 Características observadas em junho de 1994: a) vento ao nível de 200 hPa (m s^{-1}); b) vento ao nível de 850 hPa (m s^{-1}) e c) precipitação (mm dia^{-1}).	174
5.20 Precipitação para junho 1994 do modelo ETACLIM: a) controle; b) com ano- malias filtradas totalmente; c) diferença entre a e b; e d) diferença de tempe- ratura simulada (filtrada menos controle).	175
5.21 Igual à Figura 5.20, para o modelo RegCM3.	176
A.1 Seção longitude-altura da OE T^* (K) em 25°S para a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON.	199
A.2 Igual à Figura A.1, em 45°S	200
A.3 Igual à Figura A.1, em 60°S	201
C.1 Coordenadas horizontal e vertical dos modelos: a) ETACLIM e b) RegCM3.	235
C.2 Áreas de validação: Amazônia (AMZ), Nordeste (NE), Sudeste (SE) e Andes (AND)	242
C.3 a) Vento (m s^{-1}) e altura geopotencial (m) em 200 hPa; b) vento em 850 hPa (m s^{-1}) e c) precipitação (mm dia^{-1}). Média do mês de janeiro 1997 da reanálise do NCEP/NCAR e a precipitação do GPCP, respectivamente.	244
C.4 Igual à Figura C.3, para a configuração ETA1 do modelo ETACLIM.	246
C.5 Igual à Figura C.4, para a configuração ETA2.	247
C.6 Igual à Figura C.4, para a configuração ETA3.	248
C.7 Igual à Figura C.4, para a configuração ETA4.	249
C.8 Igual à Figura C.3, para a configuração controle do modelo RegCM3.	253

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
1.1 Simulações climáticas regionais sobre a América do Sul.	37
3.1 Classificação de eventos El Niño e La Niña para o período de 1950-1998. . .	84
4.1 Modelos regionais climáticos usados no estudo.	115
4.2 Principais características dos modelos regionais climáticos ETACLIM e RegCM3, implantados no CPTEC.	117
4.3 Classes de cobertura do terreno no esquema SSiB.	119
4.4 Correlação espacial, erro quadrático médio e <i>bias</i> espacial para pressão ao nível do mar para os modelos ETACLIM e RegCM3 para o mês de janeiro. .	133
4.5 Correlação espacial, erro quadrático médio e <i>bias</i> espacial da temperatura na superfície para os modelos ETACLIM e RegCM3 para o mês de janeiro. . . .	140
4.6 Correlação espacial, erro quadrático médio e <i>bias</i> espacial da precipitação para os modelos ETACLIM e RegCM3 para o mês de janeiro.	142
C.1 Descrição dos experimentos para a determinação da configuração controle do modelo ETACLIM.	245
C.2 Simulação da precipitação média (mm) e % de precipitação total devido a processos convectivos, para as quatro sub-regiões e o domínio total (AS), do modelo ETACLIM.	245
C.3 Descrição dos experimentos para a determinação da configuração controle do modelo RegCM3.	252
C.4 Simulação da precipitação média (mm) e % de precipitação total devido a processos convectivos, para as quatro sub-regiões e o domínio total (AS), do modelo RegCM3.	254

LISTA DE SÍMBOLOS

a	–	raio da Terra
f	–	parâmetro de coriolis
k	–	número de onda
p	–	pressão
t	–	tempo
u	–	vento zonal ou estado básico
v	–	vento meridional
z	–	altura
C	–	velocidade de fase zonal
E	–	densidade da energia da onda
H	–	altura equivalente
N	–	frequencia de Brunt-Vaisala
R	–	constante do gases
S	–	estabilidade estática
T	–	temperatura
η	–	coordenada vertical eta
λ	–	longitude
ρ	–	densidade
σ	–	coordenada vertical sigma
ϕ	–	latitude
ω	–	velocidade vertical omega
Φ	–	geopotencial
Φ^*	–	componente assimétrica do geopotencial
Ω	–	vorticidade planetária
A_k	–	amplitude de número de onda k
A_s	–	atividade da OE
C_s	–	processos não conservativos
F_ϕ	–	componente meridional do fluxo EP
F_z	–	componente vertical do fluxo EP
Q	–	índice de refração quase-geostrófico
q_ϕ	–	gradiente meridional de vorticidade

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AB	–	Alta da Bolivia
AM	–	Amazônia
AND	–	Andes
AS	–	América do Sul
BATS	–	Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme
BMJ	–	Betts Miller Janjic (parametrização cumulus)
BR	–	Brasil
CCM3	–	Community Climate Model versão 3
CO	–	Centro Oeste do Brasil
COMET	–	Cooperative Program for Operational Meteorology, Education and Training
CPTEC	–	Centro de Previsão de Tempo e Estudo Climáticos
CRU	–	Climatic Research Unit
ECHAM	–	MCG climático do EC WMF desenvolvido em HAM burgo
ECMWF	–	European Centre for Medium-Range Weather Forecast
EDAS	–	Eta Data Assimilation System
ENOS	–	EL Niño Oscilação Sul
EOF	–	Funções ortogonais empíricas
EP	–	Fluxo Eliassen-Palm
EQSS	–	Equitable Skill Score
EQTS	–	Equitable Threat Score
ETACLIM	–	Modelo regional climático eta
FSURSM	–	Florida State University Regional Spectral Model
GISS	–	Goddard Institute for Space Studies
GFDL	–	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory
GPCP	–	Global Precipitation Climatology Project
HN	–	Hemisfério Norte
HS	–	Hemisfério Sul
ICTP	–	International Centre for Theoretical Physics
IOS	–	Índice de Oscilação Sul
IRI	–	International Research Institute for Climatic Prediction
KF2	–	Kain Fritsch versão 2 (parametrização cumulus)
MCG	–	Modelo de Circulação Geral da atmosfera
MM5	–	Modelo Regional versão 5 do NCAR/Pensilvania State University
MRF	–	Medium Range Forecast (modelo)
NASA	–	National Aeronautics and Space Administration
NCAR	–	National Center for Atmospheric Research
NCEP	–	National Centers for Environmental Prediction
NE	–	Nordeste
NEB	–	Nordeste do Brasil
NMC	–	National Meteorological Center
NO	–	Norte do Brasil

NOAA	–	National Ocean and Atmospheric Administration
NOAH	–	NCEP-OSU-Air Force-Hydrology Research Lab
NP	–	Norte do Peru
OE	–	Ondas quase-estacionárias
OSU	–	Oregon State University
PSA	–	Pacific South América
PSU	–	Pensilvania State University
RAMS	–	Regional Atmospheric Modeling System
RCM	–	Regional Climate Model da NASA/GISS
RegCM3	–	Regional Climate Model versão 3
ROL	–	Radiação de Onda Longa emergente
RSM	–	Regional Spectral Model
SE	–	Sudeste do Brasil
SSiB	–	Simplified Simple Biosphere
SU	–	Sul do Brasil
THRT	–	Threat Score
TSM	–	Temperature da Superfície do Mar
ZCAS	–	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	–	Zona de Convergência Inter-Tropical

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

As assimetrias zonais na superfície da Terra, tais como a orografia, os contrastes térmicos entre os oceanos e os continentes, e a distribuição da Temperatura da Superfície do Mar (TSM), causam a circulação atmosférica assimétrica. Estas assimetrias variam no transcurso do ano, como resultado da variação da radiação solar e dos campos de escoamento zonalmente simétricos. A esta circulação zonalmente assimétrica se denomina Onda Estacionária (OE). A topografia pode forçar OEs por obstrução do escoamento ou por gerar anomalias no campo de aquecimento diabático (Charney e Eliassen, 1949; Smagorinsky, 1953). Esta obstrução física do escoamento em baixos níveis da atmosfera é denominada de forçante mecânica e o aquecimento diabático é conhecido como forçante térmica, sendo que as duas forçantes estão correlacionadas. Destaca-se que qualquer mecanismo que gere assimetrias zonais nas taxas de aquecimento diabático pode gerar OEs. Por sua vez anomalias de escala planetária produzem assimetrias nos "eddies" transientes, o qual pode produzir um processo de realimentação das OEs (Holopainen, 1978; Holopainen et al., 1982).

As OEs possuem um papel importante nos transportes de calor, momentum e umidade na atmosfera e contribuem para o seu equilíbrio. As mudanças na amplitude e fase das OEs estão fortemente associadas às variações na temperatura, no fluxo de vapor de água e na precipitação, influenciando, portanto, o clima da região onde elas atuam (Lyon e Dole, 1995). Desta forma, também, elas afetam o clima em regiões remotas através de teleconexões (Trenberth et al., 1998). A variabilidade temporal das ondas planetárias também é importante na troposfera onde estão associadas a bloqueios, regimes de tempo persistentes, e a variabilidade dos "storm tracks" (Trenberth, 1991; Rao et al., 2002a; Marques e Rao, 2000). Por sua vez, interações envolvendo ondas planetárias entre a estratosfera e troposfera pode modificar a circulação nesta última, em uma escala de tempo da ordem de dias a meses (Matsuno, 1970). Além disso, os movimentos de grande escala na baixa estratosfera estão correlacionados com a distribuição e variabilidade do ozônio atmosférico (Andrews et al., 1987; Wirth, 1993; Randel e Newman, 1998).

O entendimento do comportamento das OEs tem importância prática, já que a influência das anomalias relativas aos valores climatológicos, por um período prolongado, pode afetar uma região com graves consequências econômicas e sociais. Por exemplo, as enchentes de 1993 e as secas de 1988 extremas, durante o verão austral, sobre a parte

central dos Estados Unidos, são associadas com anomalias da altura geopotencial (acima e abaixo da normal, respectivamente) na alta troposfera. Segundo Liu et al. (1998) estas anomalias são desvios dos padrões das OEs climatológicas. A forçante primária destas características anômalas, no caso da seca (enchente) de 1988 (1993), foram anomalias negativas (positivas) de TSM no Pacífico Tropical, associada ao fenômeno La Niña (El Niño). Porém, ainda há controvérsia sobre a importância destas forçantes nas anomalias mencionadas, já que alguns trabalhos têm atribuído estas anomalias a sistemas locais e de mesoescala (Peagle et al., 1996; Giorgi et al., 1996).

Climatologicamente, a circulação de grande escala nos Hemisférios Norte (HN) e Sul (HS) em latitudes médias e altas é descrita pelas ondas 1, 2 e 3. No HS a onda 1 é dominante e sua maior amplitude localiza-se entre 50° e 60° S, apresentando um forte crescimento e propagação na estratosfera durante a primavera austral (Quintanar e Mechoso, 1995a). As ondas 2 e 3 são de pequena amplitude e se propagam principalmente para leste (Mechoso e Hartmann, 1982). A onda 1 explica ao redor de 90% da variância total do campo do geopotencial e as outras ondas (2 e 3 principalmente) explicam o 10% restante. Sugere-se como forçante no HS à assimetria orográfica da Antártida e que ainda sofre a influência térmica das baixas latitudes (Quintanar e Mechoso, 1995b). Destaca-se que estas ondas apresentam uma estrutura barotrópica equivalente, o que é um indicativo de que contribuem pouco para o transporte de calor e momentum na direção dos pólos. Portanto, o papel das OEs é menor do que o das ondas transientes no HS. No HN este papel na circulação hemisférica é compartilhado entre as OEs e as ondas transientes.

Muitos dos estudos recentes sobre OEs foram focalizados sobre o HN, entretanto, poucos estudos discutem as mesmas no HS. van Loon e Jenne (1972), Hartmann (1977), Trenberth (1980), Karoly (1989) mostraram o comportamento das OEs durante as estações de inverno e verão. Randel (1988) estudou as OEs do HS em outras estações e também, observou que a variância das OEs é máxima em 30° - 40° S e 50° - 60° S, na alta troposfera no final do inverno e começo da primavera. Ele também encontrou que o máximo na estratosfera ocorre na faixa latitudinal de 50° - 60° S e que a onda 1 domina os campos de momentum e calor. Quintanar e Mechoso (1995a) usando análises do National Meteorological Center (NMC), para o período de janeiro de 1979 até dezembro de 1990, discutiram as características das OEs no HS. Eles encontraram que a onda 1, durante o inverno, é mais dominante no campo de geopotencial na troposfera e estratosfera. A onda 1 é maior nas latitudes 50° - 60° S. Também, encontraram que a amplitude da onda 1 é máxima na primavera austral (outubro), na alta troposfera e estratosfera.

Recentemente, Hurrell et al. (1998) discutiram as características das OEs no HS. Encontraram que a amplitude da onda 1, em 500 hPa, é máxima entre 50°-60° S durante o verão e inverno, sendo que a amplitude é maior durante o inverno. Também observaram que a onda 1, no sul dos oceanos, segue o padrão das anomalias de temperatura, o que sugere a importância da forçante térmica na superfície. A fase da onda 1 sobre o HS é a mesma em todos os níveis na troposfera, mostrando que a mesma é quase barotrópica durante o ano. O mesmo acontece com as ondas de menor amplitude e, portanto, as OEs não transportam calor sensível. Hurrell et al. (1998), também, encontraram que a variabilidade interanual é zonalmente simétrica no HS, sendo esta maior no Pacífico, onde a influência da oscilação sul é alta.

Hoskins e Ambrizzi (1993) observaram uma propagação de onda originando-se no sul da Austrália em direção sudeste até alcançar as latitudes médias do HS (150° W). A partir deste ponto passa a ter uma componente de nordeste nas proximidades da América do Sul. Este padrão denominado Pacific South America (PSA) é uma rota preferida da dispersão de energia das ondas como observado por Ambrizzi e Hoskins (1997). Ambrizzi e Hoskins (1997) em experimentos idealizados, usando um modelo baroclínico, inferiram a existência de um guia de ondas ao longo do jato do Pacífico e nos sub-tropicais do Atlântico Sul durante o verão austral. À medida que essa propagação das OEs sobre o continente ocorre pode causar efeitos regionais dependendo da posição dos centros de alta e baixa pressão.

Kiladis e Mo (1998) estudaram a variabilidade interanual das OEs no HS utilizando uma análise de funções ortogonais empíricas (EOF). Mostraram que a EOF 1 tem uma forte componente zonalmente simétrica e que a onda 3 é observável ao redor da Antártica. A EOF 2 tem uma forte componente de onda 1 com maiores perturbações no setor do Pacífico. Este padrão implica em um trem de onda, iniciando-se com um fortalecimento ou enfraquecimento do cavado do Pacífico Sul ao leste da Nova Zelândia. Havendo uma anomalia negativa localizada a noroeste da Antártida e dois centros, corrente abaixo, ao norte da península Antártida, ao leste da costa da América do Sul. Um padrão de onda 3 é encontrado na EOF 3, com amplitude máxima entre 50°-60° S longitudinalmente com um centro mais afastado ao norte, sobre o mar da Tasmânia. A natureza deste trem de ondas (Kiladis e Mo, 1998) sugere uma propagação da energia de ondas de Rossby, com uma região fonte nos sub-tropicais. Compostos sazonais das anomalias de altura geopotencial em 500 hPa para eventos quentes (El Niño), também sugerem, fortemente, uma propagação de ondas de Rossby. Uma crista no Pacífico sudeste associada com

um trem de ondas, durante os eventos quentes, é favorável para bloqueios nesta região sendo que o contrário acontece durante os eventos frios (La Niña). Rutllant e Fuenzalida (1991) e Marques e Rao (2000) mostraram que há uma conexão entre o bloqueio sobre o Pacífico Sudeste e o ENOS (El Niño - Oscilação Sul). Usando um modelo barotrópico, Renwick e Revell (1999) mostraram que o aquecimento convectivo tropical, associado com a radiação de onda longa emergente (ROL), possivelmente, gera trens de ondas de Rossby, o qual é responsável pelas altas de bloqueio sobre o Pacífico Sudeste durante os eventos El Niño.

Nos trópicos, a circulação atmosférica é dominada por fontes de calor associadas as OEs (Chen et al., 1999). As monções podem ser interpretadas como OEs forçadas termicamente, resultado do contraste oceano-continente. A topografia, no caso da monção asiática, assume um papel importante no estabelecimento da circulação atmosférica global (Rao et al., 2000a). Estas características climatológicas apresentam consideráveis variações interanuais. Particularmente, sobre América do Sul, desenvolvem-se durante o verão austral circulações quase-estacionárias. Em altos níveis observa-se a denominada Alta da Bolívia (AB) e associada a esta circulação anticiclônica há um cavado, que eventualmente se fecha, e é denominado de vórtice ciclônico do Nordeste do Brasil (NEB). Estas circulações estão relacionadas a fontes de calor sobre o continente sul-americano e a outras de origem remota (Gandu e Dias, 1998; Figueroa, 1997; Figueroa et al., 1995; da Silva Dias et al., 1983). Estas circulações têm grande influência no clima do Brasil. As variações interanuais da posição e intensidade da AB estão relacionadas com a precipitação na região (Figueroa, 1997). O cavado do NEB está associado aos vórtices ciclônicos em altos níveis (Rao e Bonatti, 1987). A penetração destes vórtices no continente está associada à precipitação no NEB (Kousky e Gan, 1981), sendo que este sistema é o principal responsável pela precipitação que ocorre no sertão nordestino durante os meses de outubro a fevereiro. Assim, torna-se relevante o estudo da natureza e papel destas circulações no clima da América do Sul.

Lenters e Cook (1995) estudaram a relação da circulação de verão na alta troposfera com as características do clima na América do Sul. Utilizando o Modelo de Circulação Geral (MCG) do Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL), um modelo linear e observações, encontraram que a AB e o vórtice ciclônico de altos níveis estão associados à precipitação na bacia amazônica, nos Andes centrais e na zona de convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Ainda discutiram a possível relação da precipitação na África na formação do vórtice ciclônico. O efeito mecânico dos Andes encontrado foi mínimo.

Adicionalmente, Chen et al. (1999) demonstraram, através de simulações numéricas, que a formação da AB e do vórtice está associada, também, a uma forçante remota no Pacífico tropical oeste, o que pode estar relacionado com a variação interanual deste sistema.

Lenters e Cook (1995) sugeriram o uso de modelos regionais, com uma representação mais real da topografia, para um estudo mais preciso relativo ao efeito do aquecimento do platô andino devido ao fluxo de calor sensível. Também, os efeitos regionais das OEs podem ser estudados usando este tipo de modelos.

Recentemente, Pan et al. (1999) desenvolveram um método para simular os efeitos das anomalias das OEs sobre o clima regional. Eles investigaram através de simulações regionais a relação entre as anomalias de TSM no Pacífico tropical e noroeste e os eventos extremos de 1988 e 1993, ocorridos sobre a parte central dos Estados Unidos. Filtraram das condições iniciais e de fronteira as perturbações de grande escala, com o intuito de determinar se elas provocariam as anomalias observadas na região ou se foram resultantes de forçantes locais. Suas simulações mostraram que padrões similares às anomalias observadas foram possíveis de obter quando as perturbações de grande escala são consideradas, demonstrando o importante papel das OEs na climatologia regional. Pan et al. (2000), empregando a mesma metodologia, discutiram, algumas características de mesoescala associadas às enchentes de 1993, tais como frentes estacionárias, jato de baixos níveis e complexos convectivos de mesoescala.

Horel et al. (1994) com o modelo regional MM4 do National Center for Atmospheric Research (NCAR), e Tanajura (1996), utilizando o modelo ETA do National Centers for Environmental Prediction (NCEP), realizaram simulações climáticas sobre a América do Sul. Seus resultados revelaram-se inadequados, por problemas na física dos modelos, principalmente, no que diz respeito à precipitação em regiões próximas aos Andes.

Nobre et al. (2001) realizaram experimentos de "downscaling" dinâmica para simular a estação chuvosa de 1999 sobre o NEB. Utilizaram para isto o MCG ECHAM3 e o modelo regional espectral (RSM), ambos disponíveis no International Research Institute for Climatic Prediction (IRI). Duas resoluções foram empregadas com o RSM de 80 km e 20 km, sendo a de 20 km forçada pelos prognósticos fornecidos pelo de 80 km. Os resultados mostraram que o modelo RSM, com resolução de 80 km, consegue melhorar as previsões de precipitação do MCG e diminuir o "bias" com respeito às observações. Entretanto, com a resolução de 20 km os resultados se afastaram mais do observado. Uma sugestão dos autores foi a de ajustar as parametrizações de convecção e dos processos de superfície

do modelo, cruciais nessa resolução.

Chou et al. (2002) realizaram simulações de um mês com o modelo ETA, acoplado ao esquema de superfície Simplified Simple Biosphere (SSiB), para os meses de agosto (seco) e novembro (úmido) de 1997. Seus resultados mostraram um significativo ganho na simulação de temperatura superficial e o aumento da precipitação sobre o continente no mês úmido. Entretanto, comparações com o esquema "bucket" na versão anterior do modelo ETA, revelaram deficiências na simulação da precipitação da zona de convergência inter-tropical. Também, durante os meses secos, o desempenho do modelo foi superior ao de meses úmidos, com respeito à precipitação.

Misra et al. (2002b) realizaram um estudo da variabilidade interanual no verão austral (janeiro-março) para três fases distintas do ENOS (1997, 1998 e 1999). Utilizaram, para isto, o modelo RSM. As suas simulações sobre as regiões da Amazônia e zona de convergência inter-tropical concordaram bem com as observações. Destacou-se na simulação do jato de baixos níveis e que o mesmo é mais intenso durante o El Niño. Também, a simulação da radiação da onda longa emergente (ROL) foi melhor que a da reanálise do NCEP. Misra et al. (2002a), usando o RSM, realizaram uma comparação do desempenho de dois esquemas de processos de superfície, o SSiB e o control soil model (CSM), em simulações climáticas regionais sobre a América do Sul. Encontraram que nenhum dos esquemas destaca-se em relação ao outro.

Misra et al. (2003), utilizando o modelo RSM e o MCG COLA efetuaram experimentos de "downscaling" dinâmico para o período de janeiro a março dos anos 1997, 1998 e 1999. Usaram cinco membros para cada ano, tanto para o MCG como para o RSM, com uma resolução de T42L28 e 80 km, respectivamente. Os resultados mostraram que o RSM melhorou a climatologia do MCG, e a resolução do RSM foi capaz de resolver as circulações sobre o altiplano andino.

Druyan et al. (2002) realizaram experimentos de previsão climática sazonal para o período março-maio dos anos 1985 e 1997. Utilizando os modelos de circulação geral e regional, ambos da National Aeronautics and Space Administration (NASA)/Goddard Institute for Space Studies (GISS), notaram que, embora o modelo regional apresentasse melhor destreza com relação ao MCG, a previsão regional climática foi muito dependente da qualidade das condições fornecidas pelo próprio MCG e da TSM prevista.

Verneker et al. (2003), utilizando o modelo ETA em modo clima, estudaram os jatos de

baixos níveis e seus efeitos no clima de verão da América do Sul. Com uma resolução de 80 km, eles simularam os verões de 1983, 1985, 1987, 1989 e 1991 (janeiro a março). Devido à alta resolução do ETA, conforme o esperado, mostraram que as simulações foram muito mais refinadas do que as da reanálise. Suas simulações conseguiram reproduzir a variabilidade diurna da precipitação, que apresenta máximos à noite.

Os estudos observacionais anteriores sobre OEs para o HS (por exemplo, van Loon e Jenne (1972), Hartmann (1977), Trenberth (1980), Karoly (1989)) usaram limitadas séries temporais de dados e discutiram, principalmente, características de verão e inverno. Quintanar e Mechoso (1995a) e Randel (1988) também estudaram a variação sazonal, porém com uma série de dados de 12 e 8 anos, respectivamente. Mais recentemente, encontram-se disponíveis dados da reanálise do NCEP/NCAR. Contrariamente às análises utilizadas anteriormente, as quais tiveram mudanças na física dos modelos (Trenberth e Olson, 1988), a reanálise do NCEP/NCAR foi elaborada usando o modelo estado da arte da assimilação (Kalnay et al., 1996; Kistler et al., 2001). O que torna estes dados ideais para o estudo de variações interanuais e estudos com modelos regionais. Também, a associação das anomalias nas OEs aos fenômenos de escala global que alteram o clima, tais como El Niño e La Niña, não está bem compreendida e a identificação de potenciais fontes anômalas de OEs que estejam associadas a esses eventos, são fundamentais para um maior entendimento da física envolvida na sua formação.

Neste estudo pretende-se abordar aspectos adicionais das OEs, os quais não foram discutidos em trabalhos anteriores.

1.1 Problema

Estudos anteriores das OEs sobre o HS foram realizados principalmente com dados observacionais (van Loon e Jenne, 1972; Randel, 1988; Quintanar e Mechoso, 1995a). Também, estudos numéricos por meio de modelos lineares e não lineares (Wang e Ting, 1999; Ambrizzi e Hoskins, 1997; Quintanar e Mechoso, 1995b; Cavalcanti, 2000) tentaram reproduzir suas principais características. Porém, os MCGs, em geral, apresentam uma baixa destreza na simulação das OEs no HS (Randel e Williamson, 1990; Yang e Gutowski, 1994). Sua sofisticação no tratamento dos processos físicos impede determinar causa e efeito, e associar à origem num determinado problema. As características do HS, coberto principalmente por oceanos, fazem com que as respostas das OEs sejam mais fracas que suas similares do HN. Por estarem associadas mais a efeitos diabáticos e não-lineares na região tropical, seu estudo por meio de modelos numéricos é dificultado de

maneira substancial. Portanto, entender melhor o comportamento das OEs, através de estudos observacionais ainda hoje é muito útil. O melhor conhecimento de seus ciclos sazonal e interanual forneceram as bases físicas para o desenvolvimento de modelos mais completos, melhorando a simulação e sua futura utilização na previsão das anomalias climáticas associadas as OEs.

Embora os modelos regionais representem uma ferramenta muito útil para se estudar o clima, os trabalhos recentes que foram feitos sobre a América do Sul (Tabela 1.1) não se referem especificamente ao estudo das OEs sobre a região, a exceção de Tanajura (1996). Como os modelos regionais climáticos são indicados para se obter climatologias detalhadas de regiões específicas, torna-se relevante seu uso para estudos do clima em escala regional na América do Sul. Como mencionado anteriormente, a circulação de verão na América do Sul é fortemente influenciada pelas OEs. Assim, é importante o uso de tais modelos para o estudo do papel das OEs na circulação atmosférica na América do Sul. Também, no caso do uso de condições iniciais e de fronteira provenientes da reanálise do NCEP/NCAR, são minimizados os problemas associados à variabilidade intrínseca de um modelo global específico. Estas, somadas à do próprio modelo regional poderiam, tornar seus resultados questionáveis. Também, deve-se mencionar que na região da América do Sul existe uma complexa interação trópico extra trópico, interações não-lineares principalmente durante o verão e a presença dos Andes, que dificultam sobremaneira as simulações numéricas, sejam estas de escala global ou regional.

De acordo ao exposto pode-se perguntar o seguinte:

As OEs no HS e seu papel no clima, principalmente sobre a América do Sul, são totalmente compreendidas?

Algumas perguntas associadas:

Como é a variabilidade sazonal e interanual das OEs no HS?

Qual é o comportamento das OEs no HS durante os eventos ENOS?

Em que grau as OEs são responsáveis pela variabilidade climática sobre América do Sul?

Quais são as regiões da América do Sul mais afetadas pelas anomalias das OEs?

TABELA 1.1 – Simulações climáticas regionais sobre a América do Sul.

Referência	Espaçamento	Grade	Duração	Modelo aninhado	Forçante
Roads et al. (2003)	50 km		2 anos	RSM/RegCM	NCEP/NCAR
Chen e Roads (2003)	50 km		2 anos	RSM	NCEP/NCAR
Seth e Rojas (2003)	60/100 km		2x5 meses	RegCM	NCEP/NCAR
Rojas e Seth (2003)	60 km		2x5 meses	RegCM	CCM3/T42
Misra et al. (2003)	80 km		3x3 meses	RSM	COLA/T42L28
Verneker et al. (2003)	80 km		5x5 meses	ETA	NCEP/NCAR
Nicolini et al. (2002)	125 km		10x2 meses	DARLAM	CSIRO/R21
Druyan et al. (2002)	50 km		5x3 meses	RCM	GISS/NCEP
Misra et al. (2002b)	80 km		3x5 meses	RSM	NCEP/NCAR
Misra et al. (2002a)	80 km		3x5 meses	RSM	NCEP/NCAR
Chou et al. (2002)	80 km		2x1 meses	ETA	análises NCEP
Menendez et al. (2001)	110 km		6x1 meses	LAHM/GFDL	LMD-Z
Nobre et al. (2001)	80/60 km		4 meses	RSM	ECHAM
Chou et al. (2000)	80 km		2 meses	ETA	CPTEC/T62L28
Bohm et al. (1998)	60 km		1 ano	REMO	ECHAM
Tanjura (1996)	80 km		2x3 meses	ETA	análises NCEP

A pesquisa climática requer um melhor entendimento das complexas interações inerentes ao sistema climático, para uso na previsão ou monitoramento do clima. Neste contexto, o presente estudo pretende mostrar aspectos observacionais e de modelagem das OEs no HS, que definam mais claramente os processos responsáveis pela manutenção e variabilidade do clima, principalmente sobre a região da América do Sul.

Será discutida a variação sazonal e interanual das OEs no HS. Propõe-se estudar as diferenças entre duas fases da circulação geral (El Niño e La Niña). Estudos anteriores não estudaram este aspecto das OEs no HS. Karoly (1989) discutiu as características das OEs durante El Niño. Porém, segundo ele é necessário estender seu estudo usando uma maior série de dados. O presente trabalho é o primeiro que utiliza 49 anos de dados para o estudo das OEs no HS. Especificamente, examinaremos os fluxos de Eliassen-Palm (EP) em condições normais e durante os eventos El Niño e La Niña. A propagação tri-dimensional das OEs no HS será estudada usando a aproximação de Plumb (1985), dando ênfase para os eventos El Niño e La Niña. Estes resultados visam complementar os estudos anteriores sobre as OEs no HS e melhorar o nosso entendimento dos mecanismos responsáveis pela sua propagação. Utilizando modelos regionais climáticos se pretende simular as características do clima da América do Sul associado as OEs e suas anomalias.

1.2 Objetivos

O presente trabalho, que visa uma análise das OEs no HS com ênfase na América do Sul, tem como objetivos:

- Estudar o comportamento sazonal e interanual das OEs climatológicas.
- Analisar a transferência de energia entre a troposfera e a estratosfera, assim como, também, a origem de fontes e sumidouros das OEs.
- Determinar as diferenças de comportamentos das OEs durante os eventos de El Niño e La Niña.
- Estudar as OEs e o clima regional durante o verão austral (janeiro) normal e em eventos extremos sobre América do Sul.
- Determinar os efeitos das anomalias das OEs sobre o clima regional (América do Sul).

Esta tese está organizada da seguinte forma:

No Capítulo 2 são apresentadas as características climatológicas das OEs no HS, utilizando dados da reanálise do NCEP/NCAR para o período 1950-98.

No Capítulo 3 é discutido e analisado o comportamento das OEs no HS durante os eventos El Niño e La Niña.

No Capítulo 4, as simulações das OEs sobre América do Sul, no verão austral (janeiro), são exploradas e avaliadas utilizando os modelos regionais climáticos ETA-CLIM e RegCM3 implementados no CPTEC, sendo forçados por dados da reanálise do NCEP/NCAR.

No Capítulo 5 exploram-se os efeitos das anomalias das OEs sobre a América do Sul no verão austral, empregando-se os modelos regionais ETACLIM e RegCM3.

Finalmente, no Capítulo 6 são sumarizados os resultados e apresentadas as principais conclusões. Também, incluem-se sugestões para estudos complementares.

CAPÍTULO 2

ONDAS QUASE-ESTACIONÁRIAS NO HEMISFÉRIO SUL. PARTE I: CLIMATOLOGIA

2.1 Introdução

Qualquer variável meteorológica, por exemplo o geopotencial (Φ), pode ser dividida numa média temporal e seu desvio:

$$\Phi(\lambda, \phi, z, t) = \Phi_0(\lambda, \phi, z) + \Phi'(\lambda, \phi, z, t) \quad (2.1)$$

onde: λ , ϕ , z , t são a longitude, latitude, altura e tempo, respectivamente.

A média temporal Φ_0 pode ser para um mês, um ano, uma década ou mais tempo, dependendo do interesse. Φ' é denominado de circulação transiente ("eddies") e é responsável pelo tempo atmosférico. Φ_0 pode ser dividido ademais numa média zonal e um desvio desta média:

$$\Phi_0(\lambda, \phi, z) = \Phi_{00}(\phi, z) + \Phi^*(\lambda, \phi, z) \quad (2.2)$$

onde: Φ_{00} representa a circulação simétrica estacionária e é normalmente conhecida como circulação do tipo Hadley. Φ^* representa a circulação assimétrica estacionária e é conhecida como OEs. Desde que estas ondas mudam pouco (no tempo) na posição e intensidade, principalmente no HS, elas são referidas como ondas quase-estacionárias. As características climatológicas das OEs são analisadas neste capítulo.

A seguir são descritos os dados e metodologia utilizados no presente trabalho e posteriormente os resultados são apresentados.

2.2 Dados e Metodologia

São utilizadas as médias mensais da altura geopotencial (Φ) e temperatura (T) para o período 1950-1998. Os dados provêm da reanálise do NCEP/NCAR, nos níveis de 1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20, 10 hPa. A área de estudo compreende o HS, num espaçamento de grade de 2,5x2,5 graus (longitude, latitude).

Os dados da reanálise do NCEP/NCAR são o resultado do estado da arte, fixo, da assimilação de dados global (Kalnay et al., 1996; Kistler et al., 2001). Por isto, estes dados são livres de inconsistências devidas às mudanças nos sistemas de assimilação, Sendo, portanto, úteis para os estudos de variabilidade climática como o proposto. Porém, os dados da reanálise podem apresentar resultados espúrios, devido às graduais mudanças na rede de observações no período de estudo compreendido. Por exemplo, Kidson (1999) mostra descontinuidades, nos meados da década 70, na alta troposfera.

Kistler et al. (2001) comentam sobre a necessidade de se comparar os dados na era pré e pós-satélite (1950-1978 e 1979-1998, respectivamente), com a finalidade de revelar as diferenças e confiabilidade de ambos os períodos. A ausência de dados na era pré-satélite pode levar a que muita da informação analisada seja mais o "first guess" do modelo, especialmente nas áreas oceânicas do HS. Mo et al. (1995) mostraram que as observações de satélite afetam fortemente as análises do HS no sistema Climatic Diagnostic Assimilation (CDAS), utilizadas na reanálise do NCEP/NCAR. Comparações feitas entre as reanálises do ECMWF e NCEP (Trenberth et al., 2001) mostraram grandes diferenças no HS, indicando que as análises não são forçadas por observações sobre regiões onde os dados são escassos, como as dos oceanos. Estas diferenças, também, podem estar associadas às mudanças que ocorreram na rede observacional e/ou a variabilidade natural na escala decadal (Renwick e Revell, 1999; Rao et al., 2004).

Adicionalmente, um problema nos dados da reanálise foi descoberto por Trenberth e Stepaniak (2002), o qual está associado à coordenada vertical utilizada no modelo. Devido a isto, nas proximidades da topografia são encontradas estruturas espúrias, sendo este problema maior na estratosfera do HS. Destacaram que as análises diagnósticas (fluxo de EP) sobre estas regiões (Andes e África), acima de 50 hPa, devem ser tomadas com precaução.

Entretanto, muitos trabalhos foram e continuam sendo realizados sobre o HS usando dados da reanálise do NCEP/NCAR (Renwick e Revell, 1999; Mo, 2000; Rao et al., 2000b; Grimm, 2003) para períodos similares ao proposto neste trabalho. Na seção de resultados será discutido e justificado o uso dos dados para o período 1950-1998.

Para estudar a variabilidade sazonal e interanual da amplitude e fase das OEs é feita uma análise detalhada do comportamento de campos médios mensais do geopotencial através da sua decomposição em séries de Fourier. A variável geopotencial pode ser descrita como

a somatória da componente de Φ de número de onda zonal k igual a:

$$\Phi_k = A_k(\phi, p) \cos[k\lambda + \alpha_k (\phi, p)] \quad (2.3)$$

$$\Phi^* = \sum_{k=1}^n \Phi_k \quad (2.4)$$

onde k é o número de onda ($n=20$), A_k a amplitude e α_k a fase da onda.

A decomposição de Fourier dos dados de geopotencial fornece uma análise razoável da variação interanual das OEs. Além disto, a decomposição dos campos médios em harmônicos dá uma idéia da importância relativa dos vários números de onda. Porém, para estudar as possíveis causas destas variações outras análises são realizadas, tais como: estrutura do vento zonal, fluxo e divergência de EP e índice de refração.

A orientação do vetor do fluxo de EP indica a velocidade de grupo da onda ou direção da atividade da onda (propagação), como também, mostra a importância relativa dos fluxos de calor e momentum (Randel, 1992); a divergência do fluxo de EP indica o grau de interação com o estado básico (vento zonal). O índice de refração foi usado para diagnosticar a influência do fluxo zonal médio sobre a propagação das ondas de Rossby no plano meridional (Randel, 1988).

As análises das OEs climatológicas são realizadas em duas partes. Na primeira, estuda-se o comportamento das OEs e do escoamento médio (u), assim como também o da temperatura e dos fluxos de EP num contexto tradicional. Refere-se a esta parte como análise média zonal. Na segunda parte, é feita uma análise tri-dimensional das OEs com o intuito de localizar regiões fontes ou sumidouros médios e regiões anômalas das OEs durante os eventos El Niño e La Niña (Capítulo 3), assim como também, a sua propagação horizontal.

2.2.1 Análise Média Zonal

Na análise média zonal, os valores de temperatura (T), componentes zonal (u) e meridional (v) do vento para o período de estudo são obtidos seguindo o método dado por Randel (1987, 1988). Neste método, a análise harmônica é usada para decompor a altura geopotencial em seus harmônicos e as três primeiras ondas são analisadas. Os fluxos de

momentum e calor são avaliados usando-se ventos derivados através da linearização das equações de momentum. Entretanto, os fluxos de EP e sua divergência são calculados a partir das expressões de equações primitivas, desprezando-se os termos que envolvem a velocidade vertical (ω). A formulação completa do fluxo de EP (Randel, 1992) utilizada é:

$$F_\phi = \rho(z) a \cos\phi \left[-\overline{u^*v^*} - \frac{R}{H} \frac{\partial \overline{u^*T^*}}{\partial z} \right] \quad (2.5)$$

$$F_z = \rho(z) a \cos\phi \left[\left[f - \frac{1}{a \cos\phi} \frac{\partial(\overline{u \cos\phi})}{\partial \phi} \right] \frac{R \overline{v^*T^*}}{H N^2} - \overline{\omega^*u^*} \right] \quad (2.6)$$

$$\rho_0(z) = \rho_s e^{-z/H} \quad (2.7)$$

$$N^2 = \frac{R}{H} \left[\frac{\partial T}{\partial z} + k \frac{T}{H} \right] \quad (2.8)$$

onde $\rho(z)$ é a densidade do estado básico, a é o raio da Terra, ϕ é a latitude, N é a frequência Brunt-Vaisala, H é igual a 7 km, $z = H \ln(1000/p)$ é a coordenada vertical, R é a constante dos gases, f é o parâmetro de coriolis e ω é a velocidade vertical omega.

A divergência do fluxo de EP é definida como:

$$\nabla \cdot \mathbf{F} = \frac{1}{\rho(z) a \cos\phi} \left[\frac{1}{a \cos\phi} \frac{\partial(F_\phi \cos\phi)}{\partial \phi} + \frac{\partial F_z}{\partial z} \right] \quad (2.9)$$

Adicionalmente, é avaliado o índice de refração quase-geostrófico para as OEs através da seguinte formulação (Randel, 1988):

$$Q_{k,c} = \left[\frac{\overline{q}_\phi}{(\overline{u} - c)} - \left(\frac{k}{a \cos\phi} \right)^2 - \left(\frac{f}{2NH} \right)^2 \right] / \text{sen}^2 \phi \quad (2.10)$$

onde, q_ϕ é o gradiente meridional de vorticidade potencial, k é o número de onda zonal

e c é a velocidade de fase zonal ($c = 0$ para OEs). q_ϕ pode ser definido como:

$$\bar{q}_\phi = \frac{2\Omega}{a} \cos\phi - \frac{1}{a^2} \left[\frac{(\bar{u} \cos\phi)_\phi}{\cos\phi} \right]_\phi - \frac{f^2}{\rho(z)} \left[\rho(z) \frac{\bar{u}_z}{N^2} \right]_z \quad (2.11)$$

Também,

$$[\]_z = \frac{\partial(\)}{\partial z}$$

$$[\]_\phi = \frac{\partial(\)}{\partial \phi}$$

substituindo (2.7) no terceiro termo da Equação (2.11) e diferenciando se obtém:

$$\begin{aligned} -\frac{f^2}{\rho_0} \left[\rho_0 \frac{\bar{u}_z}{N^2} \right]_z &= -\frac{f^2}{\rho_s e^{-z/H}} \left[\rho_s e^{-z/H} \frac{\bar{u}_z}{N^2} \right]_z \\ &= -\frac{f^2}{e^{-z/H}} \frac{\partial}{\partial z} \left[\frac{e^{-z/H} \partial \bar{u}}{N^2} \right] \\ &= -\frac{f^2}{e^{-z/H}} \left[-\frac{1}{N^2} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \frac{e^{-z/H}}{H} + e^{-z/H} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \frac{\partial}{\partial z} \frac{1}{N^2} + \frac{e^{-z/H}}{N^2} \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial z^2} \right] \\ &= -f^2 \left[-\frac{1}{HN^2} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} - \frac{1}{N^4} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \frac{\partial N^2}{\partial z} + \frac{1}{N^2} \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial z^2} \right] \\ &= \frac{f^2}{HN^2} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} + \frac{f^2}{N^4} \frac{\partial N^2}{\partial z} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} - \frac{f^2}{N^2} \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial z^2} \end{aligned} \quad (2.12)$$

Finalmente, expandindo todos os termos da Equação (2.11) se obtém:

$$\begin{aligned} \bar{q}_\phi &= \frac{2\Omega}{a} \cos\phi - \frac{1}{a^2} \left[\frac{\partial}{\partial \phi} (\bar{u} \cos\phi) \frac{\partial}{\partial \phi} \frac{1}{\cos\phi} + \frac{1}{\cos\phi} \frac{\partial^2}{\partial \phi^2} (\bar{u} \cos\phi) \right] + \\ &\quad \frac{f^2}{HN^2} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} + \frac{f^2}{N^4} \frac{\partial N^2}{\partial z} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} - \frac{f^2}{N^2} \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial z^2} \end{aligned} \quad (2.13)$$

Se os fluxos de EP e sua divergência fossem derivados diretamente a partir dos ventos e

temperatura da reanálise do NCEP/NCAR, as diferenças seriam pequenas como notado por Chen et al. (2003).

A variabilidade interanual das OEs 1, 2 e 3 foi avaliada através do cálculo do desvio padrão, para o período selecionado.

2.2.2 Análise Tri-Dimensional

Na análise tridimensional, uma generalização do teorema de Eliassen e Palm (1961) é utilizada. Os fluxos de EP são avaliados usando-se a metodologia proposta por Plumb (1985) para estudar a propagação das OEs, utilizada amplamente em estudos observacionais e de modelagem (Károly et al., 1989; Quintanar e Mechoso, 1995a; Lau e Peng, 1992; Schubert et al., 1993; Yang e Gutowski, 1994).

Para ondas de amplitude pequena sob um fluxo zonal médio, a relação de conservação para a atividade das OEs pode ser escrita como (Plumb, 1985):

$$\frac{\partial A_s}{\partial t} + \nabla \cdot \mathbf{F}_s = C_s \quad (2.14)$$

$$A_s = \frac{1}{2} p \left[\frac{q^{*2}}{\frac{1}{a \sin \phi} \frac{\partial q \sin \phi}{\partial \phi}} \right] + p \frac{E}{U} \quad (2.15)$$

onde A_s é a atividade da OE, \mathbf{F}_s é o fluxo da atividade da onda, C_s contém os processos não conservativos (aquecimento diabático, forçante topográfico e distúrbios transientes), q^* é a perturbação da vorticidade potencial quase-geostrófica, U o fluxo zonal médio e E é a densidade da energia da onda.

Plumb (1985) mostrou que para OEs e conservativas \mathbf{F}_s é não divergente e que para ondas quase-planas variando lentamente, \mathbf{F}_s é paralela à velocidade de grupo. Para as OEs a variação temporal da atividade da onda é considerada desprezível, então $\nabla \cdot \mathbf{F}_s = C_s$, isto é, as regiões onde \mathbf{F}_s é divergente (convergente) estão associadas a fontes (sumidouros) de OEs, sendo isto válido para ambas as análises (zonal e tridimensional). Com isto, podemos diagnosticar C_s sem a necessidade de calcular este termo explicitamente.

A formulação do fluxo tri-dimensional \mathbf{F}_s (Plumb, 1985) é dada por:

$$\mathbf{F}_s = p \cos\phi \begin{pmatrix} \bar{v}^{*2} - \frac{1}{2\Omega a \sin 2\phi} \frac{\partial \bar{v}^* \bar{\Phi}^*}{\partial \lambda}, \\ -\bar{u}^* \bar{v}^* + \frac{1}{2\Omega a \sin 2\phi} \frac{\partial \bar{u}^* \bar{\Phi}^*}{\partial \lambda}, \\ \frac{2 \Omega a \sin 2\phi}{S} \left[\bar{v}^* \bar{T}^* + \frac{1}{2 \Omega a \sin 2\phi} \frac{\partial \bar{T}^* \bar{\Phi}^*}{\partial \lambda} \right] \end{pmatrix} \quad (2.16)$$

Os ventos são obtidos da aproximação geostrófica e emprega-se a temperatura (T) proveniente dos dados da reanálise do NCEP/NCAR. p e S são a pressão no nível de estudo e a estabilidade estática, respectivamente. O valor utilizado de S é a média na área ao sul de 20° S. As equações foram discretizadas usando diferenças finitas, com uma acurácia de segunda ordem, as quais foram utilizadas para gerar as figuras que serão discutidas a seguir.

Segundo Black (1997), o nível de fluxo horizontal máximo da atividade da onda em latitudes médias é localizado na alta troposfera, aproximadamente em 400 hPa (neste trabalho se escolheu o nível de 300 hPa para as análises), sendo muito fraco na baixa troposfera. Entretanto, o fluxo vertical máximo é localizado na baixa troposfera, aproximadamente em 700 hPa. Então, para inferir regiões fonte (sumidouro) de OEs são mostrados, através de vetores, os campos da componente horizontal no nível de 300 hPa e através de isolinhas a componente vertical em 700 hPa do fluxo de EP. Na Figura 2.1 podem ser notadas estas características, através da média zonal da componente vertical e da componente horizontal em 300 hPa da atividade da onda para o HN durante o inverno.

Em ambas as formulações usa-se o símbolo (*) para referir-se à parte estacionária das variáveis envolvidas (u, v, T, Φ , ω). Também, desde que estas formulações foram derivadas da teoria quase-geostrófica, sua validade é incerta em baixas latitudes (Quintanar e Mechoso, 1995a). Por isto, os gráficos para ambas as análises foram limitadas até 20° S quando empregadas estas formulações.

Adicionalmente, são feitas seções verticais zonais (longitude vs. altura) das OEs, similares às apresentadas em Wallace (1983), porém, estendendo-se até a baixa estratosfera.

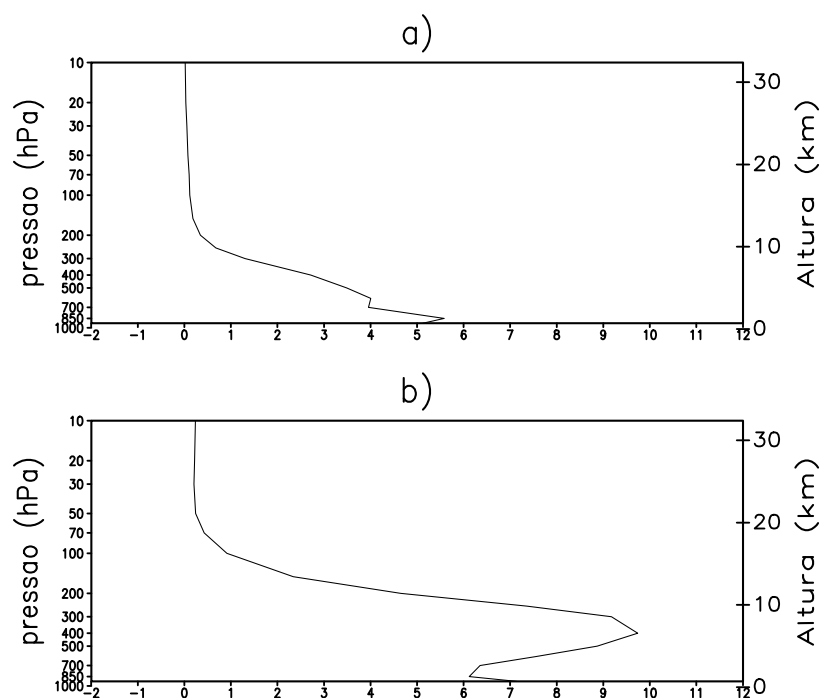


FIGURA 2.1 – Componentes do fluxo de EP ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) média zonal em 45°N : a) vertical e b) horizontal.

Também, seções verticais da atividade da onda são apresentadas na seção seguinte.

As análises são feitas para as 4 estações do ano: dezembro-janeiro-fevereiro (DJF), março-abril-maio (MAM), junho-julho-agosto (JJA) e setembro-outubro novembro (SON). A média climatológica foi feita para cada estação separadamente, durante o período selecionado.

2.3 Resultados

Nesta seção são mostrados as climatologias das OEs para o HS para o período 1950-1998. Entretanto, como comentado anteriormente a utilização dos dados da reanálise do NCEP/NCAR para o período anterior à era do satélite (1950-1978) são questionáveis, devido à carência de dados para assimilar, principalmente na estratosfera do HS. Entretanto, sua utilização em alguns estudos sobre o HS são justificáveis devido a que séries longas de dados observacionais corroboram os seus resultados, por exemplo: Mo (2000). Por este motivo, são apresentados na análise média zonal alguns campos do período 1979-1998 para fins de comparação.

2.3.1 Análise Média Zonal

Primeiro analisa-se as características das OEs no período 1950-1998. A Figura 2.2 mostra a amplitude da OE 1 para as estações de DJF, MAM, JJA e SON. Podemos notar algumas características interessantes. Em DJF existem dois máximos na alta troposfera, um a 30° S e outro a 55° S. O valor em altas latitudes é muito maior que o do sub-tropical. A comparação com os valores em outras estações mostram que a OE é confinada na baixa atmosfera em DJF, enquanto que, nas outras estações esta se propaga na estratosfera. Em SON a amplitude na baixa estratosfera é maior. Quintanar e Mechoso (1995a) observaram a máxima amplitude da OE 1 durante outubro, o que concorda com estes resultados. O máximo sub-tropical na alta troposfera acontece no inverno (JJA).

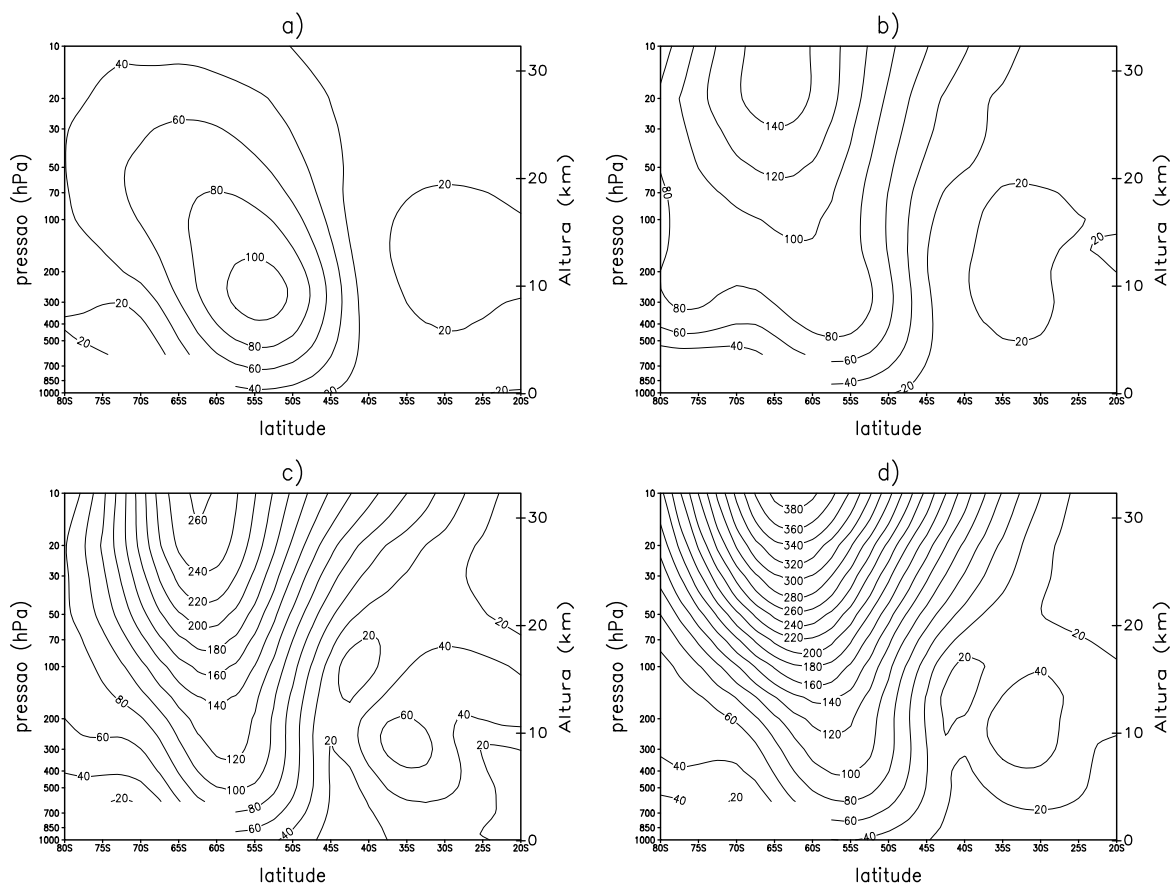


FIGURA 2.2 – Amplitude da onda 1 (m) para: a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON.

A fase da OE 1 é mostrada na Figura 2.3 para as quatro estações. Como pode ser observado o ângulo de fase decresce com a altura indicando uma inclinação para oeste

com a mesma. Esta inclinação para oeste é melhor definida em MAM e SON. Como será apresentado a seguir, esta inclinação para o oeste é associada com o transporte de calor para o pólo.

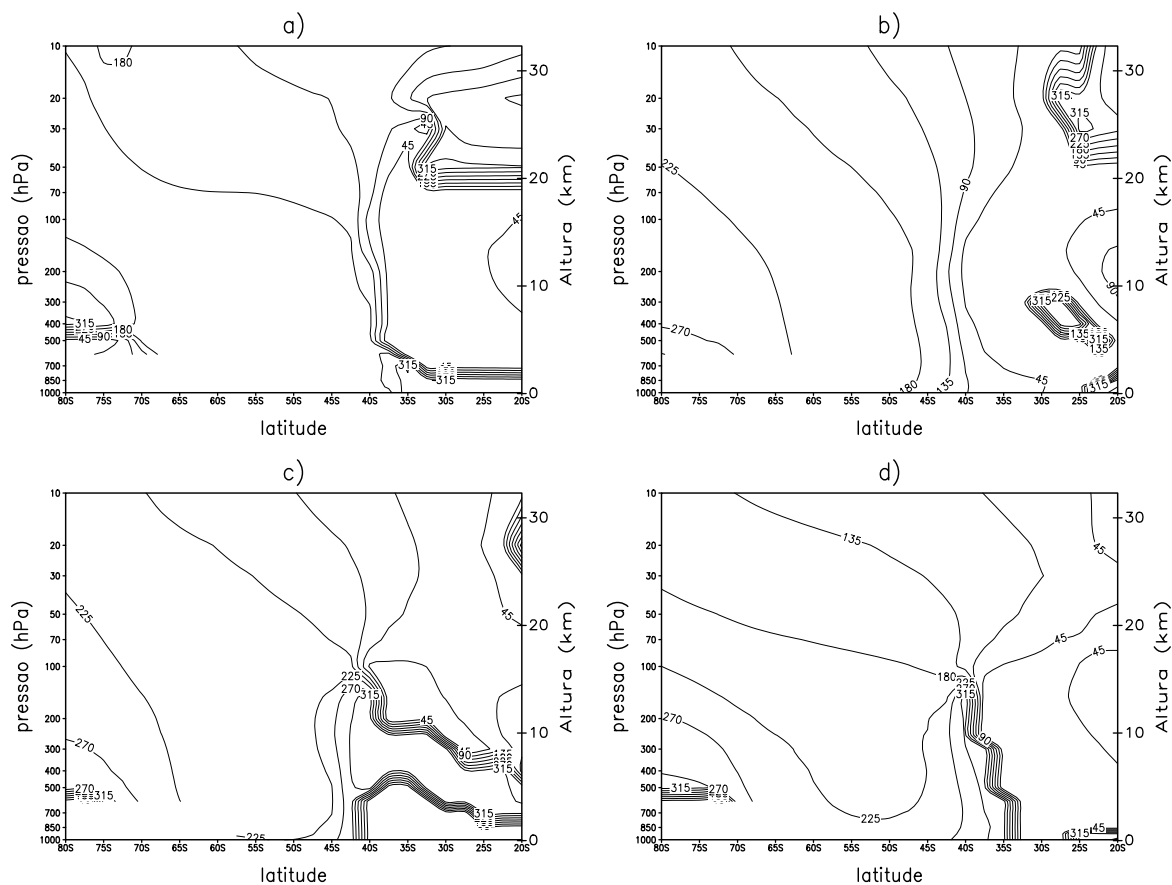


FIGURA 2.3 – Fase ou longitude da crista da onda 1 (graus) para: a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON.

Nas Figuras 2.4 e 2.5 são mostradas as amplitudes das OEs 2 e 3. Comparadas à amplitude da onda 1, as amplitudes das ondas 2 e 3 são muito menores. Como é conhecido estas ondas se deslocam para leste (Mechoso e Hartmann, 1982). A onda 2 é confinada na baixa atmosfera durante o verão austral, entretanto, nas outras estações se propaga na baixa estratosfera. A Figura 2.5 mostra que a OE 3 é confinada na troposfera em todas as estações.

A seguir analisa-se os comportamentos das OEs para o período 1979-1998. As Figuras 2.6 e 2.7 mostram a amplitude e fase da onda 1. Observa-se que a magnitude e distribuição

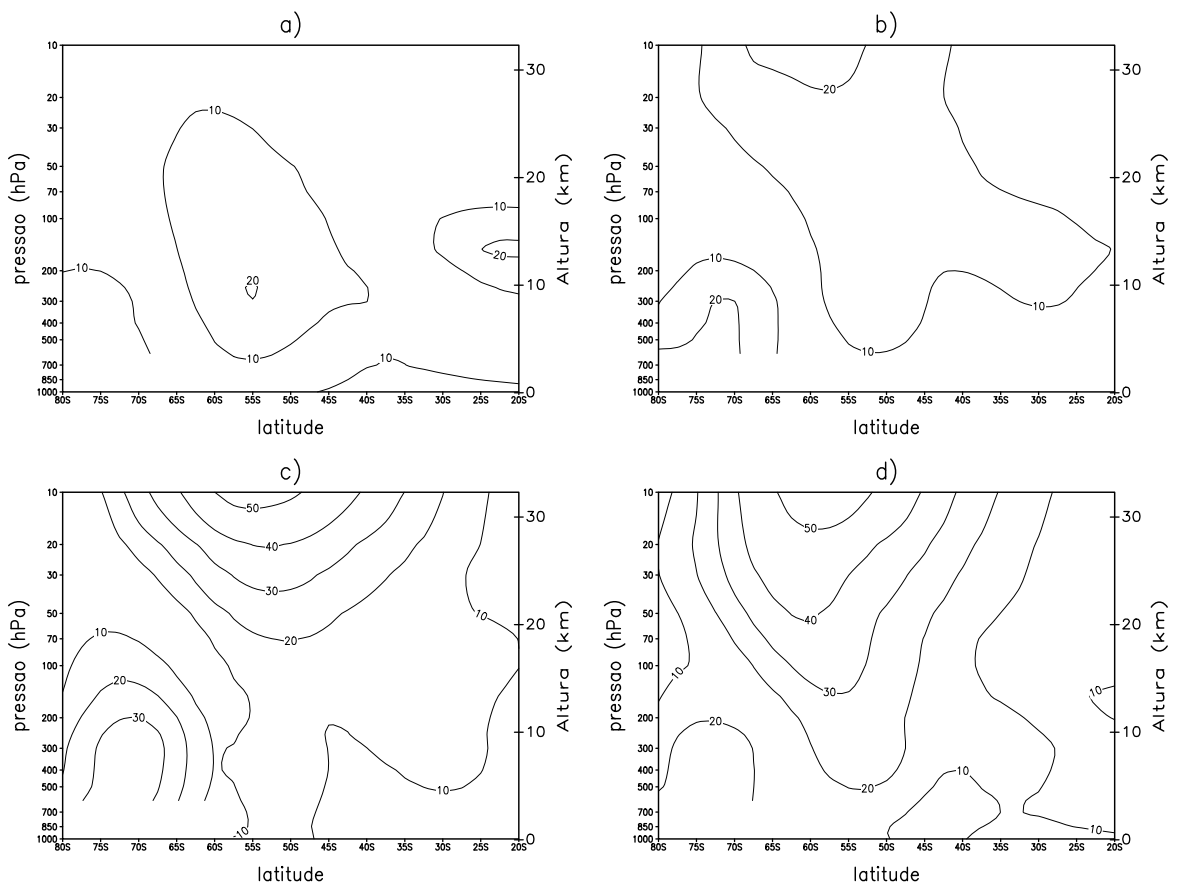


FIGURA 2.4 – Igual à Figura 2.2, para a onda 2.

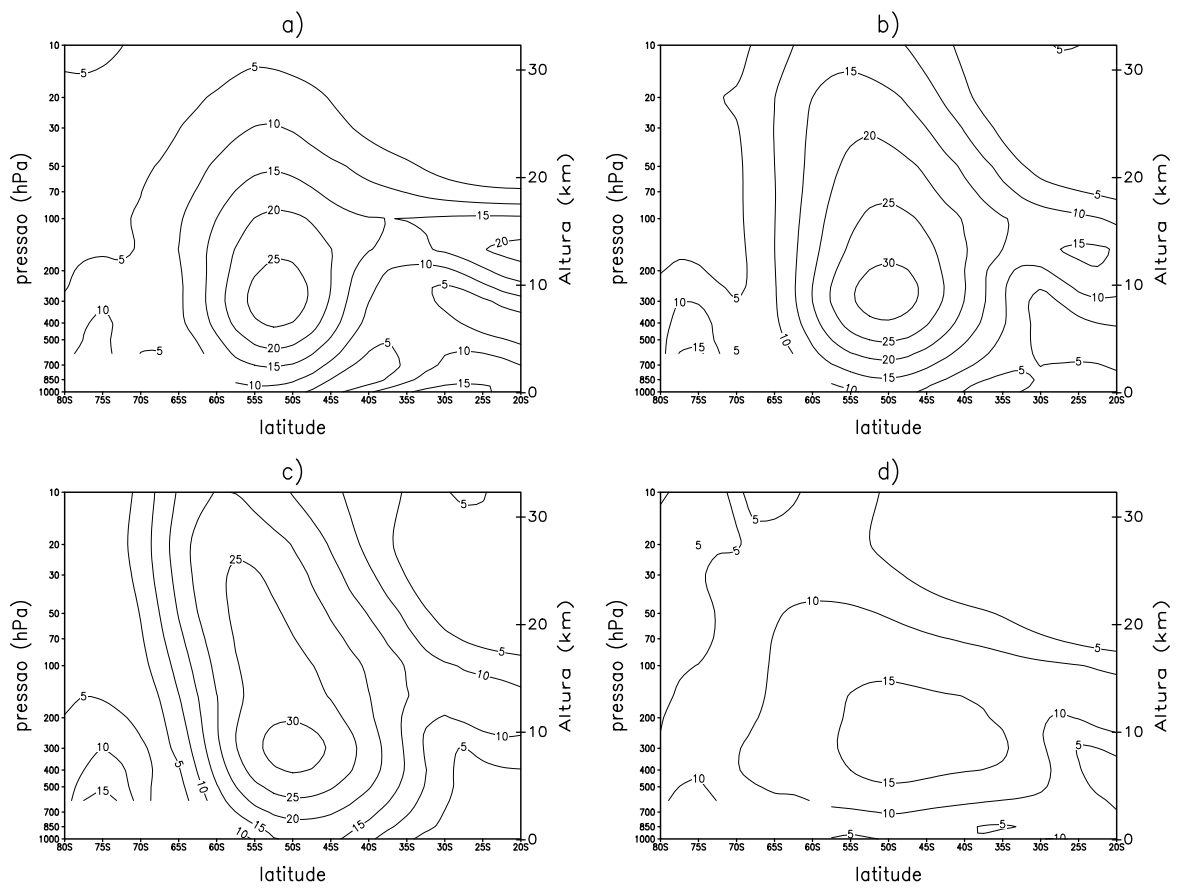


FIGURA 2.5 – Igual à Figura 2.2, para a onda 3.

da onda 1 em DJF e MAM são muito similares ao observado durante o período 1950-1998. Apesar de que a distribuição da onda 1 em JJA e SON são similares as magnitudes são ligeiramente mais altas durante a primavera no período 1979-1998. A distribuição da fase é similar entre ambos os períodos, com pequenas diferenças no verão quando a amplitude da onda é mais fraca. As amplitudes das ondas 2 e 3 (Figuras 2.8 e 2.9) são muito similares em magnitude e distribuição. A magnitude da onda 2 é ligeiramente menor, entretanto a da onda 3 é ligeiramente maior no período mais recente. A distribuição da onda 3 é muito similar em ambos os períodos. As fases das ondas 2 e 3 são similares em JJA e ligeiramente diferentes nas outras estações (figuras não mostradas).

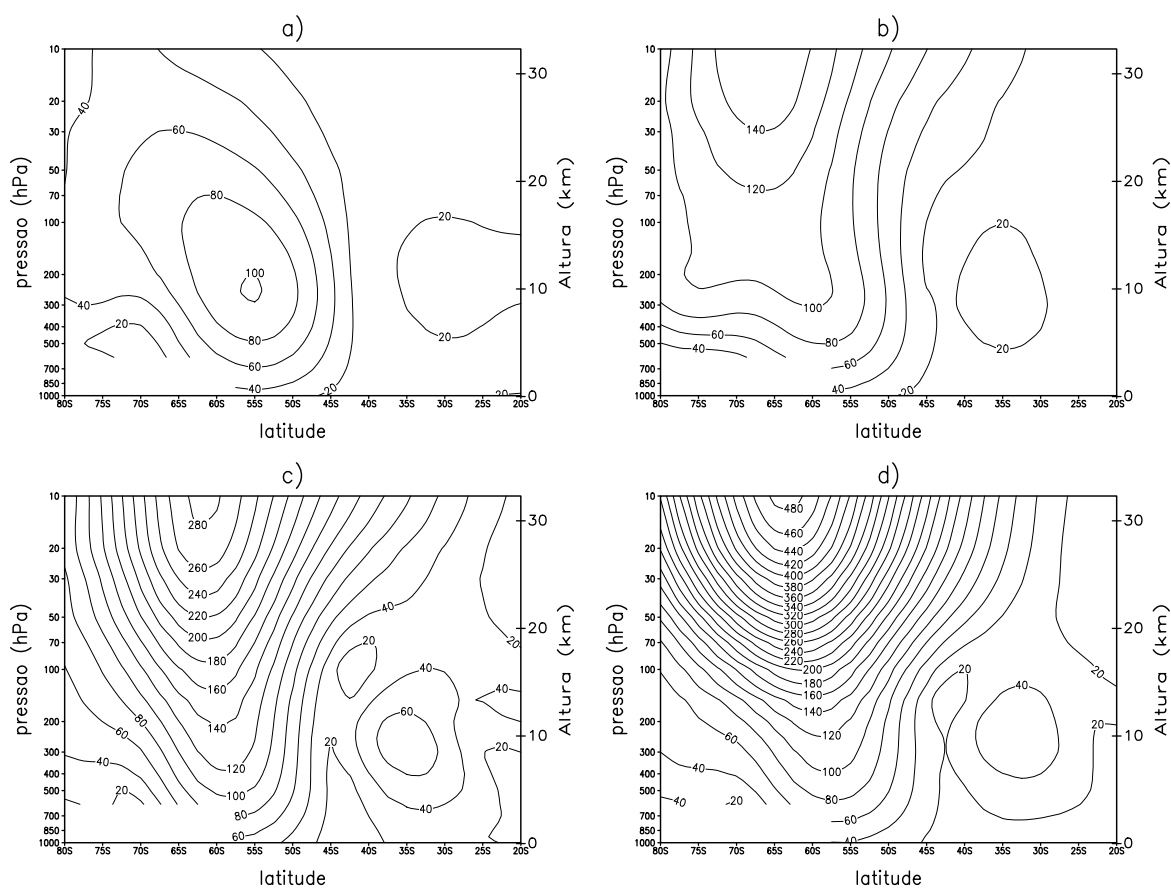


FIGURA 2.6 – Amplitude da onda 1 (m) para o período 1979-1998: a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON.

Portanto, devido a muitas das características mais dominantes da amplitude e fase, principalmente da onda 1, são similares entre ambos os períodos, foram utilizados os dados da reanálise do NCEP/NCAR do período total de 49 anos para discutir as características

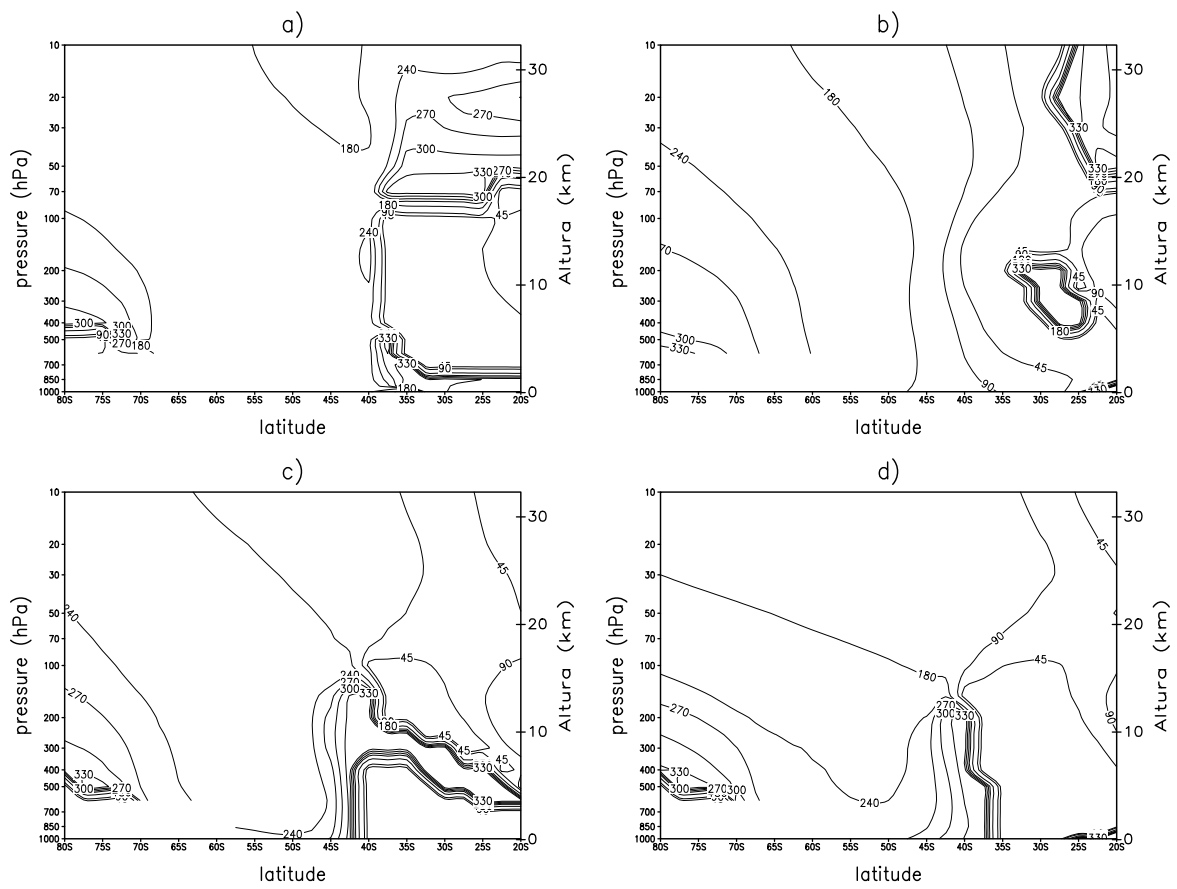


FIGURA 2.7 – Fase ou longitude da crista da onda 1 (graus) para o período 1979-1998: a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON.

das OEs no HS.

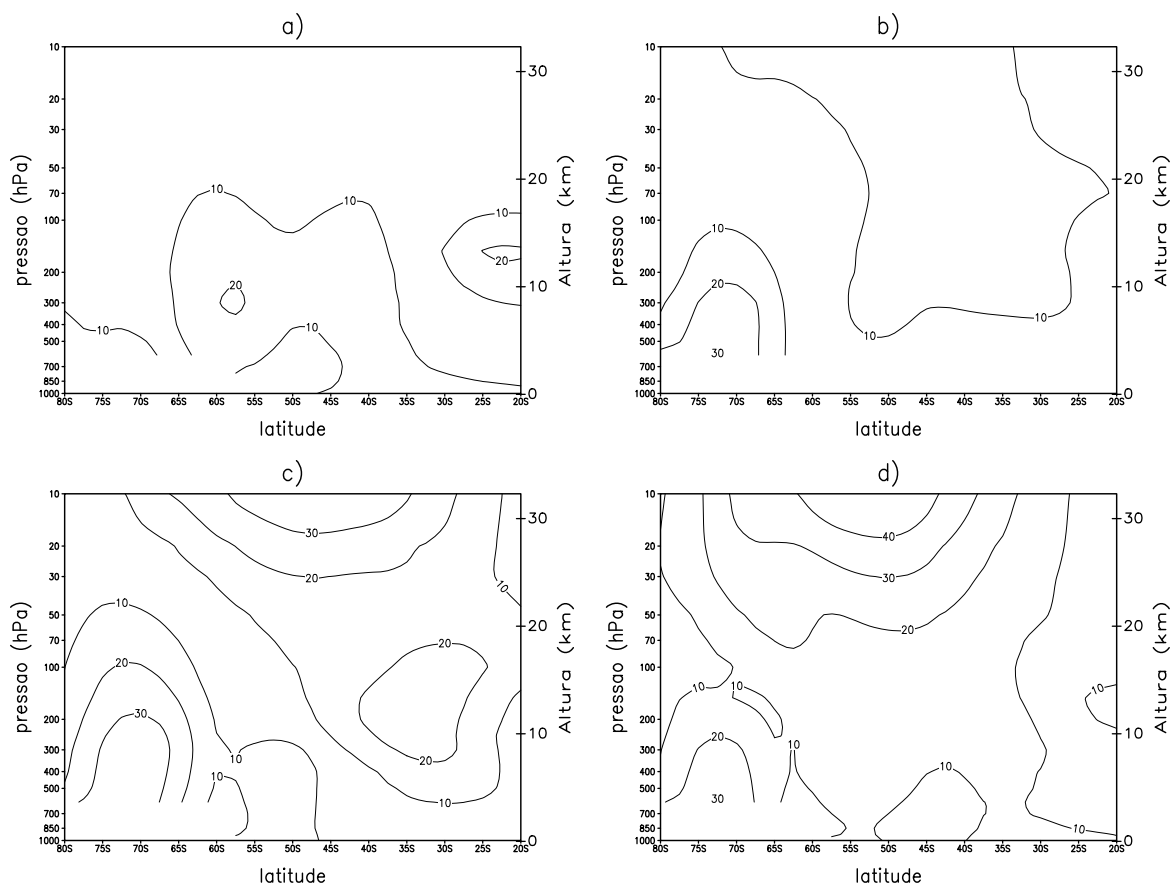


FIGURA 2.8 – Igual à Figura 2.6, para a onda 2.

As Figuras 2.10, 2.11 e 2.12 mostram a variabilidade interanual das ondas 1, 2 e 3 através do desvio padrão. Comparando-se as Figuras 2.2 e 2.10 é observado que a variabilidade interanual é menor durante o verão (DJF) e que o desvio padrão é uma pequena fração da amplitude média da OE 1 nas altas latitudes e da mesma ordem nos sub-tropicos. Durante o inverno e a primavera é ao redor da metade da máxima amplitude. Na primavera (SON) quando a amplitude da OE 1 é alta, existe um máximo do desvio padrão (20 m) na alta troposfera em 30°-45° S. Na estratosfera o desvio padrão é quase a metade da amplitude. No caso da OE 2 e 3, o desvio padrão é alto em todas as estações, da mesma magnitude da amplitude máxima.

A evolução sazonal das OEs pode ser explicada em termos da teoria linear das ondas (Charney e Drazin, 1961). Para tal, é necessário examinar a variação sazonal do estado

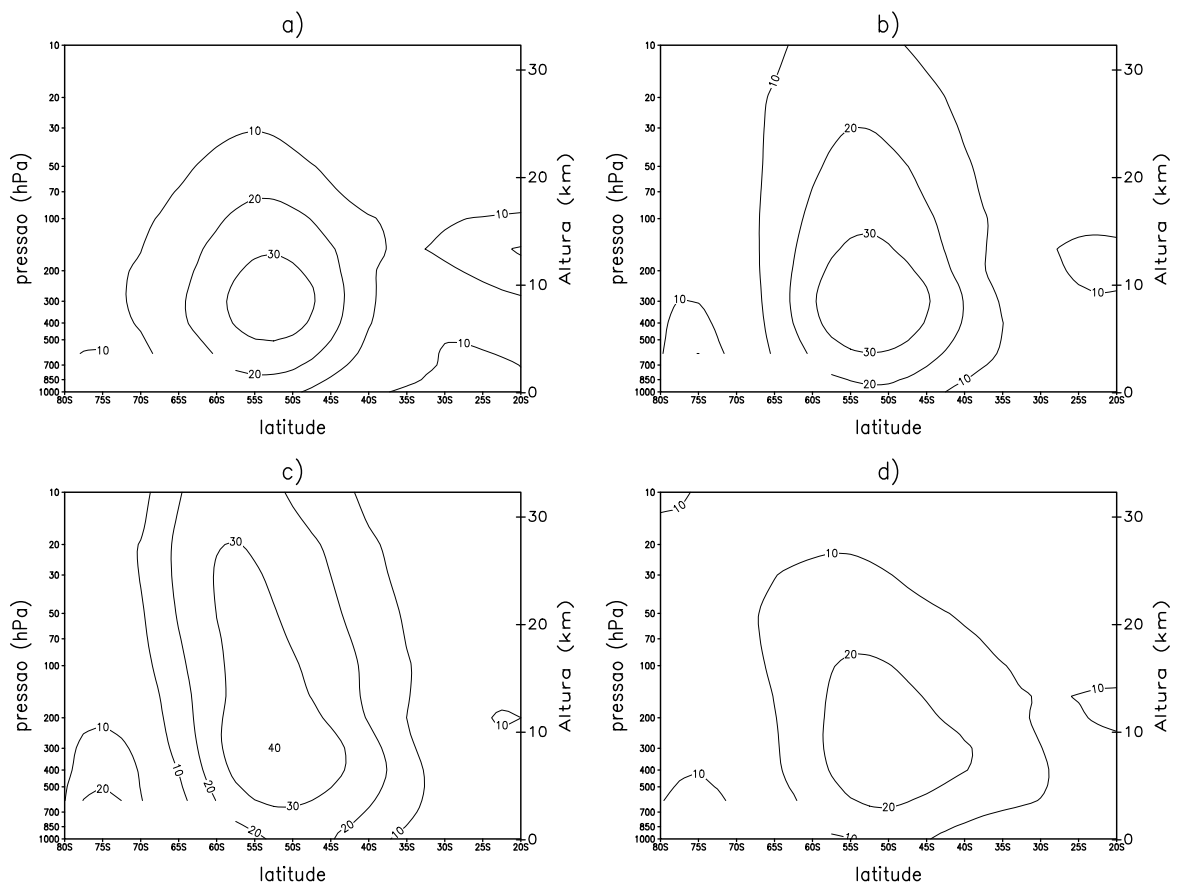


FIGURA 2.9 – Igual à Figura 2.6, para a onda 3.

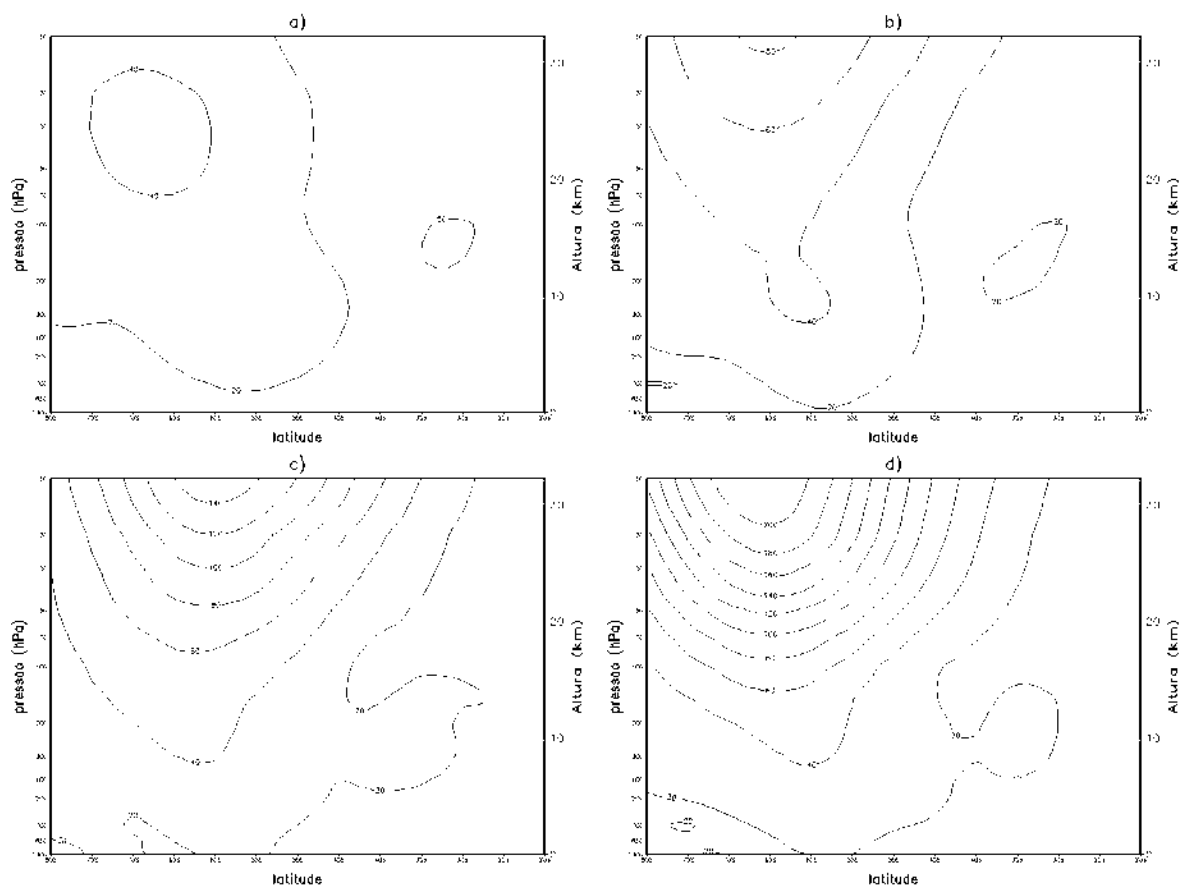


FIGURA 2.10 – Desvio padrão da amplitude da onda 1 (m) para: a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON.

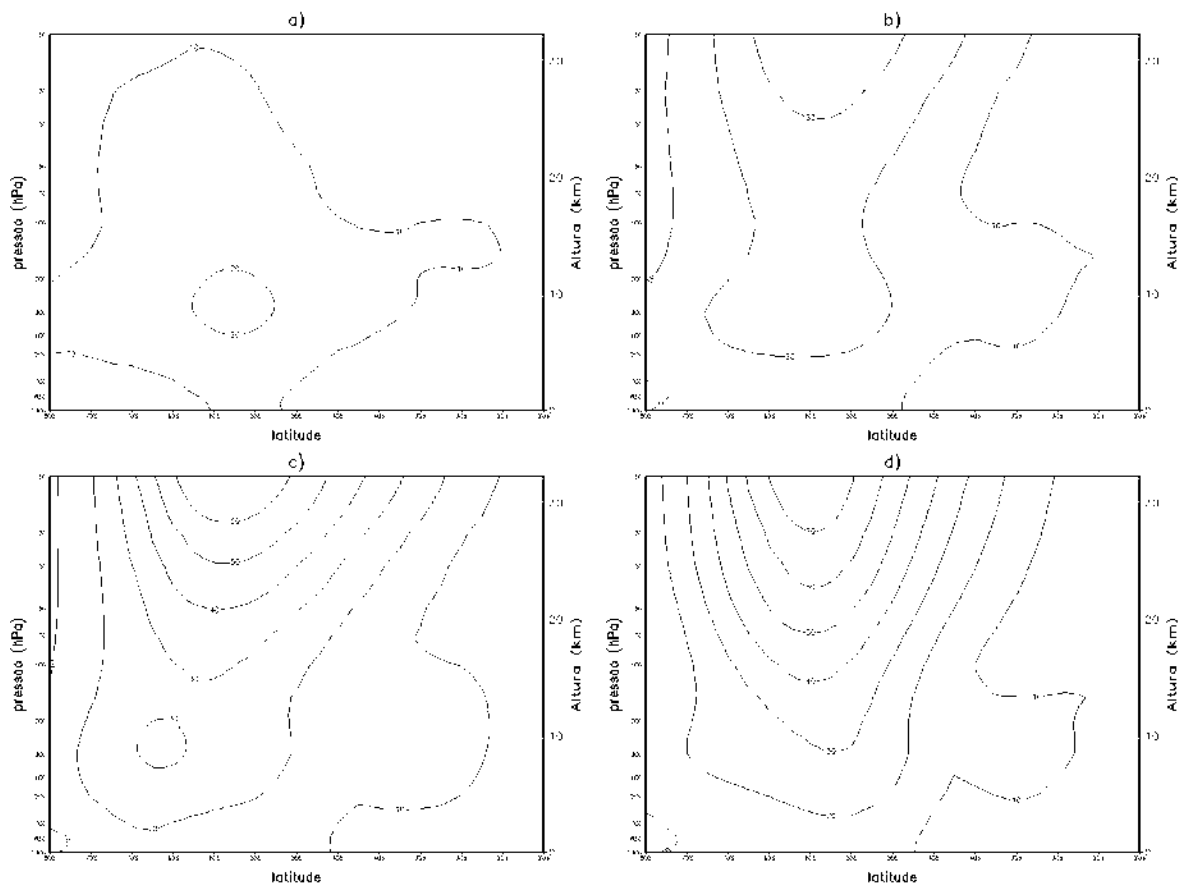


FIGURA 2.11 – Igual à Figura 2.10, para a onda 2.

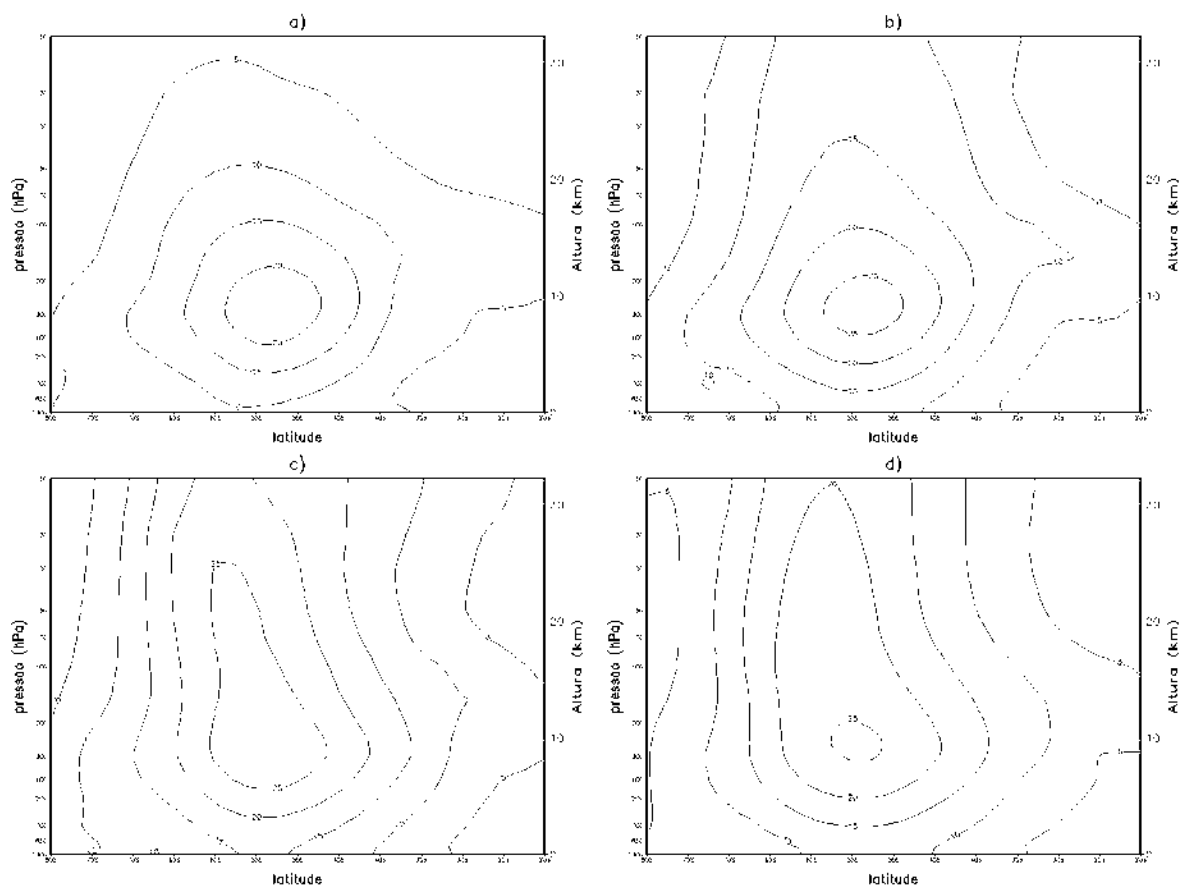


FIGURA 2.12 – Igual à Figura 2.10, para a onda 3.

básico (vento zonal). A Figura 2.13 mostra o vento zonal para DJF, MAM, JJA e SON. A presença de ventos de leste na estratosfera em DJF não permite a propagação vertical das OEs (Charney e Drazin, 1961). Da mesma forma fortes ventos de oeste durante JJA não são favoráveis para a propagação vertical. A diminuição dos ventos de oeste na primavera são favoráveis para a propagação vertical das OEs e esta é associada ao aquecimento final na estratosfera no HS, no qual balanço radiativo é afetado e a distribuição de temperatura e ventos modificada (Andrews et al., 1987).

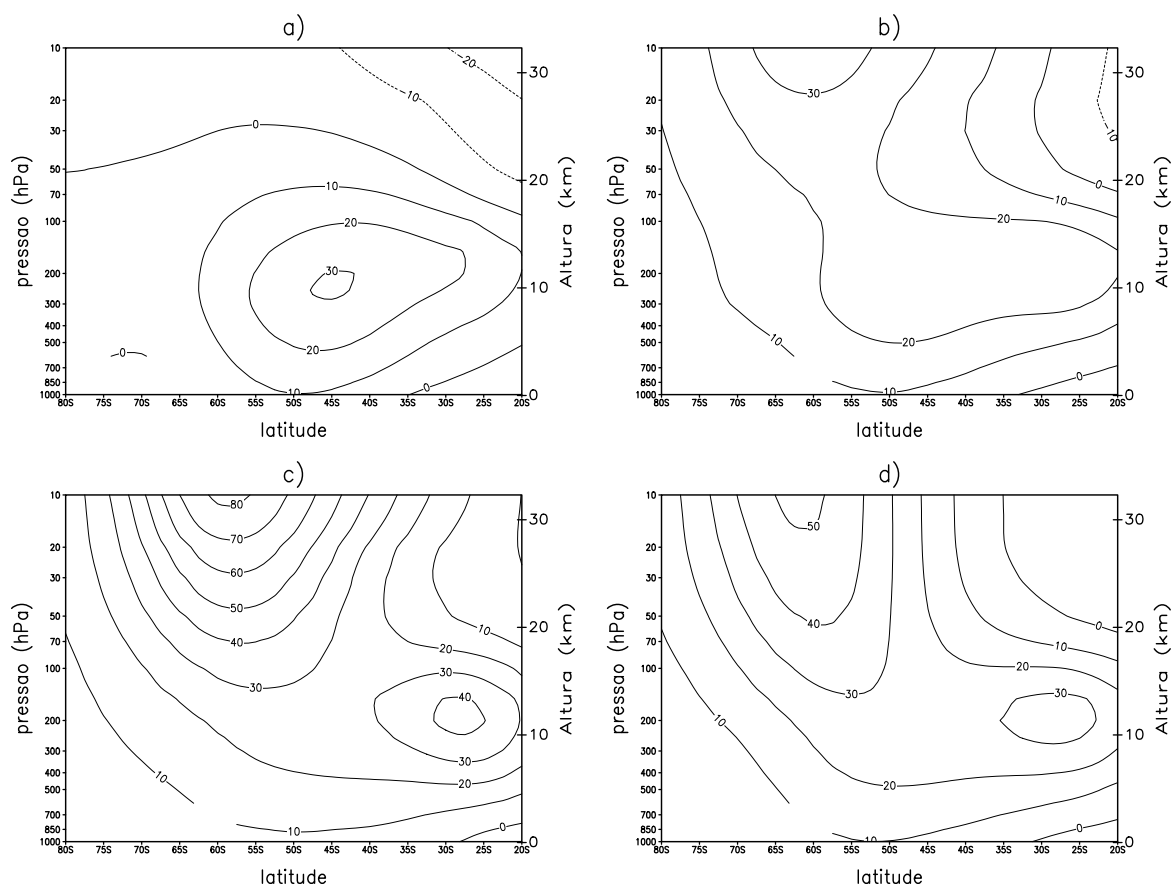


FIGURA 2.13 – Vento zonal média zonal (m s^{-1}) para: a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON.

Análise similar ao anterior pode ser realizada através do estudo do índice de refração quase-geostrófico. A teoria linear prediz que a atividade (propagação) da onda será inibida onde $Q_{k,c}$ é pequeno ou negativo, e refratada para os grandes valores. As Figuras 2.14, 2.15 e 2.16 mostram a variação sazonal deste índice para as ondas 1, 2 e 3, respectivamente. Através destas figuras confirmamos a análise anterior baseada no estudo

do estado básico. Isto pode ser explicado porque o índice de refração é basicamente a razão entre o gradiente de vorticidade potencial quase-geostrófico e o vento médio, então, nos meses onde ambos são fortes os seus efeitos tendem a se cancelar. Durante os meses de DJF não existem condições favoráveis para a propagação vertical das OEs (valores negativos em altos níveis). Conforme as estações vão passando, o índice de refração nos permite mostrar que as ondas 1 e 2 podem propagar-se para a estratosfera, com máximo em SON (Figuras 2.14 e 2.15). A onda 3 é confinada à troposfera como mostrado na Figura 2.16.

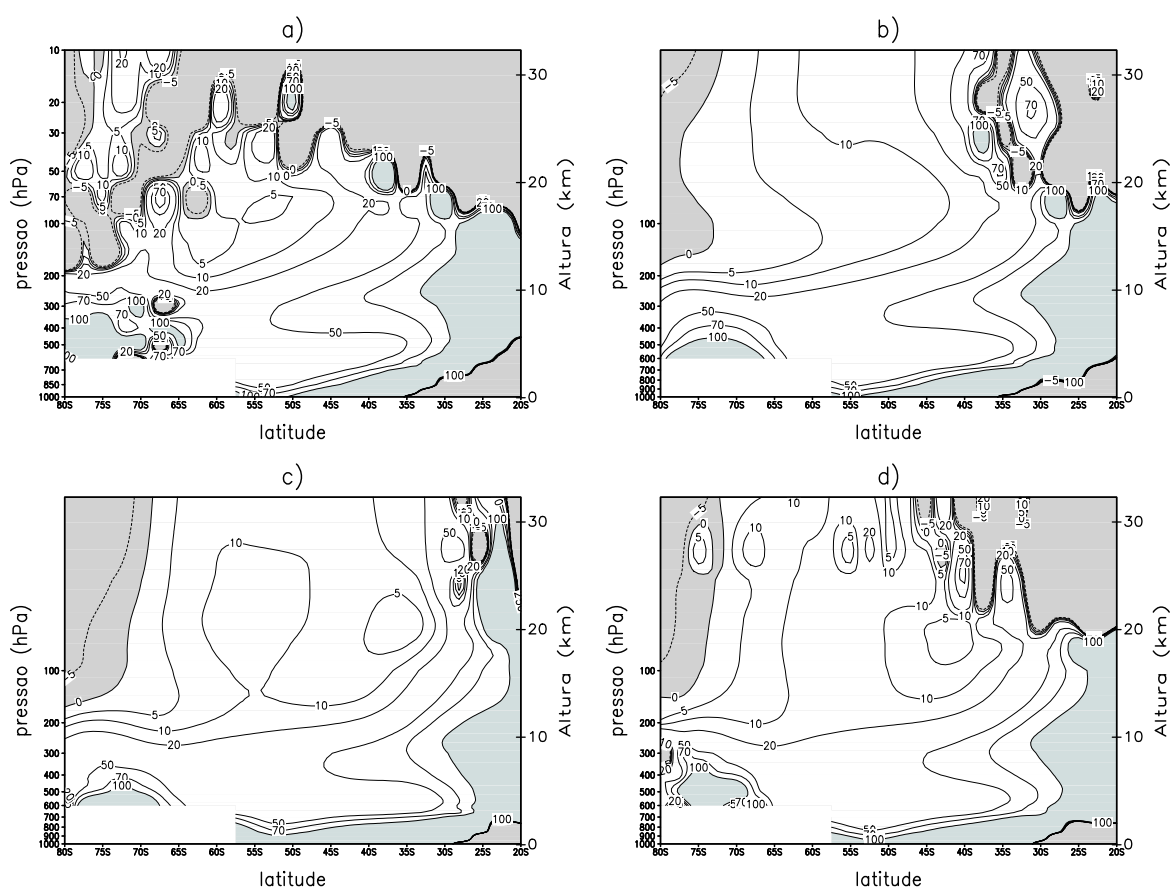


FIGURA 2.14 – Índice de refração para a onda 1 para: a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON.

As Figuras 2.17, 2.18 e 2.19 mostram a variação mensal da amplitude das OEs 1, 2 e 3 em 75° , 60° e 45° S, respectivamente. A variação sazonal é muito similar entre estas latitudes, porém em 75° e 45° S as magnitudes são inferiores à de 60° S. Nesta latitude encontra-se que a máxima amplitude (130 m) da onda 1 na troposfera ocorre em agosto e

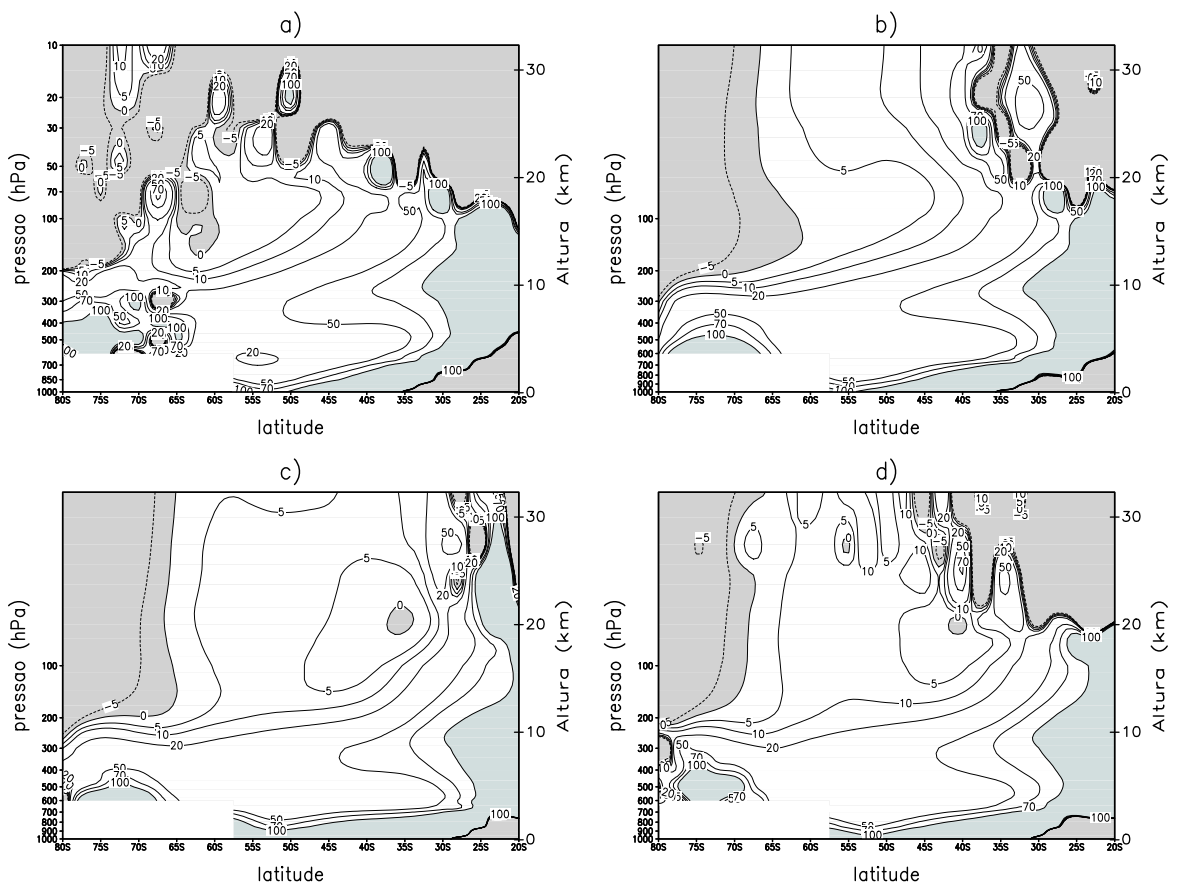


FIGURA 2.15 – Igual à Figura 2.14, para a onda 2.

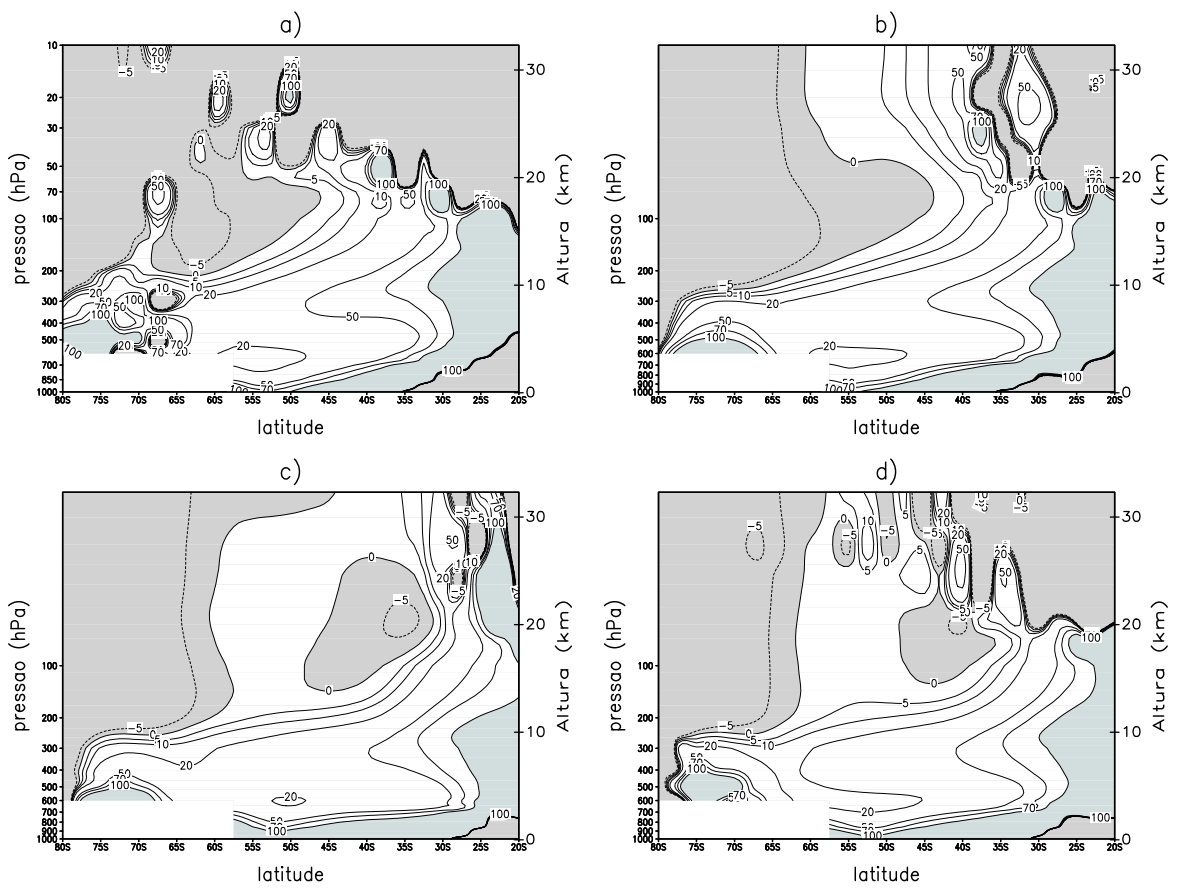


FIGURA 2.16 – Igual à Figura 2.14, para a onda 3.

a máxima amplitude na estratosfera em setembro-outubro (550 m). Na estratosfera existe um máximo secundário em julho (300 m). A menor amplitude é encontrada no verão (50 m). A variação sazonal da onda 2 é semelhante à da onda 1, porém, com menor amplitude. O máximo na estratosfera é encontrado em agosto-setembro com aproximadamente um quarto da amplitude da onda 1 (150 m) e o máximo na alta troposfera durante junho (65 m). Por outro lado, a variação da onda 3 é muito diferente das primeiras ondas. Destaca-se um máximo durante o inverno (julho), que pode ser observado na alta troposfera e baixa troposfera. A amplitude da ondas 2 e 3 se comparadas à onda 1 é a metade na troposfera e na estratosfera 1/4 e 1/10, respectivamente. Como mostrado anteriormente (Figura 2.5), a onda 3 é essencialmente confinada na troposfera. Da discussão anterior podemos inferir que a contribuição da onda 1 para a variância zonal de Φ^* é dominante, principalmente na estratosfera.

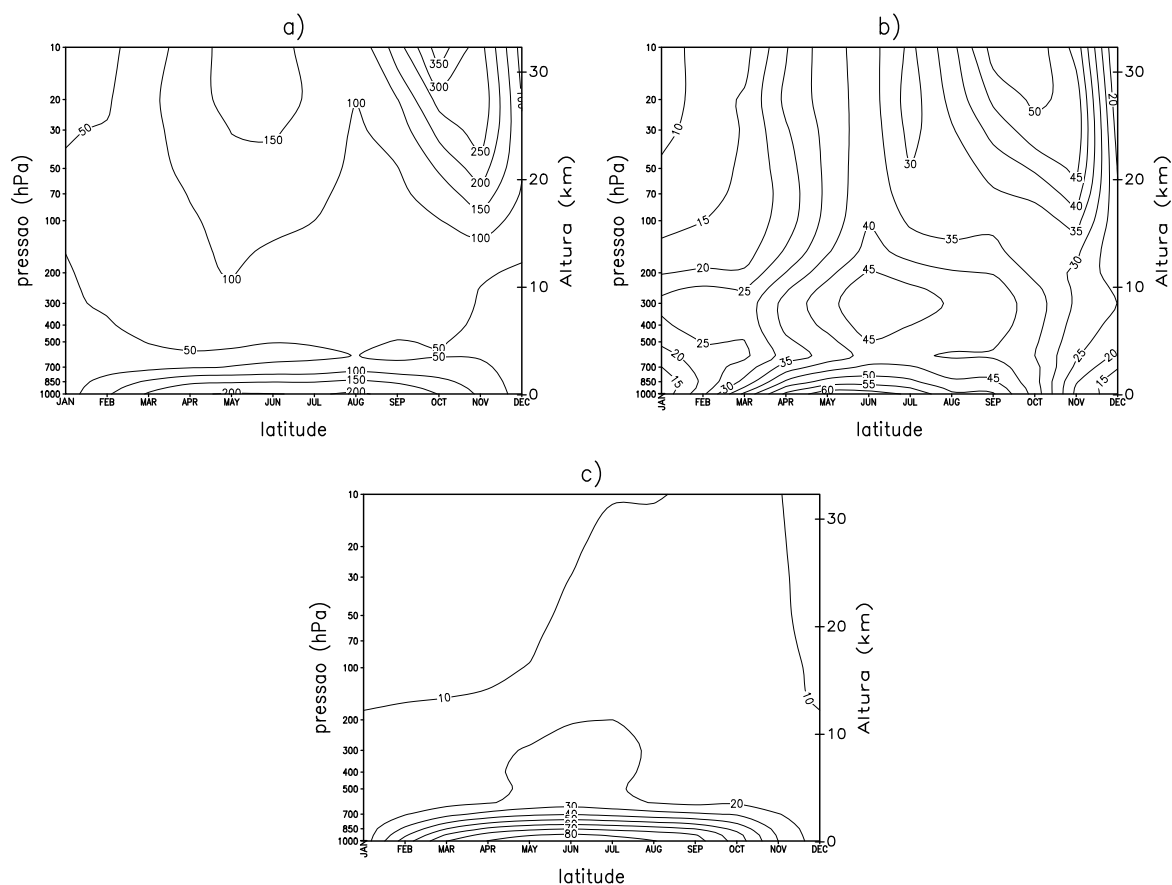


FIGURA 2.17 – Variação mensal das amplitudes (m) das ondas: a) 1; b) 2 e c) 3, a 75° S.

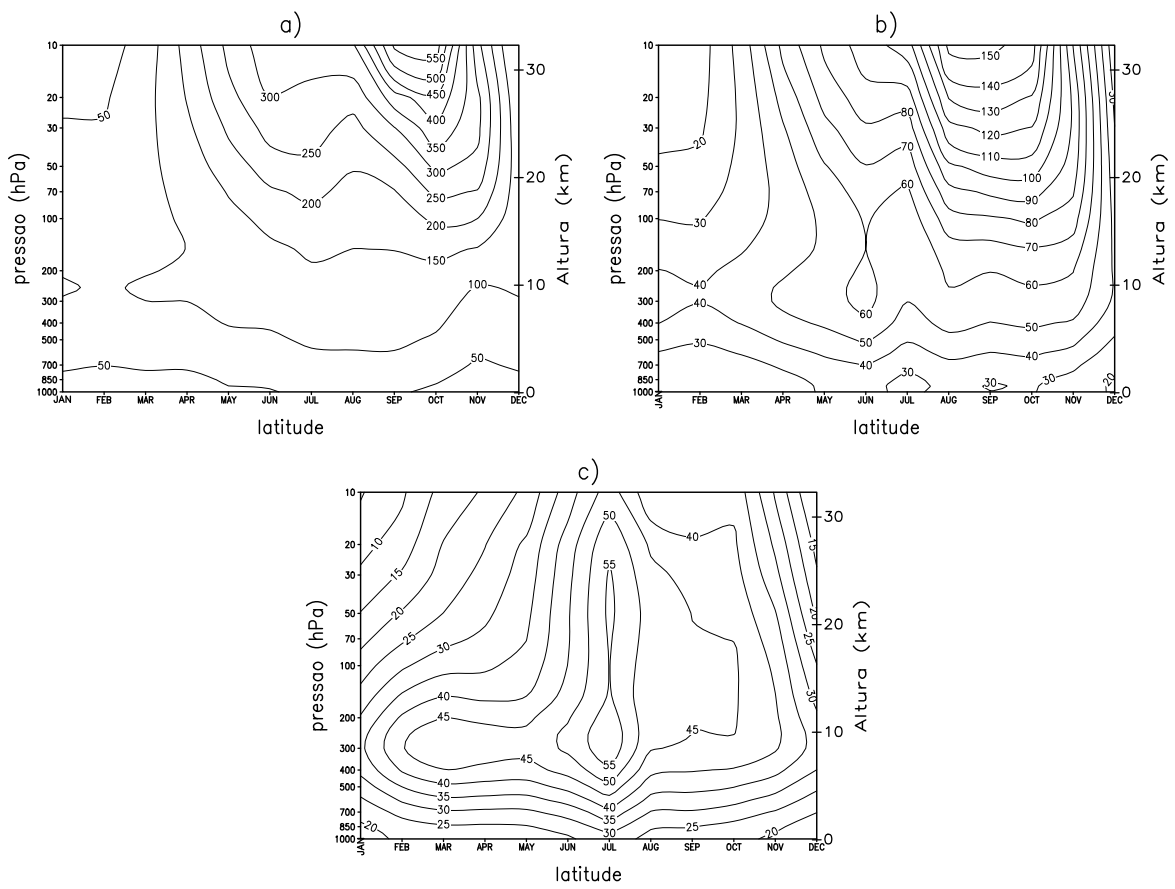


FIGURA 2.18 – Igual à Figura 2.17, a 60° S.

Hurrell et al. (1998) discutiram as características observadas das OEs. Porém, somente descrevem os aspectos da onda número 1 nas estações de inverno e verão. Embora a amplitude da onda 1 seja similar aos valores apresentados neste trabalho, no inverno são maiores. Outras características são similares. Destaca-se que as diferenças encontradas podem ser associadas às diferentes fontes e períodos de dados empregados por eles. Enquanto que neste trabalho foram utilizados dados da reanálise do NCEP/NCAR, Hurrell et al. (1998) utilizam análises do European Centre for Medium-Range Weather Forecast (ECMWF) e para um período de 15 anos.

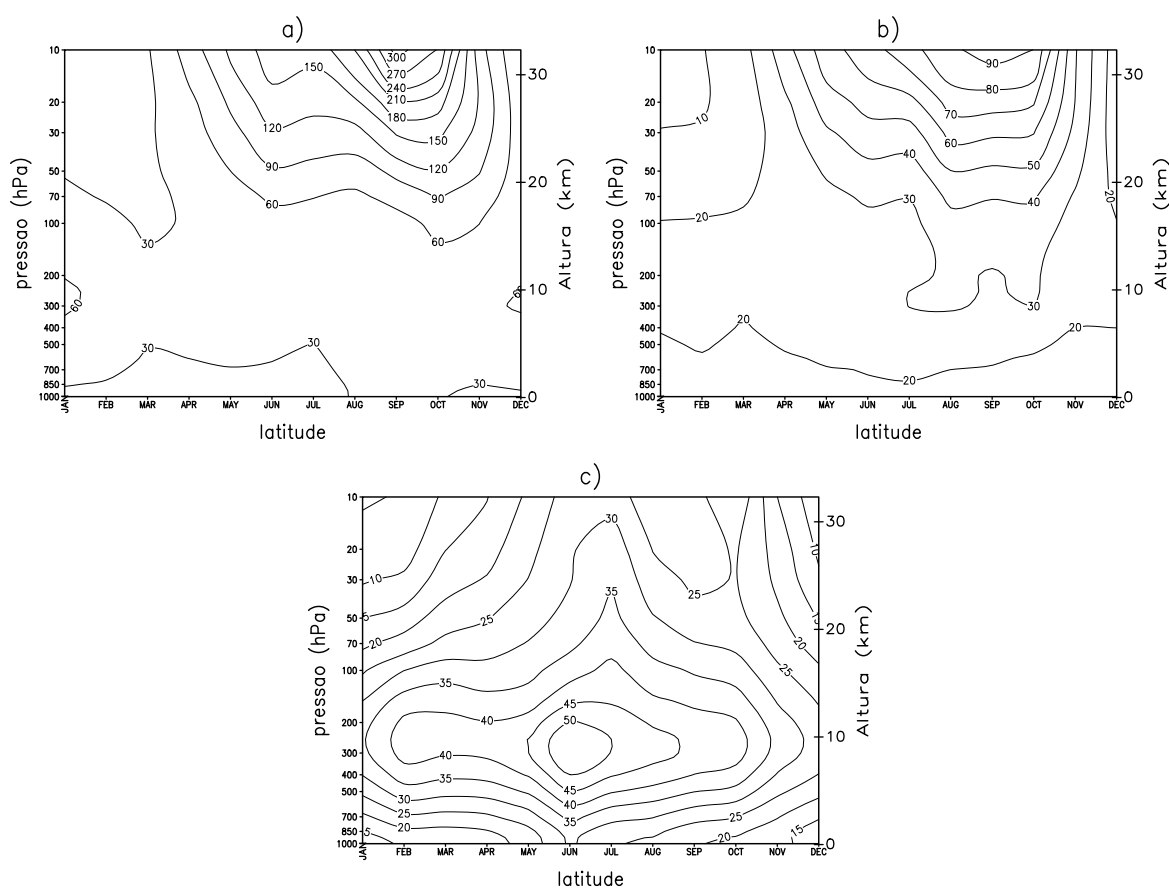


FIGURA 2.19 – Igual à Figura 2.17, a 45° S.

A Figura 2.20 foi construída para mostrar os fluxos de EP e sua divergência para as quatro estações. Os fluxos de momentum e calor podem ser inferidos através destes vetores (Edmon et al., 1980). Durante o verão austral (DJF) claramente é observado que não existe propagação significativa das OEs no HS. Conforme mudam as estações observa-se o surgimento de propagação, principalmente na alta troposfera e estratosfera, nas

estações de MAM, JJA e SON. Em SON podemos observar os vetores de EP dirigindo-se para cima e em direção ao equador com maior intensidade na estratosfera, indicando a propagação das OEs. Através destes resultados podemos inferir que durante SON existe maior transporte de momentum para o pólo na estratosfera, o qual implica em uma propagação das OEs em direção ao equador e um maior transporte de calor em direção ao pólo, que é associado à propagação para cima, das OEs (Eliassen e Palm, 1961; Edmon et al., 1980). A Figura 2.20 mostra claramente um guia de onda emergindo desde a baixa troposfera e indo para a estratosfera em altas latitudes. Outro menos evidente, na alta troposfera indo para as latitudes médias, com máximo em JJA. A divergência do fluxo EP é associado à desaceleração do estado básico, por isso durante SON a divergência de EP é máxima e pode favorecer o aquecimento final. Como isto pode estar associado à propagação de ondas planetárias anômalas (eventos ENOS), será abordado no seguinte capítulo. A origem da onda propagando-se para a baixa estratosfera em latitudes altas, pode ser associada a uma forçante topográfica (Antártida). Entretanto, a dos sub-tropicos pode estar associada a forçantes térmicas. Nas Figuras 2.21 e 2.22 verificamos o que foi inferido através dos fluxos de EP no que diz respeito aos fluxos de calor e momentum, isto é, um forte transporte de momentum e calor na baixa estratosfera, maior durante a primavera austral.

Este estudo da distribuição meridional nos forneceu uma idéia da natureza e origem das OEs no HS. Porém, um melhor quadro pode ser obtido se analisadas tridimensionalmente. Isto, será mostrado a seguir.

2.3.2 Análise Tri-Dimensional

Nesta secção, utilizando uma generalização dos fluxos de EP, é investigada a possível origem das OEs no HS.

Na Figura 2.23 podemos observar a propagação das OEs climatológicas para as estações de DJF, MAM, JJA e SON. A componente horizontal no nível de 300 hPa indica a rota de propagação e a componente vertical em 700 hPa identifica regiões de fonte ou sumidouro. Como mostrado em estudos anteriores (Yang e Gutowski, 1994; Quintanar e Mechoso, 1995a), durante DJF existe uma fraca propagação para o sul desde os trópicos, no oceano Indico; em 50° S desde 90° E até 180° W observa-se uma propagação zonal que gira para o equador ao sudeste da Nova Zelândia. Por outro lado, a atividade vinda desde altas latitudes atinge o sul da África, a Austrália e lado leste da América do Sul e em menor intensidade o Atlântico sul. Uma propagação de ondas é desenvolvida desde os trópicos

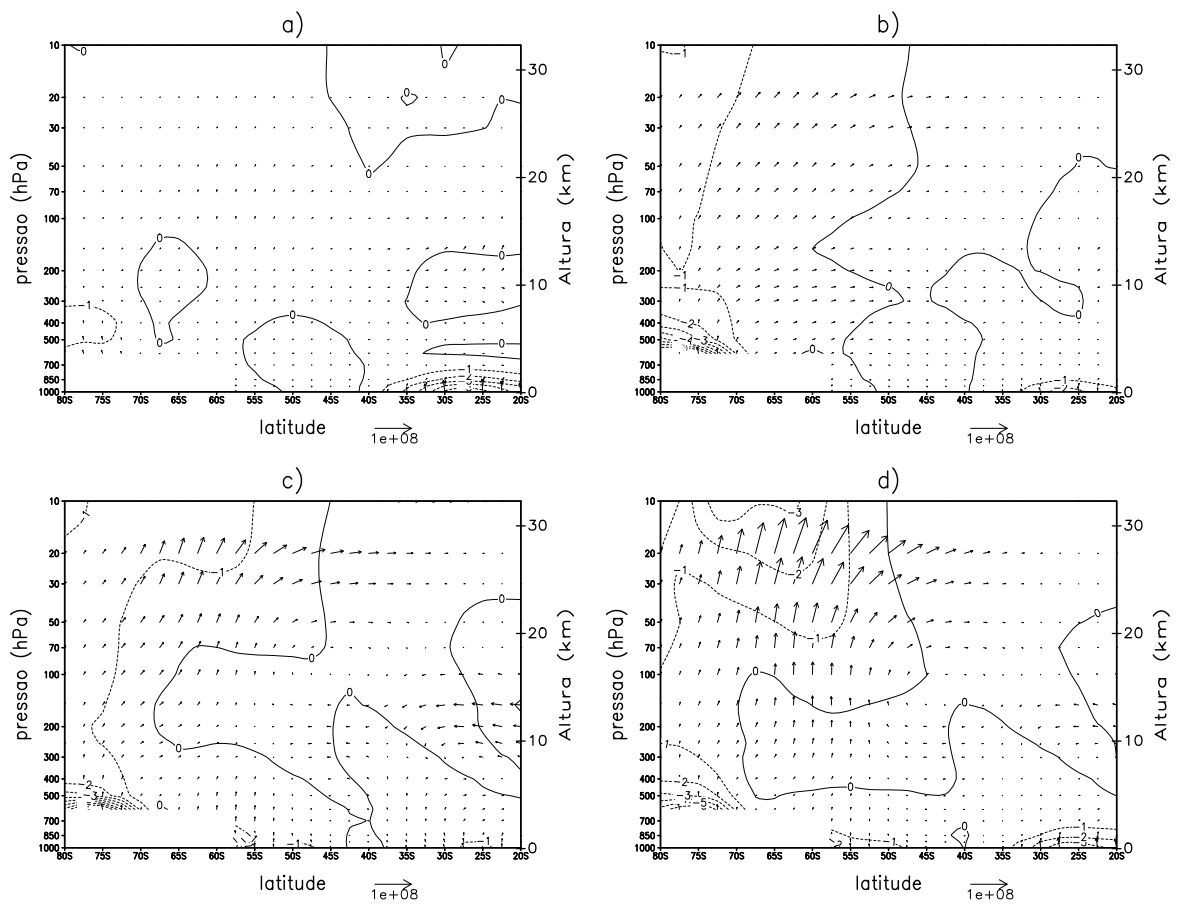


FIGURA 2.20 – Fluxos ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) e divergência ($\text{m s}^{-1} \text{dia}^{-1}$) de EP para: a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON.

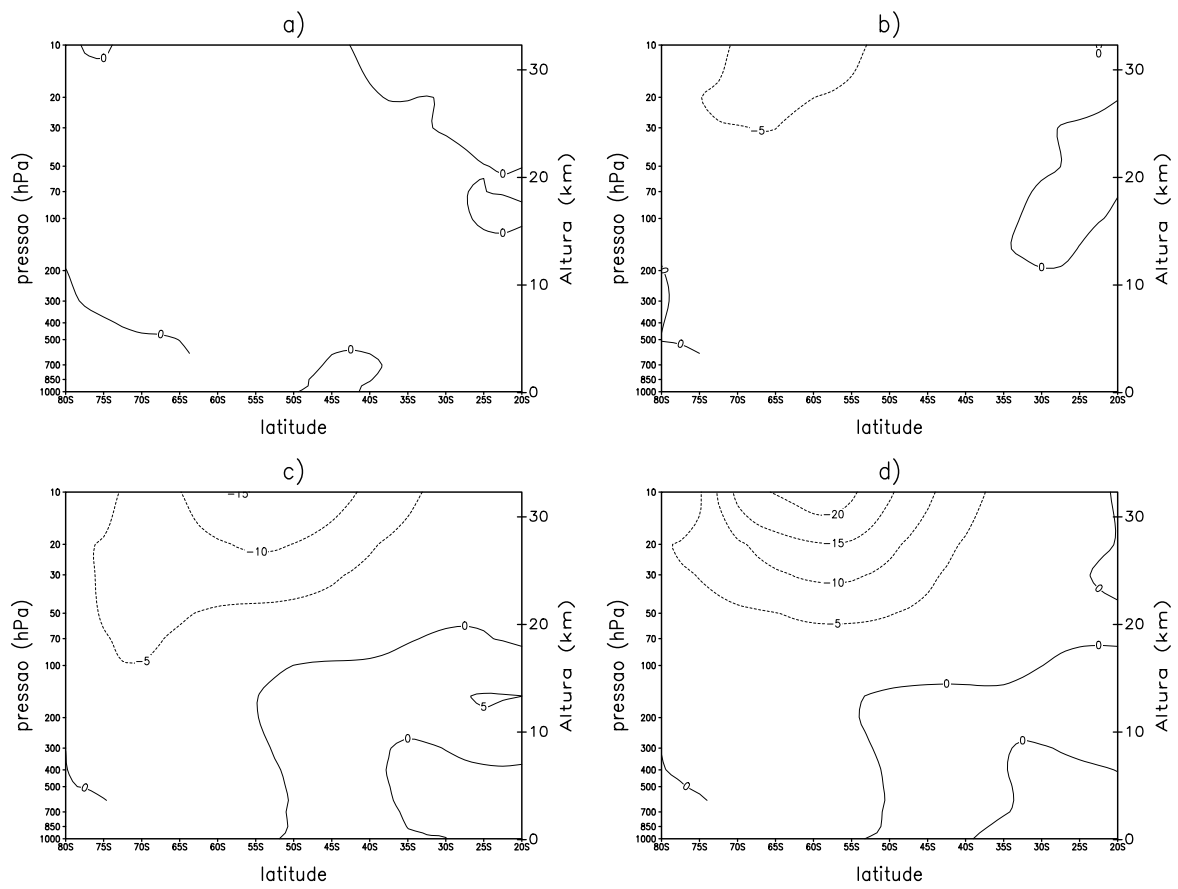


FIGURA 2.21 – Transporte de momento ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) estacionário para: a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON.

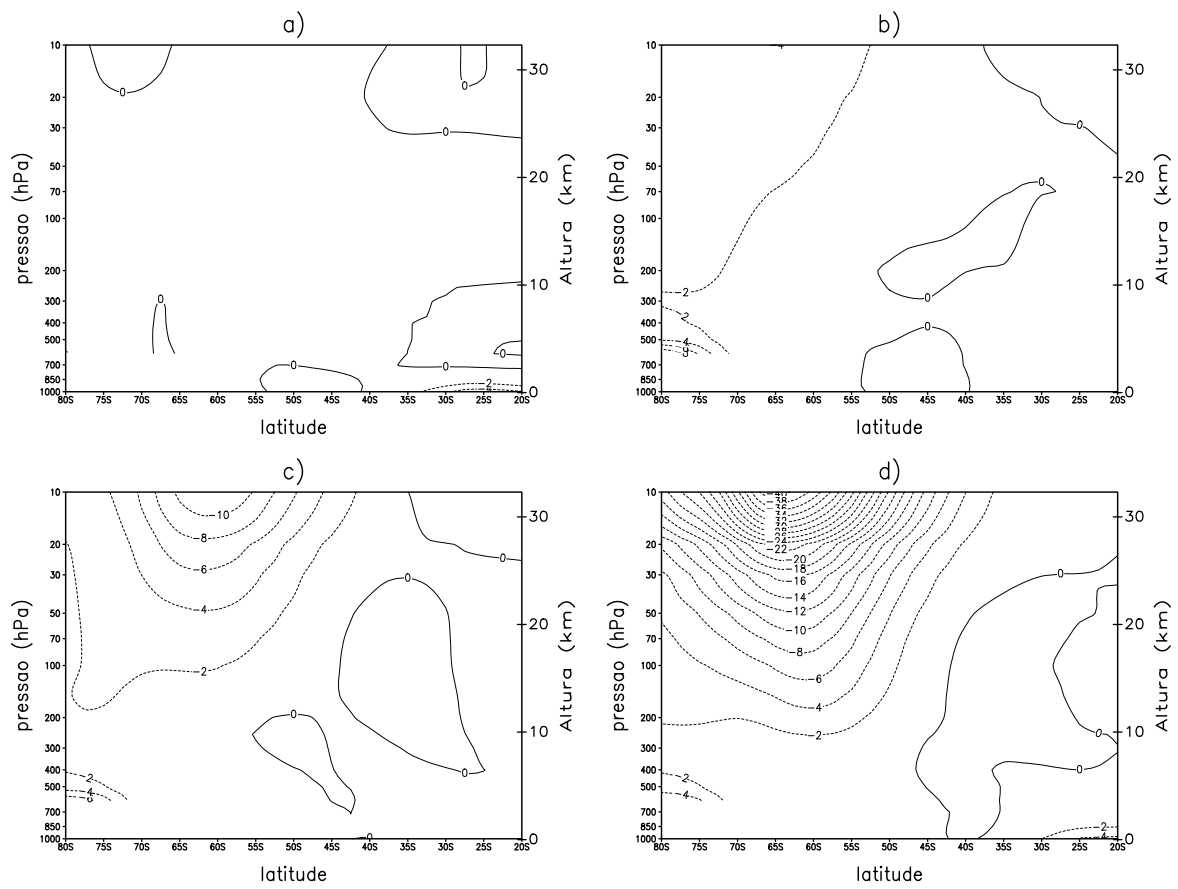


FIGURA 2.22 – Transporte de calor ($\text{m s}^{-1} \text{K}$) estacionário para: a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON.

a oeste e sul da Austrália, sendo mais intensa durante JJA. Elas estariam sobre um guia de ondas definida pelo estado básico (Karoly et al., 1989; Yang e Gutowski, 1994). Observa-se, também, a propagação das ondas desde a Antártida (50° W) para o norte e leste sobre o oceano Atlântico, durante MAM, JJA e SON; e em MAM principalmente da Antártida (150° W) para o norte sobre o oceano Pacífico.

Como sugerido por Karoly (1989) a propagação da atividade das OEs na região do oceano Índico podem ser o resultado da interação com ondas transientes na região do "Storm track" (máxima atividade baroclínica). Na Antártida e adjacências são o resultado da componente topográfica e dos gradientes de temperatura nos oceanos. Estes resultados mostram que a Antártida e o oceano Índico, principalmente, se comportam como fontes de atividades das OEs.

Na Figura 2.24 é apresentado o campo da anomalia do geopotencial em 300 hPa para as diferentes estações. Nota-se um padrão dominante de onda 1 em torno de 60° S.

Nas Figuras 2.25, 2.26 e 2.27 são mostradas as seções transversais longitude-altitude das OEs associadas ao geopotencial em diferentes latitudes. Nota-se que nas latitudes próximas aos trópicos (25° S) as configurações de onda ficam menos evidentes. Na baixa estratosfera, durante todas as estações, predomina um padrão de onda 1. Entretanto, na troposfera durante o verão austral predomina um padrão de onda 3, localizando-se os núcleos de altas sobre a América do Sul, Austrália e África, os quais claramente são associados a aquecimento devido à liberação de calor latente durante estes períodos. Especificamente, na América do Sul observa-se o enfraquecimento da alta com o avanço das estações, para desaparecer em forma total durante o inverno, na primavera esta surge novamente. Este comportamento poderia estar associado com a AB e o cavado do NEB e sua mudança sazonal. Já nas proximidades da superfície as ondas não ficam bem definidas.

A Figura 2.26 da seção transversal nas latitudes médias (45° S) mostram na baixa estratosfera durante MAM a presença de uma onda 2 propagando-se desde a troposfera, porém, sem atingir os mais altos níveis. Na troposfera observa-se durante MAM e JJA a presença da onda 3, nas outras estações a onda 1 é predominante. Em latitudes altas (Figura 2.27) é configurada uma onda 1 durante todas as estações. Estes resultados mostram concordância com as análises feitas anteriormente. Isto é, a inclinação para oeste com a altura implica num transporte de calor sensível para o pólo, o qual implica num transporte de energia das OEs para cima como mostrado por Eliassen e Palm (1961),

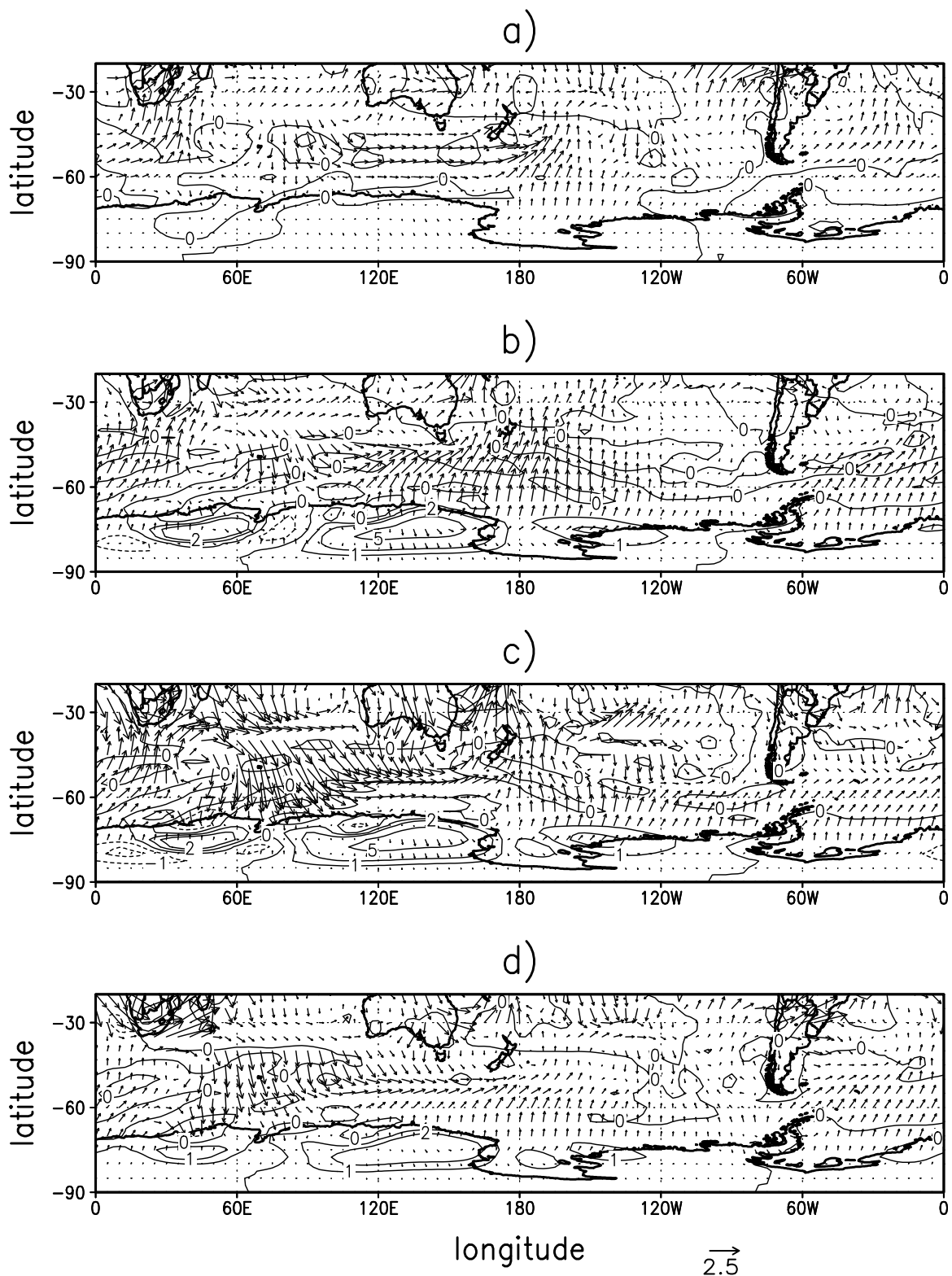


FIGURA 2.23 – Componente horizontal (vetores) em 300 hPa e vertical (contornos) em 700 hPa da atividade das OEs para: a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON. Unidades: $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$.

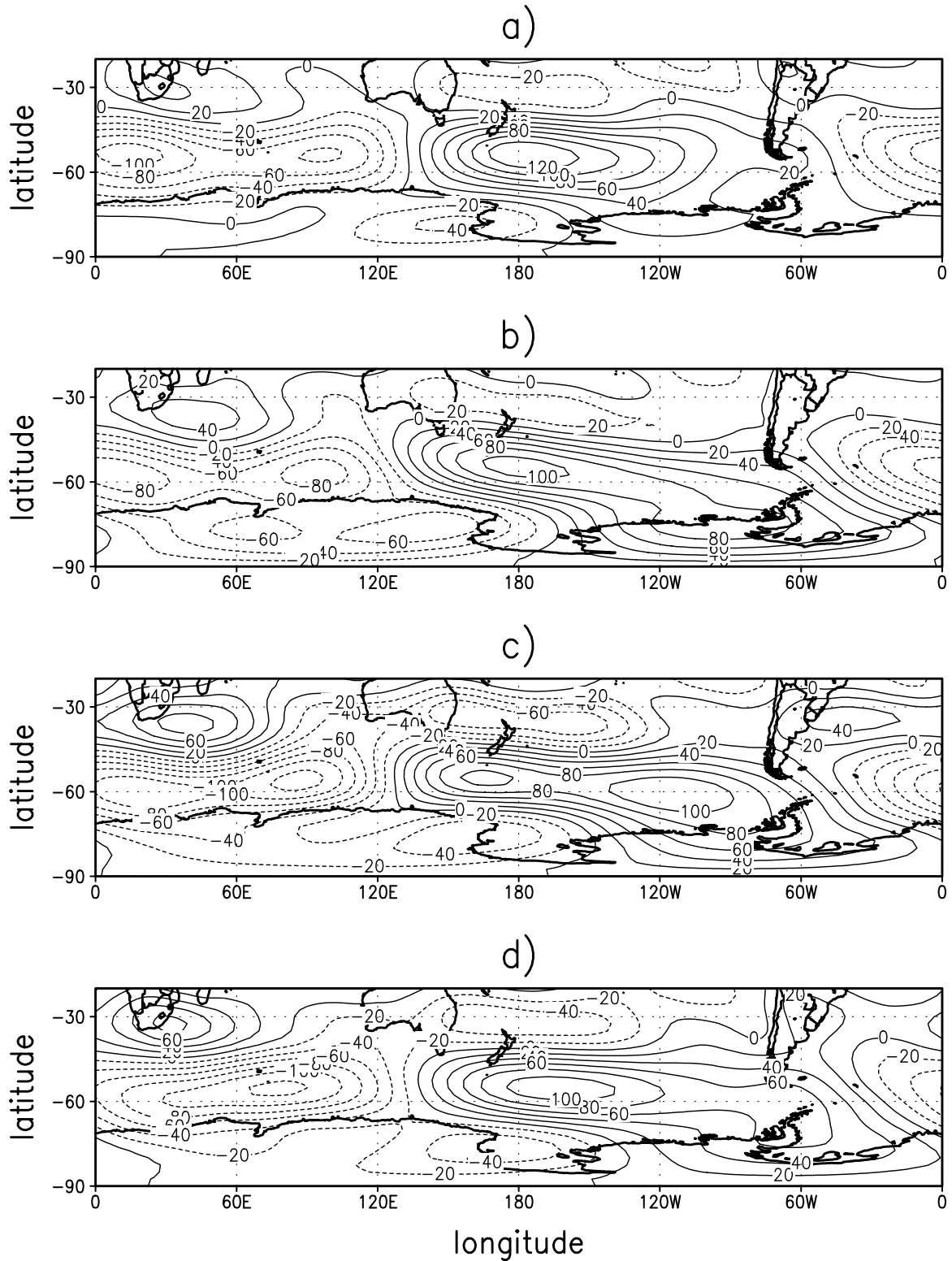


FIGURA 2.24 – Anomalia do geopotencial (m) em 300 hPa para: a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON.

principalmente na alta atmosfera.

Adicionalmente, no Apêndice A são mostradas as seções transversais longitude-altitude das OEs associadas à temperatura que, em geral, são consoantes com as da altura geopotencial.

Nas Figuras 2.28, 2.29 e 2.30 são mostrados as seções transversais longitude-altitude do fluxo de EP para as diferentes estações do ano. Os campos da reanálise mostram que nas latitudes sub-tropicais existem regiões fonte de OEs nos oceanos Pacífico e Índico nas proximidades dos continentes, indicado pela maior intensidade da componente vertical. Entretanto, em latitudes médias e altas latitudes estas fontes são menos intensas.

2.4 Sumário

Dados da reanálise do NCEP/NCAR foram utilizados para estudar as características climatológicas das OEs no HS. Para isto, foram usados 49 anos, no período de 1949-1998, de dados mensais de altura geopotencial, temperatura e vento zonal. Foi estudado o ciclo sazonal da OEs.

Uma comparação entre as características das OEs para os dados do período 1949-1998 e 1979-1998 (que inclui dados de satélite), mostram que as diferenças entre ambos os períodos não são grandes e que o período total pode ser usado com confiabilidade. As diferenças podem ser atribuídas em parte à variabilidade interanual natural, assim, como pode ser o resultado da melhor qualidade dos dados mais recentes.

Os campos de geopotencial foram decompostos por meio de séries de Fourier, e analisadas as ondas 1, 2 e 3. Adicionalmente, campos do vento zonal, fluxos de EP e do índice de refração das OEs foram utilizadas para ajudar no entendimento do comportamento observado.

Foi descrita na metodologia duas abordagens para o estudo das OEs. Na primeira, no plano latitude-altura visualizamos na média zonal o comportamento dos campos (Edmon et al., 1980) sem ter interesse da localização espacial do origem das OEs. Entretanto, na segunda podemos ter uma idéia tri-dimensional da origem e propagação horizontal das OEs (Plumb, 1985).

A análise do ciclo sazonal das ondas 1, 2 e 3 mostrou que durante a estação de verão estas ficam confinadas na troposfera e conforme evolui o ano as ondas 1 e 2 conseguem se

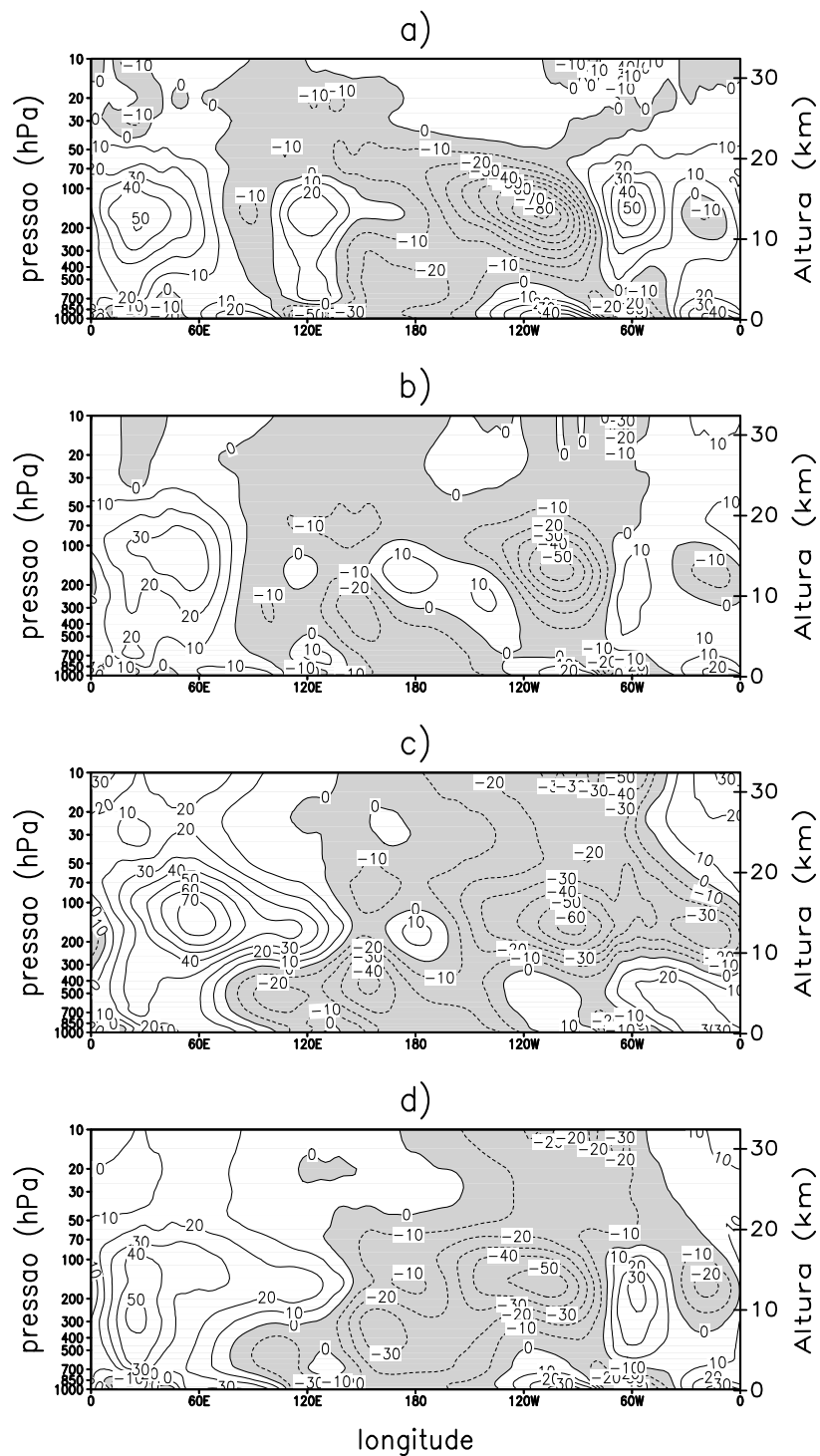


FIGURA 2.25 – Seção longitude-altura da OE Z^* (m) em 25°S para: a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON.

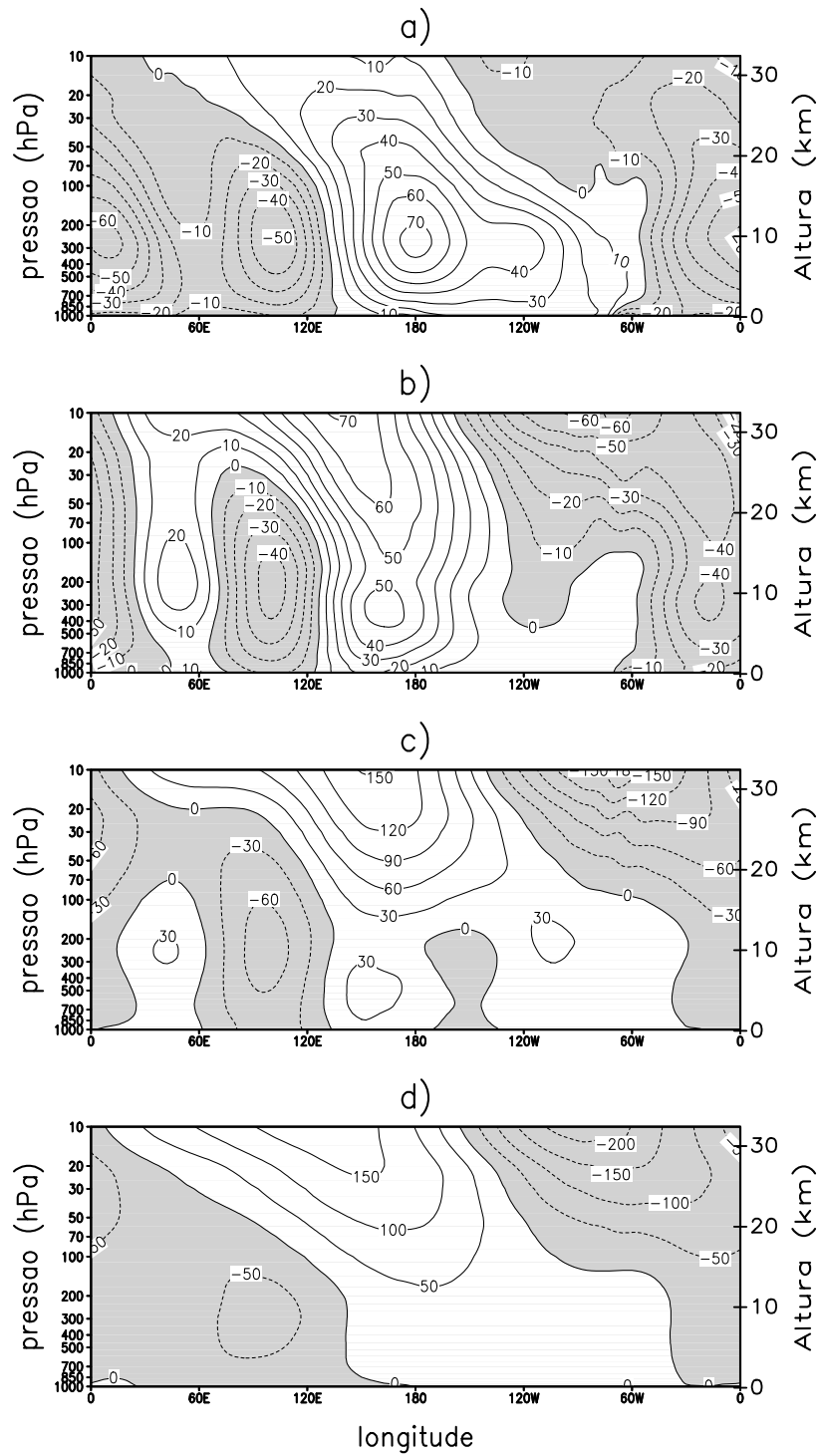


FIGURA 2.26 – Igual à Figura 2.25, em 45° S.

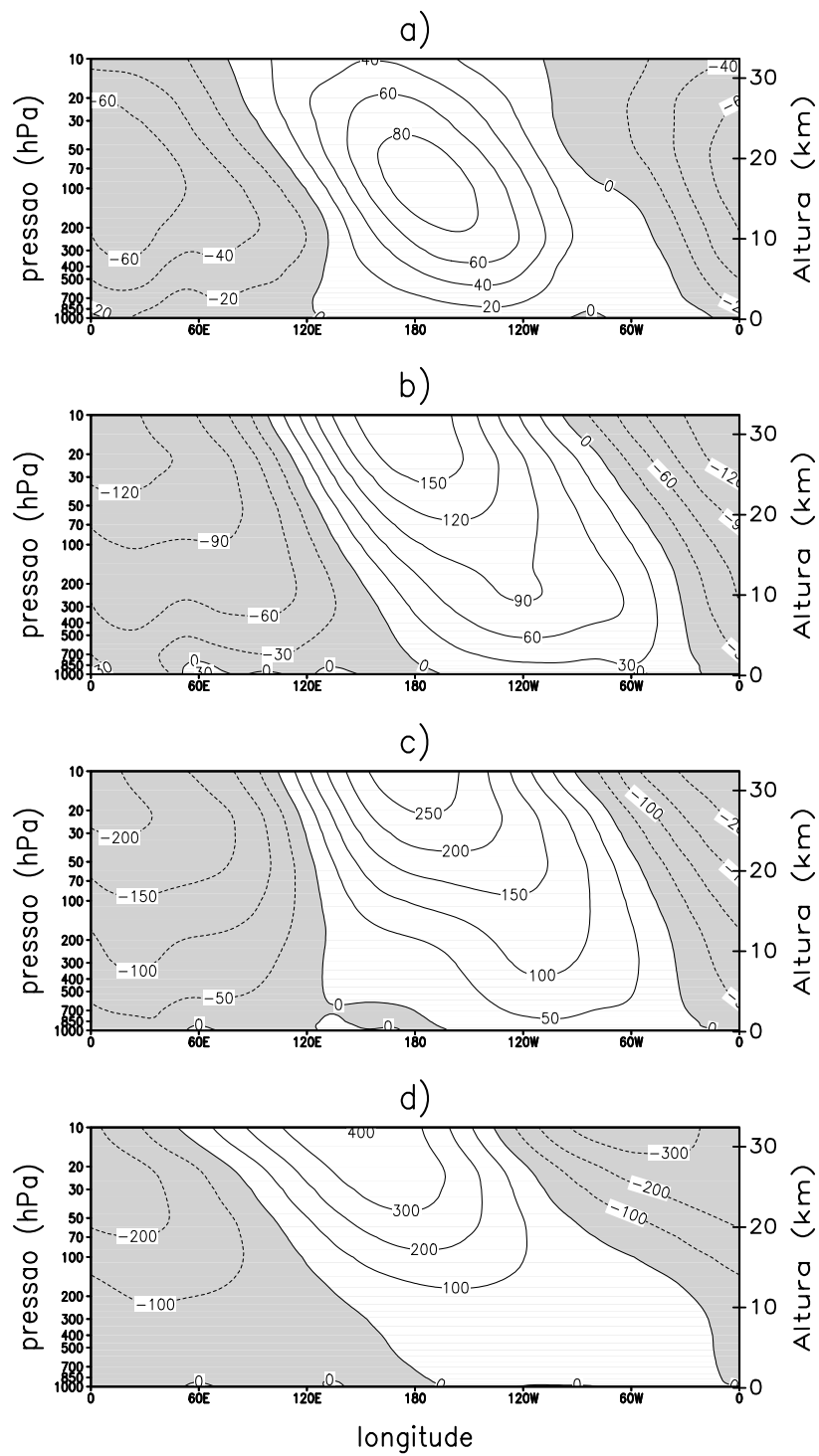


FIGURA 2.27 – Igual à Figura 2.25, em 60° S.

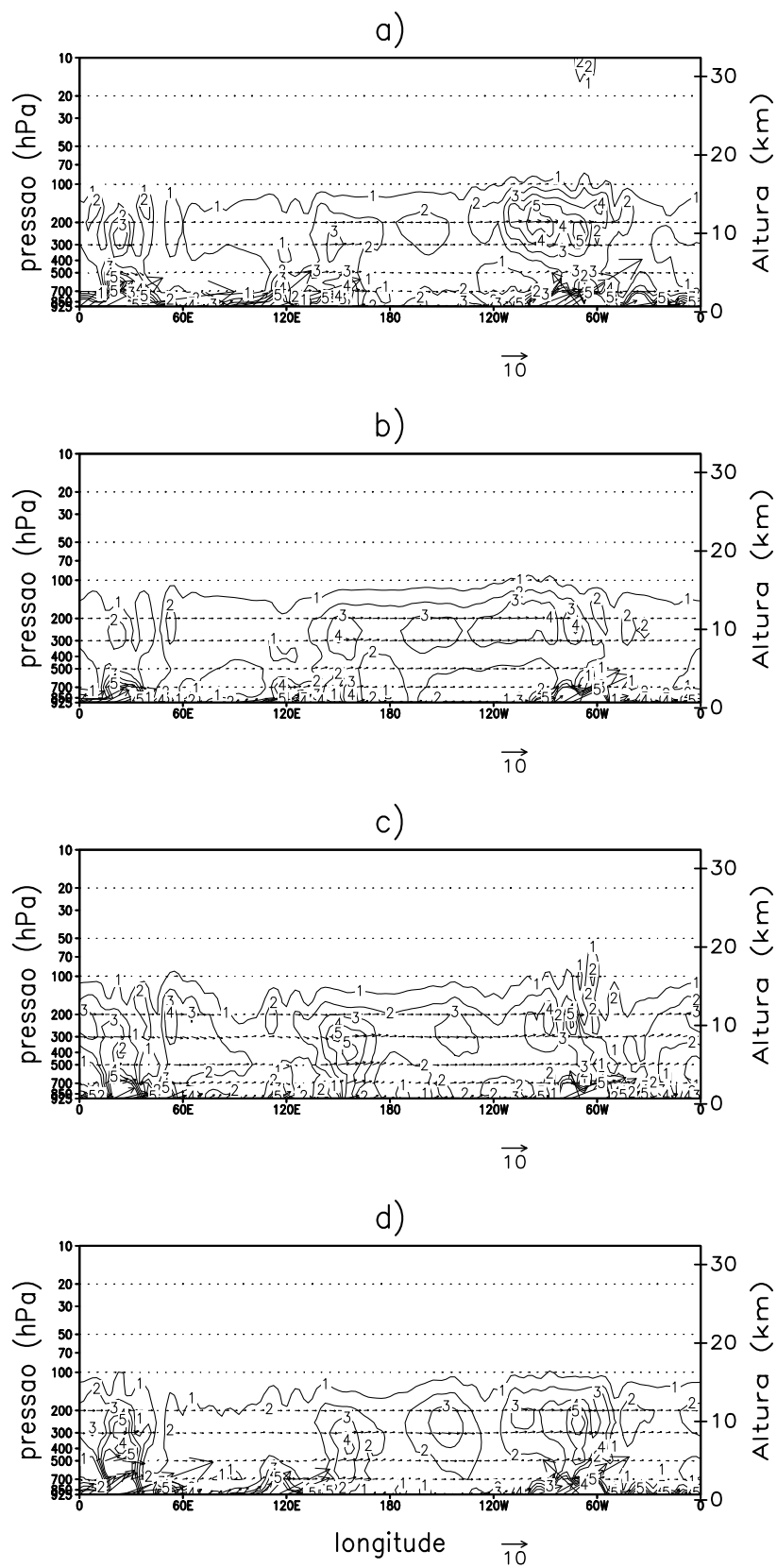


FIGURA 2.28 – Seção longitude-altura do fluxo de EP (componente horizontal em contornos) em 25° S para: a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON. Unidades: m² s⁻².

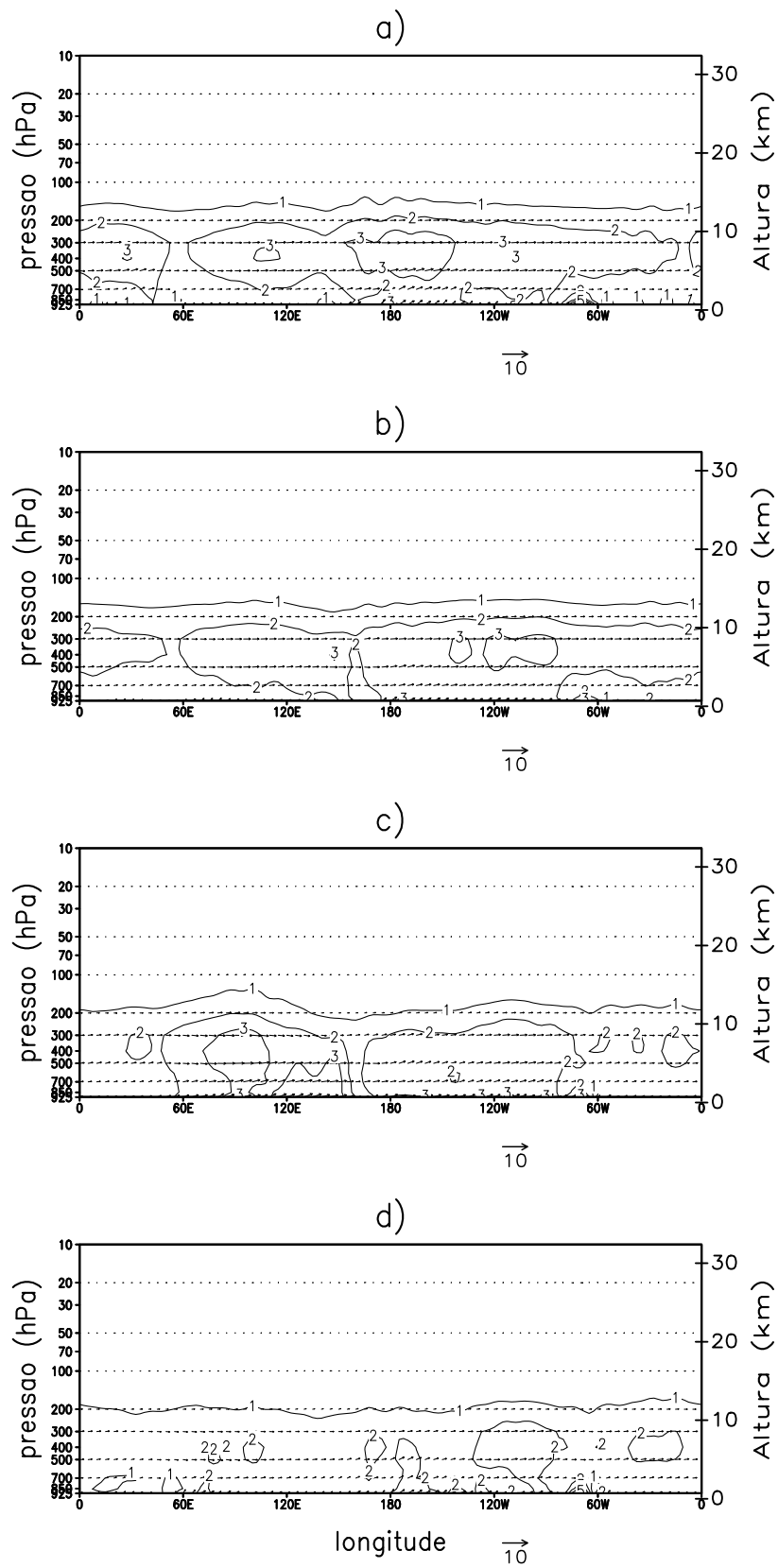


FIGURA 2.29 – Igual à Figura 2.28, em 45° S.

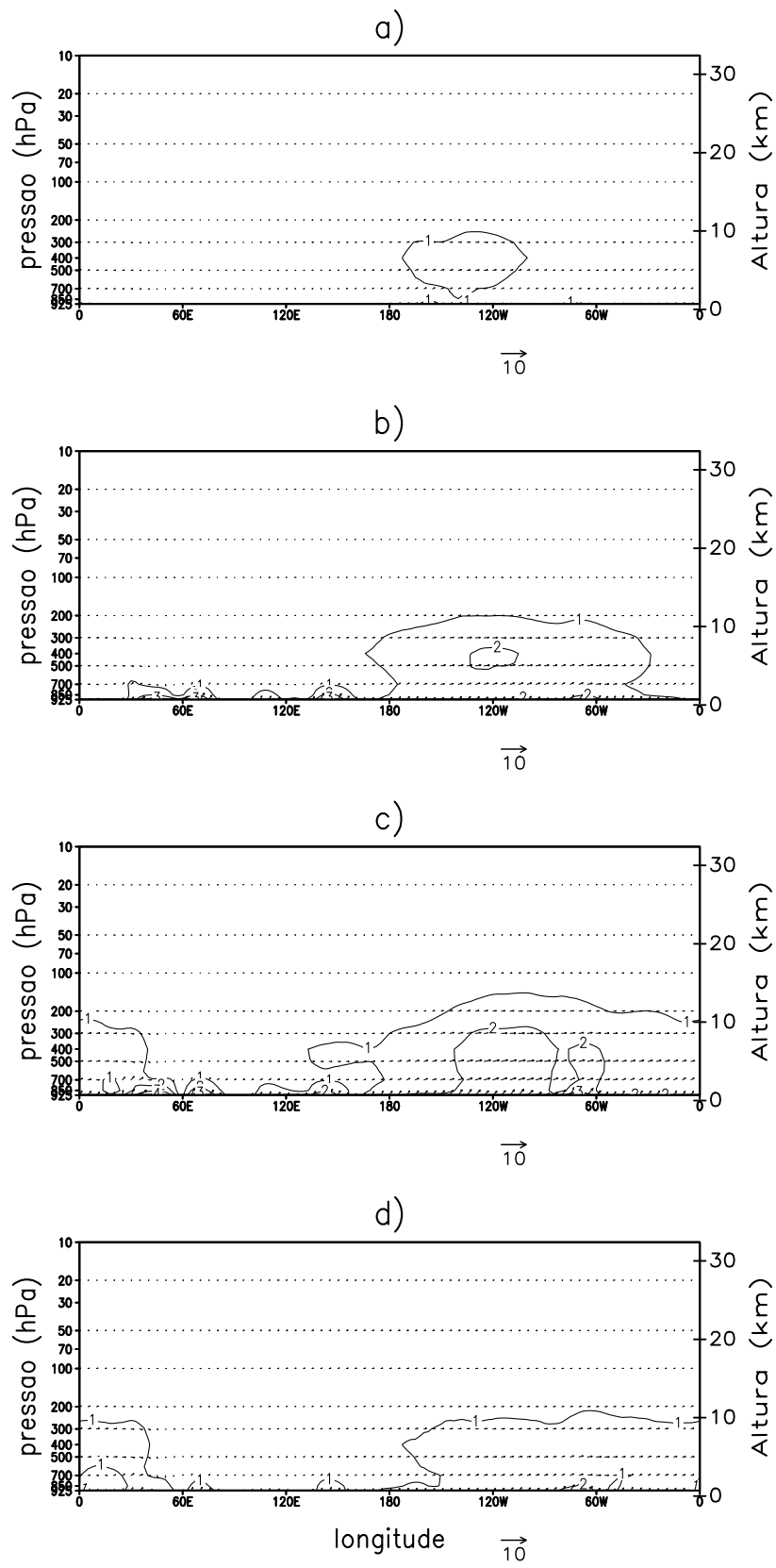


FIGURA 2.30 – Igual à Figura 2.28, em 60° S.

propagar para a baixa estratosfera com máximo durante a primavera austral. Entretanto, a onda 3 continua confinada na troposfera. Os campos do fluxo médio e do índice de refração indicaram claramente as causas dinâmicas da não propagação destas ondas. Durante o verão o fluxo de leste atua como barreira para a sua propagação, entanto, nos outros meses o fluxo de oeste muito intenso atua da mesma forma.

Na troposfera as ondas 2 e 3 durante o ano apresentam a mesma ordem de magnitude, porém, com diferenças na ocorrência dos máximos. A variabilidade interanual das OEs, inferida através do desvio padrão, indica valores maiores na estratosfera durante a primavera e mínimos em toda a atmosfera durante o verão austral.

Encontrou-se na análise média zonal do fluxo de EP a existência de dois guias de ondas no HS: o primeiro localiza-se em altas latitudes e propaga-se desde a média troposfera até a baixa estratosfera em direção do equador; o outro, de menor intensidade, fica confinado na alta troposfera, porém, com orientação para o pólo. Ambos os guias de onda indicam o transporte de calor e momentum para o pólo e equador, respectivamente, ocorrendo isto com maior intensidade durante a primavera e inverno austral.

Por meio da análise tri-dimensional das OEs se teve uma idéia mais objetiva da origem das mesmas no HS. Por meio da análise do campo horizontal e vertical do fluxo de EP localizou-se as regiões da possível origem, as quais se encontram associadas à Antártida e proximidades (origem topográfica e gradiente térmico) e nas regiões tropicais do oceano Índico (origem térmica). Podem ainda estar associadas a "eddies" transientes, principalmente durante JJA.

A análise das seções transversais das OEs associadas ao geopotencial mostrou em latitudes tropicais (25° S) e sub-tropicais (45° S) uma estrutura vertical de onda 1, na estratosfera. Entretanto, na troposfera superior é observado, durante o verão, um padrão de onda 3, o qual claramente está associado ao aquecimento (liberação de calor latente) sobre os continentes. Já nos sub-tropicais, na troposfera, um padrão de onda 3 é observado durante o outono e no inverno, sendo que este padrão é melhor definido durante JJA. Nas outras estações do ano a onda 1 é predominante. Em altas latitudes (60° S) observa-se um padrão de onda 1, com uma estrutura aproximadamente barotrópica na troposfera e apresenta uma inclinação para oeste com a altura na baixa estratosfera. Wallace (1983) encontrou padrões similares na troposfera, utilizando as análises do ECMWF para as estações de inverno e do verão de 1981.

Em geral, estes resultados, usando uma série mais longa de dados, confirmam trabalhos anteriores realizados com séries menores (Randel, 1992; Quintanar e Mechoso, 1995a).

CAPÍTULO 3

ONDAS QUASE-ESTACIONÁRIAS NO HEMISFÉRIO SUL. PARTE II: CARACTERÍSTICAS DURANTE OS EVENTOS EL NIÑO E LA NIÑA

3.1 Introdução

Nesta seção será investigado o comportamento das OEs durante eventos El Niño e La Niña, que tem sido pouco explorado no HS (Karoly et al., 1989; Karoly, 1989). Atentaremos, principalmente, em destacar aspectos que não foram mencionados ou referidos anteriormente. Para isto, examinaremos a configuração das anomalias de geopotencial para compostos para eventos de El Niño e La Niña, preparados para as diferentes estações do ano. Assim, também, analisaremos as atividades anômalas das OEs durante estes eventos.

3.2 Dados e Metodologia

Foram usados dados médios mensais da altura geopotencial e temperatura da reanálise do NCEP/NCAR, para o período 1950-1998. Para o cálculo de fontes anômalas de OEs, durante os eventos El Niño e La Niña, utilizam-se as anomalias (evento menos a climatologia) das mesmas variáveis utilizadas na climatologia. Neste caso uma variável qualquer é dividida em sua média climatológica mais sua anomalia:

$$A^* = \bar{A}^* + A' \quad (3.1)$$

Onde, A^* representa a parte estacionária da variável envolvida e \bar{A}^* é a média climatológica da mesma.

Na Tabela 3.1 são mostrados os anos, para as diferentes estações, que foram usados para gerar as climatologias para os eventos de El Niño e La Niña. Esta climatologia dos anos de El Niño e La Niña foi utilizada no trabalho de Rao et al. (2000b, 2004). Basicamente, o processo de classificação foi subjetivo usando anomalias de TSM sobre uma região específica sobre o equador (entre 150° W e a linha de mudança de data), utilizado no Climate Prediction Center (CPC) do NCEP. Uma metodologia objetiva, baseada nas anomalias de TSM nas regiões 3 e 4, está sendo desenvolvida na National Ocean and Atmospheric Administration (NOAA) e que está geralmente em acordo com a classificação utilizada neste trabalho (Kousky, 2003).

TABELA 3.1 – Classificação de eventos El Niño e La Niña para o período de 1950-1998.

Evento	Verão (DJF)	Outono (MAM)	Inverno (JJA)	Primavera (SON)
El Niño	1958,1959, 1966,1969, 1970,1973, 1978,1980, 1983,1987, 1988,1991, 1992,1993, 1995,1998	1953,1957, 1958,1966, 1969,1972, 1982,1983, 1987,1991, 1992,1993, 1997,1998	1953,1957, 1958,1963, 1965,1966, 1969,1972, 1982,1986, 1987,1990, 1991,1992, 1993,1994, 1997	1951,1957, 1958,1963, 1965,1968, 1969,1972, 1976,1977, 1982,1986, 1987,1990, 1991,1992, 1993,1994, 1997
La Niña	1950,1951, 1955,1956, 1965,1971, 1974,1975, 1976,1984, 1985,1989, 1996	1950,1955, 1956,1971, 1974,1975, 1984,1985, 1989	1950,1954, 1955,1956, 1964,1971, 1973,1974, 1975,1988, 1998	1950,1954, 1955,1956, 1964,1970, 1971,1973, 1974,1975, 1983,1984, 1988,1995, 1998

3.2.1 Análise Média Zonal

São analisados os campos da amplitude da onda 1 e os fluxos de EP nos eventos de El Niño e La Niña. Também, são mostrados e discutidos os campos das diferenças com respeito à climatologia.

3.2.2 Análise Tri-dimensional

Usando a relação 3.1 na equação 2.16, o fluxo tri-dimensional associado à anomalia das OEs é (Black, 1997):

$$\mathbf{F}_{sa} = p \cos\phi \begin{pmatrix} \bar{v}'^2 - \frac{1}{2\Omega a \sin 2\phi} \frac{\partial \bar{v}' \bar{\Phi}'}{\partial \lambda}, \\ -\bar{u}' \bar{v}' + \frac{1}{2\Omega a \sin 2\phi} \frac{\partial \bar{u}' \bar{\Phi}'}{\partial \lambda}, \\ \frac{2 \Omega a \sin 2\phi}{S} \left[\bar{v}' \bar{T}' + \frac{1}{2 \Omega a \sin 2\phi} \frac{\partial \bar{T}' \bar{\Phi}'}{\partial \lambda} \right] \end{pmatrix} \quad (3.2)$$

Onde, \mathbf{F}_{sa} , representa o fluxo anômalo da atividade das OEs. As descrições das outras variáveis são iguais as da equação 2.16, porém referidas as anomalias das OEs.

Foram realizadas comparações entre as condições médias (normal) e os eventos El Niño e La Niña. As análises são realizadas para o nível de 300 hPa. Foi avaliada a significância estatística das diferenças entre os eventos e a média, utilizando um teste t Student ao nível de significância de 95%.

3.3 Resultados

3.3.1 Análise Média Zonal

A Figura 3.1 mostra as diferenças de amplitude da onda 1 entre o composto de eventos El Niño e a média. As diferenças são pequenas nas estações de DJF e MAM. Em JJA e SON existe um incremento na estratosfera em latitudes altas. Entretanto, durante JJA a amplitude da onda 1 alcança seu maior valor, existindo um incremento da amplitude na troposfera nos sub-tropicos e decréscimo nas latitudes médias e novamente um incremento nas latitudes altas. Nestas latitudes o incremento é grande entre 50 e 30 hPa. No caso das OEs 2 e 3 as diferenças entre El Niño e a média são pequenas (figuras não mostradas).

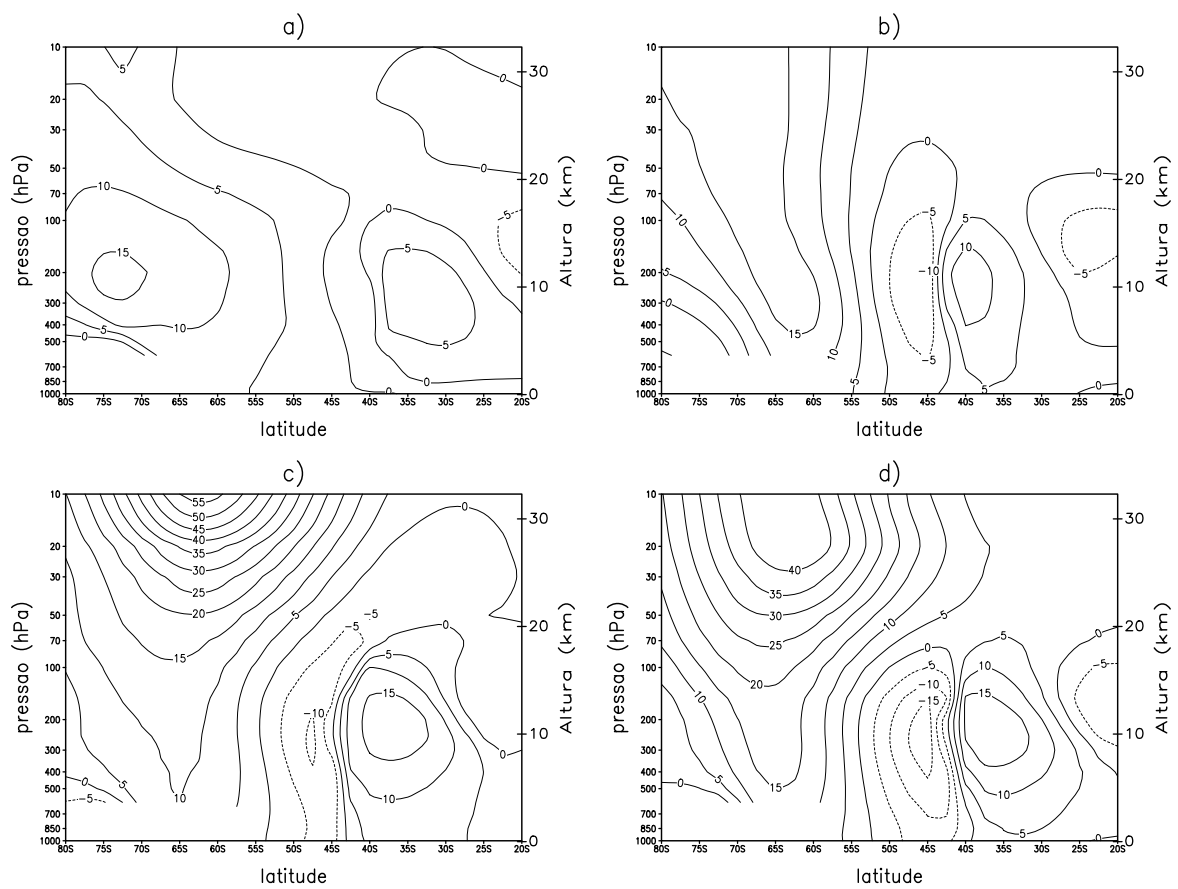


FIGURA 3.1 – Diferenças de amplitude (m) da OE 1 entre o composto para o evento El Niño e a média para: a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON.

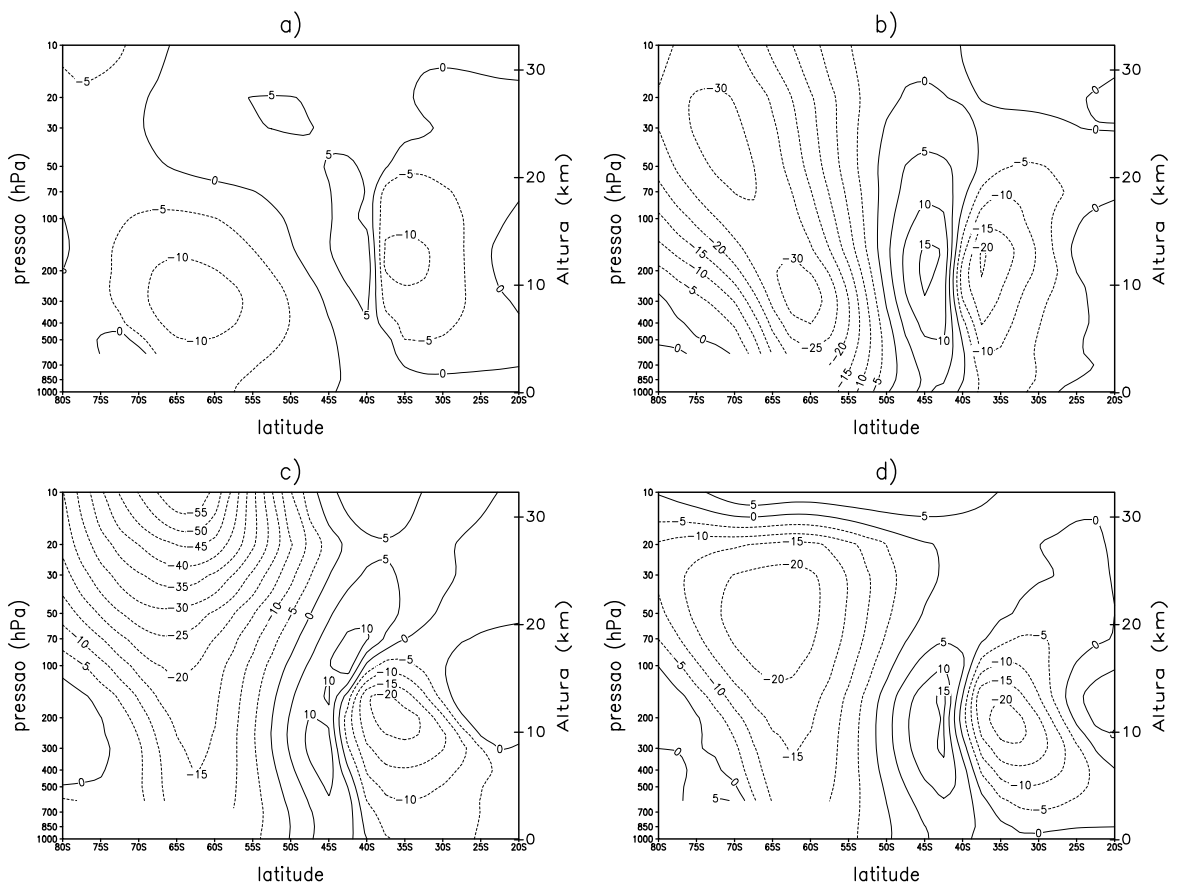


FIGURA 3.2 – Igual à Figura 3.1, para La Niña e a média.

As diferenças de amplitude da onda 1 para eventos La Niña e a média são mostradas na Figura 3.2. Em MAM e JJA as diferenças são grandes e negativas (decréscimo de amplitude durante La Niña) na estratosfera ao redor de 55° - 65° S. Em MAM um mínimo secundário é observado na alta troposfera nessas latitudes. É de se destacar que as diferenças, principalmente na troposfera, são de sinal contrário ao observado durante o El Niño (Figura 3.1). Em SON as diferenças são positivas (valores altos durante La Niña) na estratosfera em altas latitudes. As diferenças são pequenas no caso das ondas 2 e 3 durante La Niña, com exceção em SON, onde é observado um incremento da amplitude da onda 2 na estratosfera sobre todas as latitudes ao sul de 30° S, com um máximo em 60° S (50 m).

Os fluxos de EP para os períodos de El Niño e La Niña são apresentados nas Figuras 3.3 e 3.4. Maiores mudanças são encontradas em SON na estratosfera nas altas latitudes. Durante El Niño observamos maior atividade das OEs para o equador. Este resultado é consistente com o grande transporte de momentum para o pólo durante eventos El Niño. Outra interessante característica notável nas Figuras 3.3 e 3.4 é a maior atividade das OEs para o pólo na alta troposfera nas latitudes 20° - 30° S. Isto, é associado com um forte transporte de momentum para o equador. Desde que os vetores de EP são paralelos aos vetores de velocidade de grupo, quando a idéia de velocidade de grupo é aplicável, estes representam à direção de propagação de energia (Edmon et al., 1980; Eliassen e Palm, 1961).

Observa-se a diminuição do jato polar (figura não mostrada) no caso de El Niño, durante SON, coincidindo com a estação de maior propagação de energia. Destaca-se a diminuição do jato subtropical no evento quente. Este resultado é contrário ao encontrado por Karoly (1989), o que pode estar associado ao menor número de eventos estudados naquele trabalho. Comportamento contrário se observa durante o evento La Niña. Estes resultados, nas latitudes médias e altas no HS favoreceriam a ocorrência de anomalias persistentes durante El Niño. O contrário ocorreria durante eventos La Niña, principalmente em SON.

A Figura 3.5 mostra as anomalias do fluxo de EP para o composto de El Niño. Durante DJF e MAM existe maior propagação meridional das OEs com maiores valores nas latitudes médias na alta troposfera. Em JJA há uma forte propagação para cima em latitudes altas. É observado que os fluxos são maiores em SON. Em SON uma forte propagação para cima em latitudes altas e uma propagação meridional em latitudes

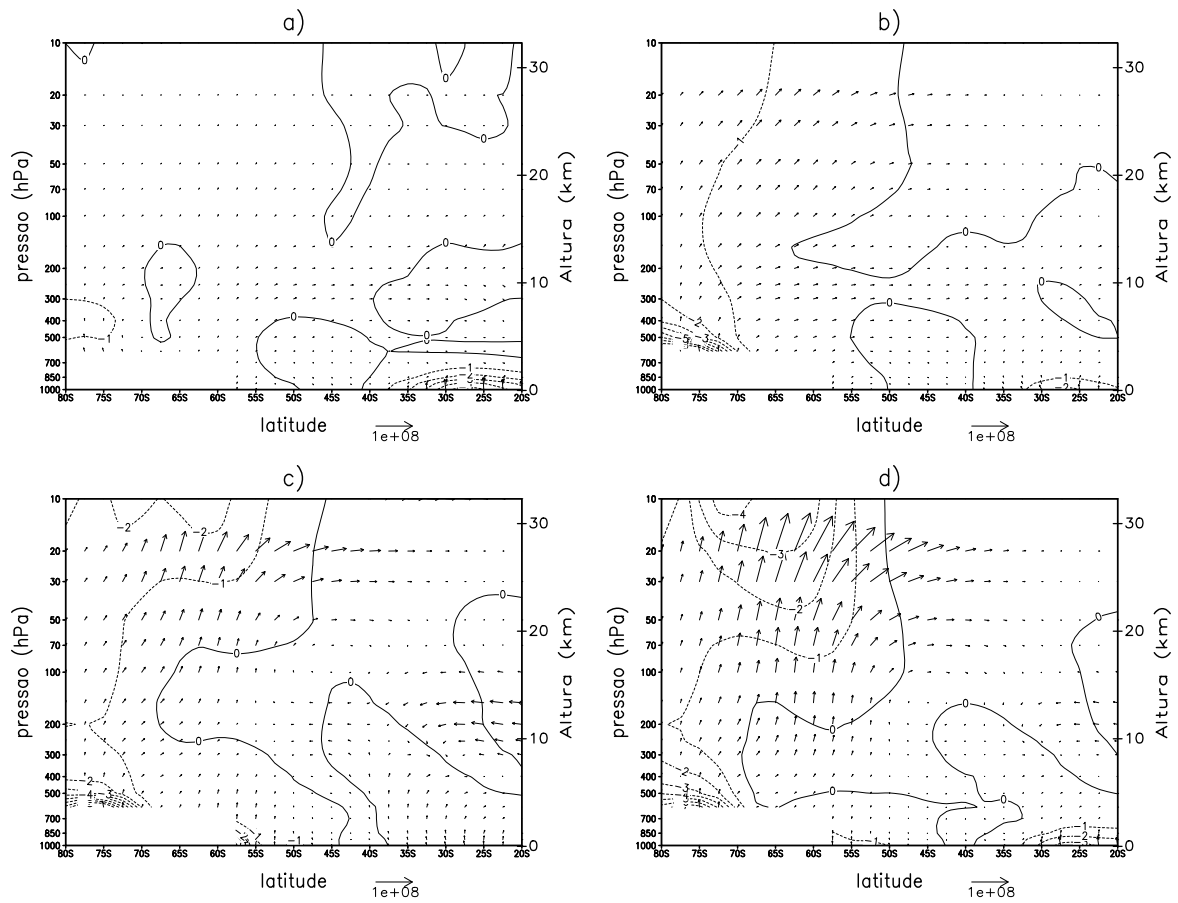


FIGURA 3.3 – Média zonal do fluxo de EP ($m^2 s^{-2}$) e sua divergência ($m^2 s^{-1} dia^{-1}$) para o composto do evento El Niño para: a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON.

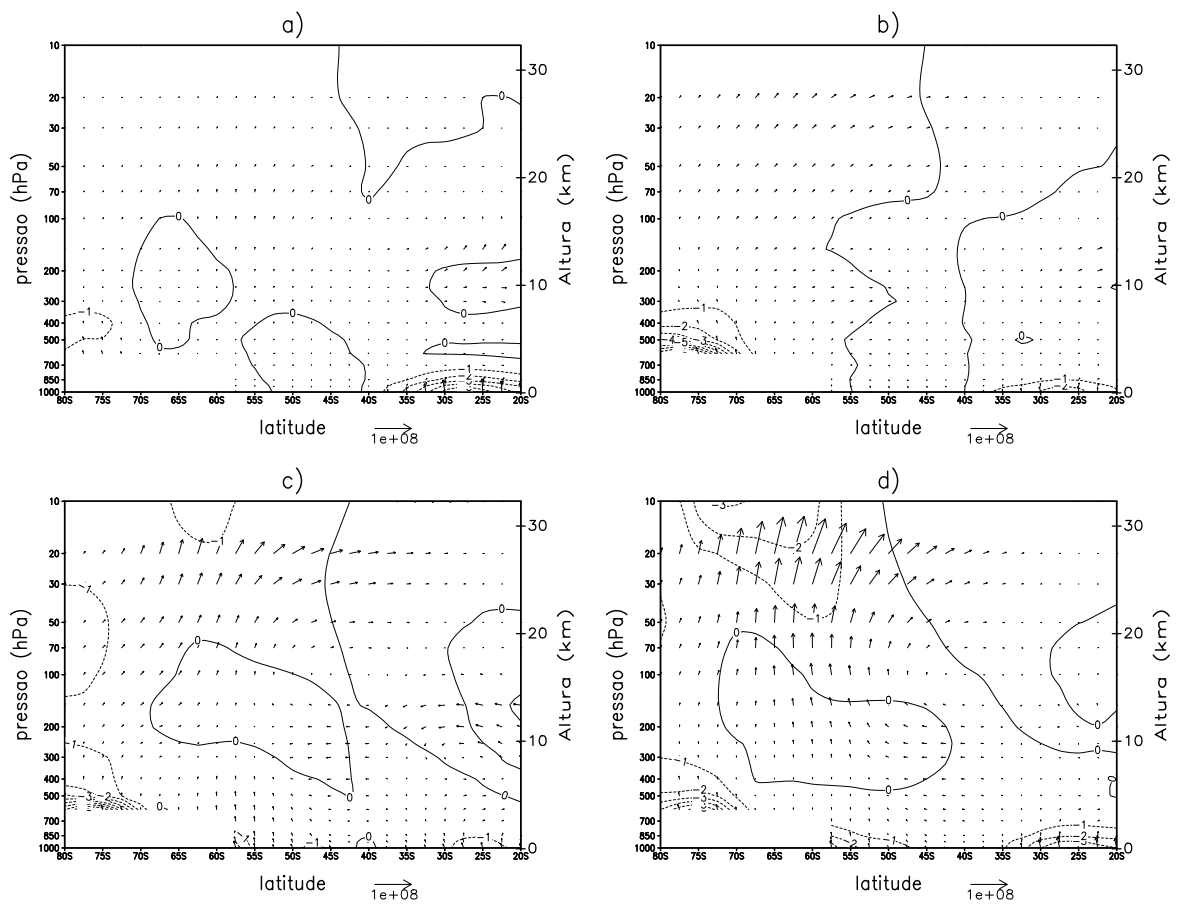


FIGURA 3.4 – Igual à Figura 3.3, para o evento La Niña.

médias, com valores maiores na baixa estratosfera. Na Figura 3.6 são apresentadas às diferenças entre os compostos de El Niño e La Niña. Durante El Niño é observado ser grande a propagação das OEs para o equador. Em latitudes baixas desde 20° S até aproximadamente 35° S, nota-se uma grande propagação para o pólo das OEs na alta troposfera durante El Niño em todas as estações. Outro aspecto é a forte propagação para cima das OEs na alta troposfera nas latitudes 50°-60° S e também maior atividade na primavera na estratosfera.

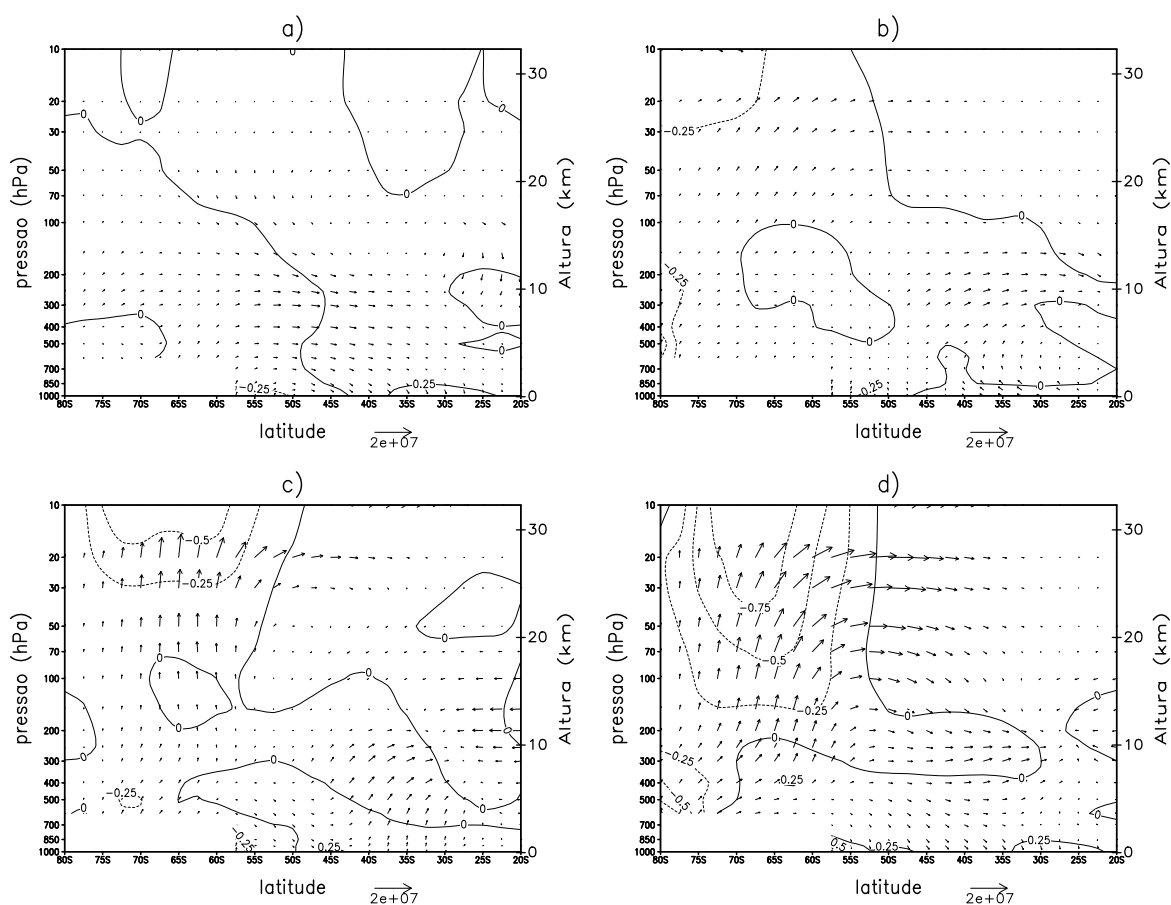


FIGURA 3.5 – Média zonal do fluxo de EP ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) para os compostos do evento El Niño menos a média para: a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON.

Consistente com a propagação de energia encontrada em análises anteriores, encontrou-se também um aumento da temperatura (figura não mostrada) em altas latitudes e na baixa estratosfera no hemisfério, sendo este maior quando a máxima intensidade da propagação é alcançada.

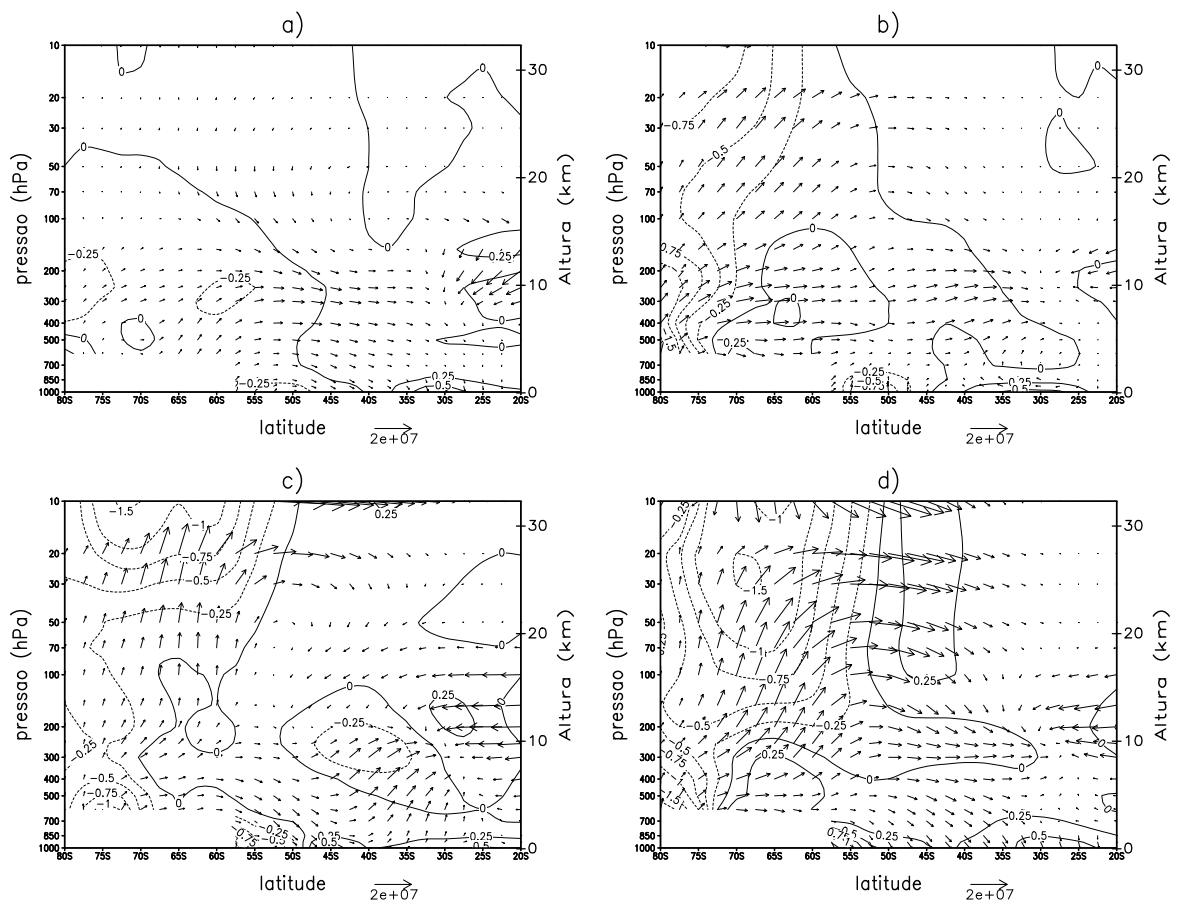


FIGURA 3.6 – Igual à Figura 3.5, para El Niño menos La Niña.

3.3.2 Análise Tri-dimensional

Procurou-se encontrar fontes anômalas de OEs durante os eventos El Niño e La Niña. Para isto, usou-se a metodologia de Plumb (1985). São apresentados nas figuras seguintes os resultados da atividade anômala (\mathbf{F}_{sa}) e as anomalias de geopotencial nas estações de DJF, MAM, JJA e SON. Destaca-se nestas análises que as regiões de fluxos divergente e convergente são associadas a fontes ou sumidouros de OEs anômalas, respectivamente. Os gráficos correspondentes à propagação climatológica de OEs (Plumb, 1985; Quintanar e Mechoso, 1995a) foram discutidos no capítulo anterior.

A seguir são analisadas às configurações das anomalias de altura geopotencial para os compostos de El Niño e La Niña para as estações de DJF, MAM, JJA e SON. Anteriormente, Karoly (1989) fez um estudo similar, porém, analisou 3 eventos de El Niño e estudou somente as estações de verão e inverno. No presente estudo, foi utilizada uma amostra maior de eventos de El Niño e as anomalias foram estendidas para todas as estações. Também, Karoly (1989) não estudou os eventos de La Niña explicitamente.

As Figuras 3.7 e 3.8 mostram as anomalias da componente horizontal de \mathbf{F}_{sa} e do geopotencial (El Niño ou La Niña menos a média), no nível de 300 hPa, para os compostos de El Niño e La Niña, respectivamente. As áreas sombreadas mostram significância estatística ao nível de 95 %. No verão a componente horizontal de \mathbf{F}_{sa} é geralmente fraca comparada com as outras estações. As anomalias de altura geopotencial mostram uma alta (centro positivo) sobre o sul da América do Sul e uma fraca baixa ao noroeste. Os vetores de \mathbf{F}_{sa} indicam propagação para sudeste ao oeste do sul da América do Sul. A divergência de vetores na região sugere uma região fonte de OEs. No caso da baixa no noroeste, os vetores de \mathbf{F}_{sa} indicam propagação para o equador. Conforme as estações avançam, os vetores começam a fortalecer-se e a configuração (altas e baixas) nas outras três estações é similar. Uma anomalia positiva é observada no sul da Austrália, uma anomalia negativa ao leste e novamente positiva ao sudeste sobre o oceano Pacífico sudeste. Os vetores \mathbf{F}_{sa} nesta região mostram uma propagação de onda para o pólo desde o sul da Austrália ao sudeste e para o equador nas proximidades da América do Sul. Ao oeste da América do Sul em MAM forte divergência de vetores é observada sugerindo uma fonte de OE. Em outras estações a atividade da onda é fraca nesta região.

No composto de La Niña (Figura 3.8) as anomalias de altura geopotencial são, em geral, de sinal contrário ao observado no composto de El Niño. A atividade da onda, indicada pela magnitude do vetor \mathbf{F}_{sa} , é forte no outono, particularmente no Pacífico sul. Os

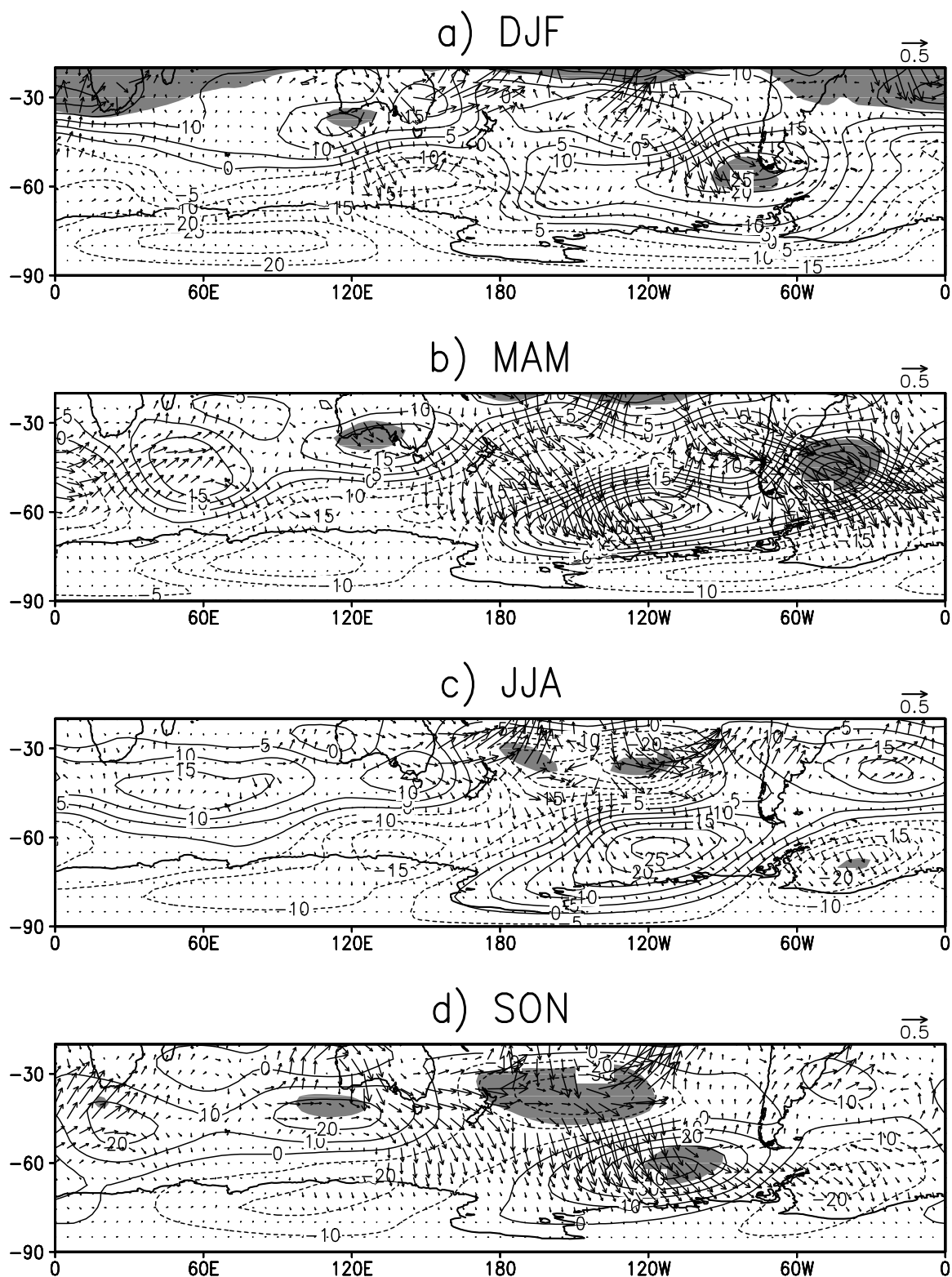


FIGURA 3.7 – Componente horizontal das anomalias da atividade das OEs e altura geopotencial (El Niño menos a média) em 300 hPa para: a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON. As áreas sombreadas indicam significância estatística de 95%. Unidades: $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$ e m, respectivamente.

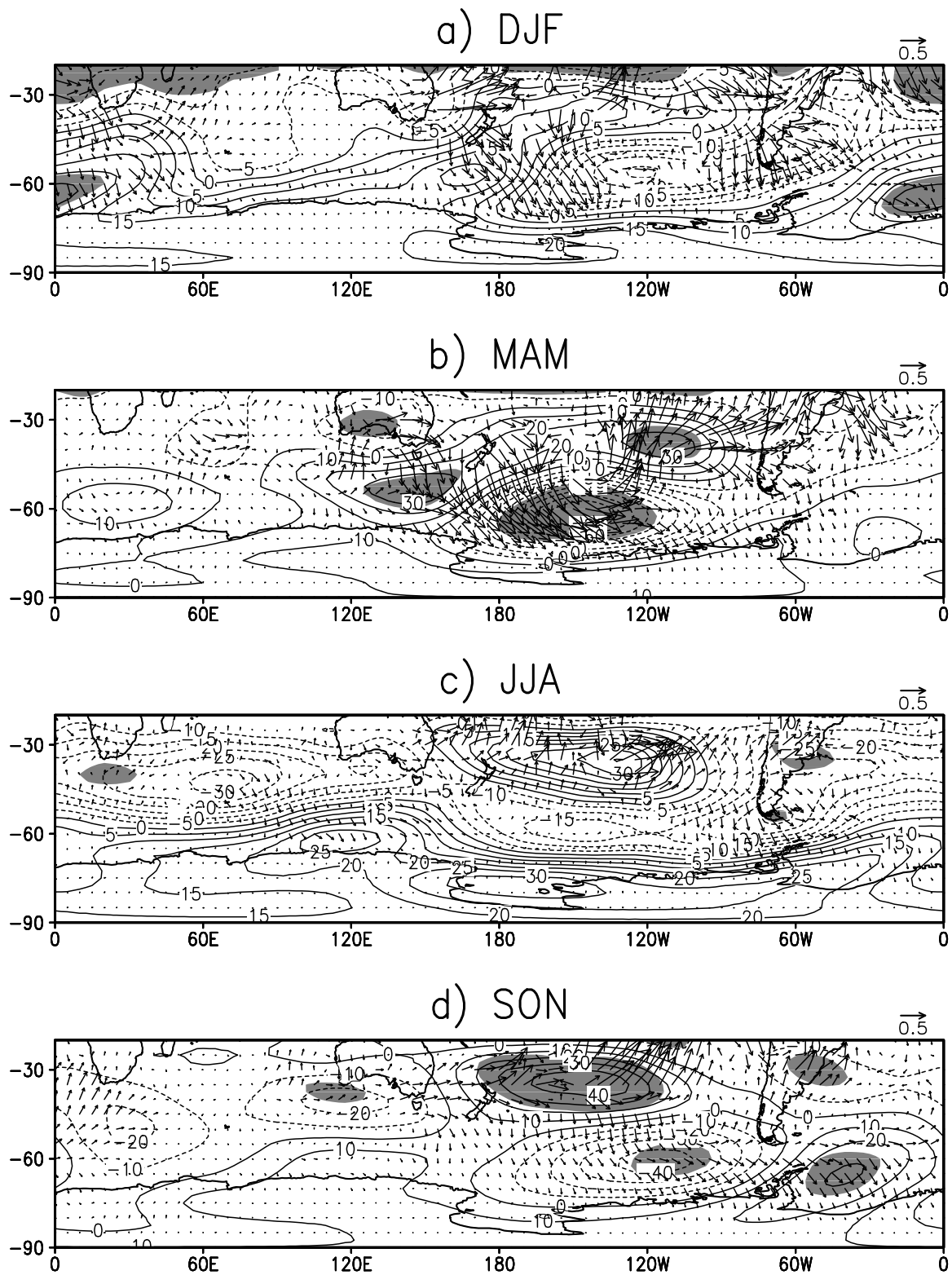


FIGURA 3.8 – Igual à Figura 3.7, para La Niña menos a média.

vetores \mathbf{F}_{sa} no outono indicam propagação de onda desde o sul da Austrália para sudeste e propagação para o equador nas proximidades da América do Sul. A forte divergência dos vetores ao sudeste da Austrália indicam uma fonte de OE. Durante o inverno a atividade da onda não é forte. Este resultado é diferente do encontrado por Karoly (1989), que observou o padrão de onda no inverno. Também, o padrão sobre o Pacífico sul-americano (PSA) é uma rota preferida da dispersão de energia como observado por Ambrizzi e Hoskins (1997). Eles inferiram a existência de um guia de ondas ao longo do jato do Pacífico sul e nos sub-trópicos do Atlântico sul durante o verão austral, usando um modelo baroclínico em experimentos idealizados.

Em ambas as Figuras 3.7 e 3.8, o trem de ondas é mais dominante no outono MAM e menos claro nas outras estações. A razão para esta diferença sazonal é motivo de discussão. Duas explicações são dadas. Possivelmente os vetores anômalos de Plumb correspondem ao que restou do desenvolvimento inicial em MAM em resposta as anomalias de TSM e convecção, enquanto que no inverno (JJA) interações com transientes e outros processos podem produzir múltiplas fontes de energia as quais podem afetar as ondas de tal forma que uma menor propagação possa ser observada. Uma explicação alternativa é que o estado básico em MAM favorece a propagação das OEs. Porém, é observado que ambas as fases inicial e madura dos eventos El Niño interagem e, então, é mais provável que o estado básico em MAM possa favorecer a propagação das OEs durante os eventos El Niño. Hoskins e Ambrizzi (1993) e Ambrizzi et al. (1995) mostraram a importância do estado básico na propagação das ondas de Rossby.

Nas Figuras 3.9 e 3.10 são mostradas as anomalias do vento zonal correspondentes aos períodos de El Niño e La Niña. Como discutido anteriormente o estado básico aparentemente favorece a propagação das OEs durante a estação de MAM em ambos os eventos. Também, durante SON o estado básico apresenta anomalias positivas e negativas no Pacífico sudeste, durante os eventos do El Niño e La Niña, respectivamente.

Num recente estudo, Renwick e Revell (1999) notaram alta frequência de bloqueios no Pacífico sudeste durante eventos El Niño na primavera austral. Experimentos numéricos realizados com um modelo barotrópico linearizado, baseado na equação da vorticidade, sugeriram que a intensificação dos bloqueios sobre o Pacífico sudeste é forçada pela propagação de ondas de Rossby provocadas por anomalias de ROL, possivelmente geradas durante os eventos El Niño. Os resultados observacionais mostrados suportam esta hipótese. Também, observamos na Figura 3.7 a ocorrência de um centro de anomalias

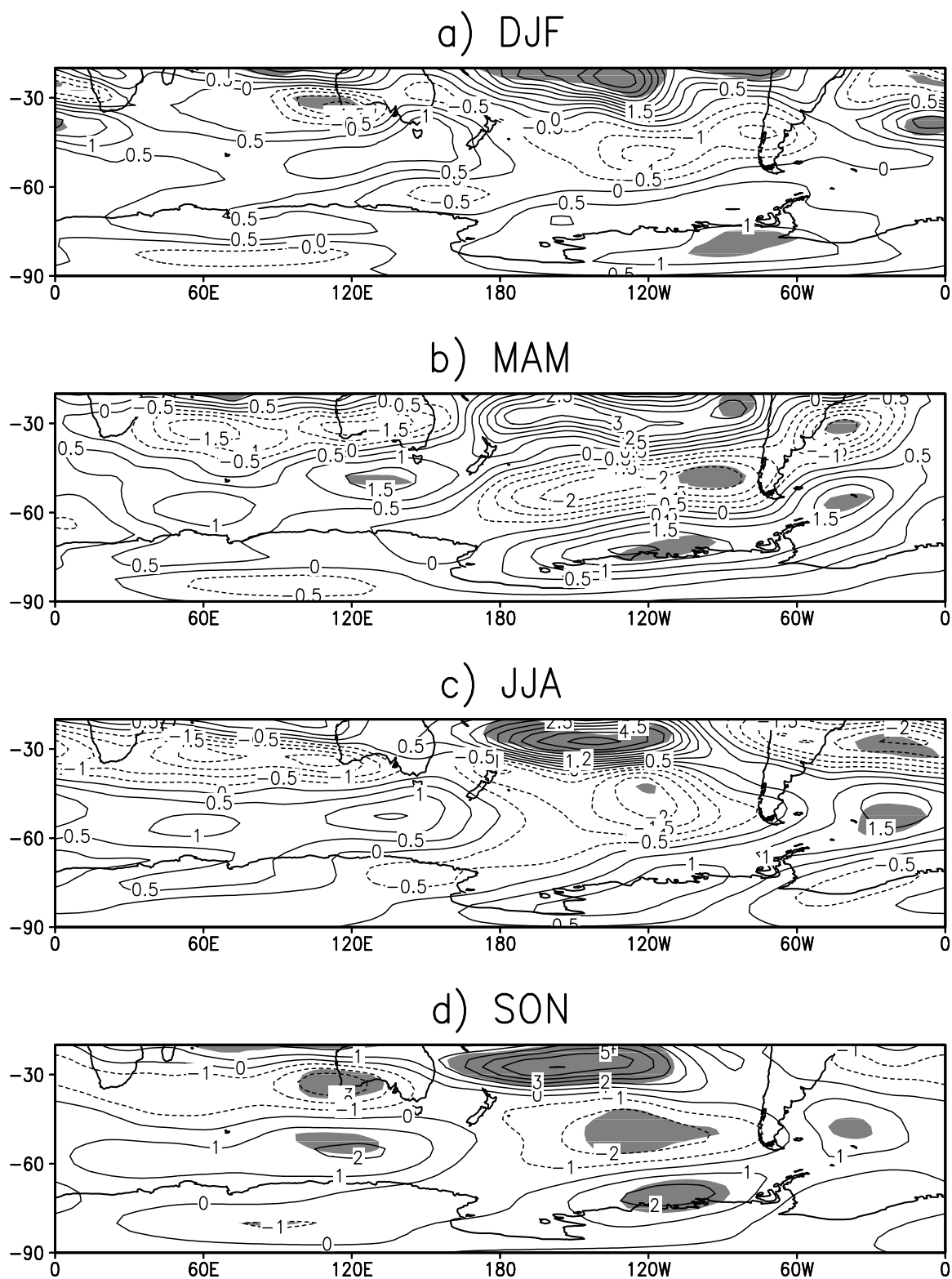


FIGURA 3.9 – Anomalias do vento zonal (El Niño menos a média) em 300 hPa para: a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON. As áreas sombreadas indicam significância estatística de 95%. Unidades: m s^{-1} .

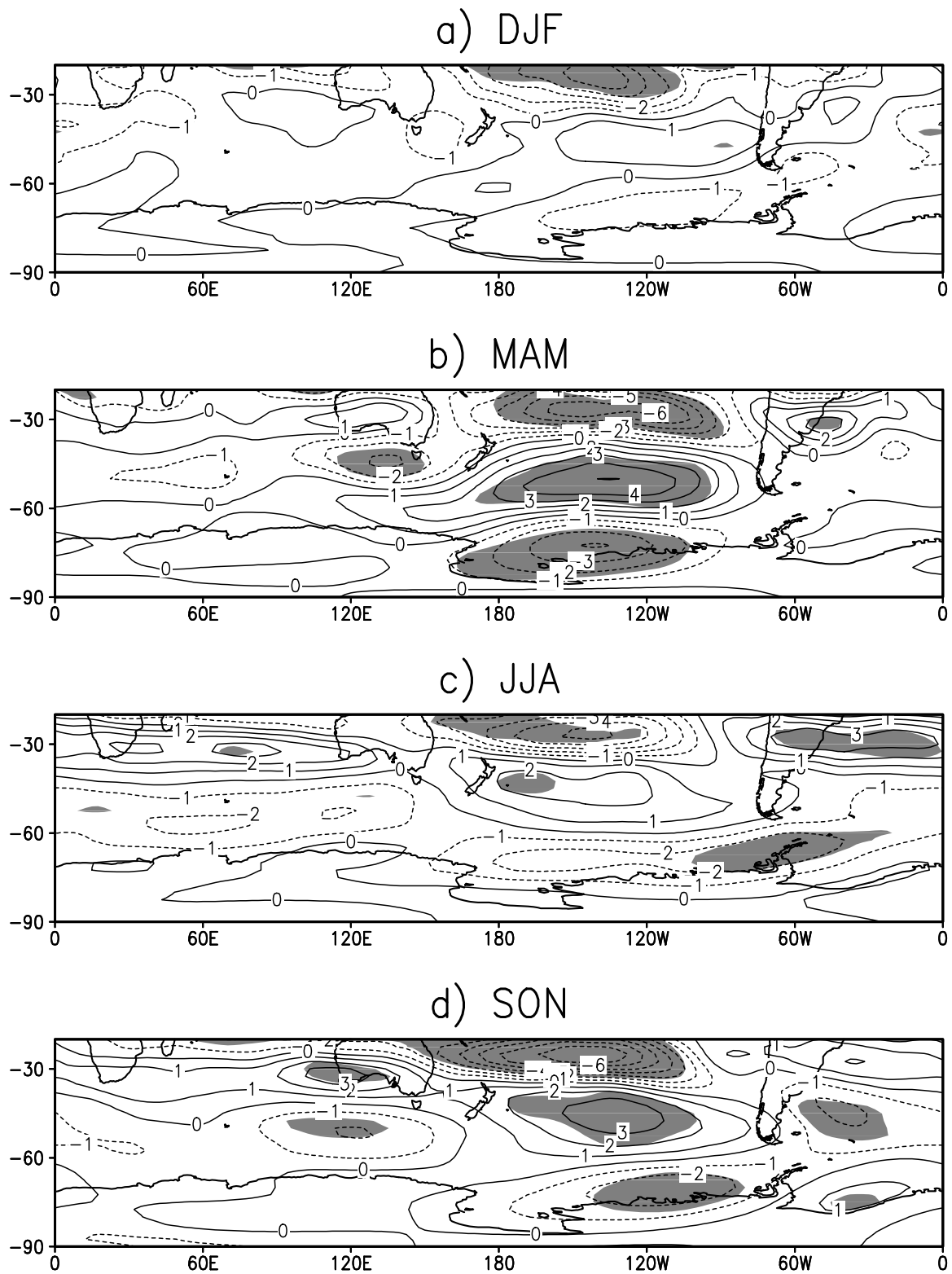


FIGURA 3.10 – Igual à Figura 3.9, para La Niña menos a média.

positivas em SON para o composto de El Niño nas proximidades do Pacífico sudeste. Este centro é associado com a maior frequência de altas de bloqueios nas adjacências da América do Sul durante os eventos El Niño na primavera. Entretanto, na Figura 3.8 um centro de anomalias negativas no Pacífico sudeste indica um decréscimo das altas de bloqueio nesta região. Isto sugere que altas de bloqueio não são esperadas na região durante eventos La Niña. A pré-disposição para bloqueios sobre esta região durante El Niño e vice versa durante La Niña foi, também, ressaltado por Kiladis e Mo (1998). Porém, neste estudo é mostrado que a formação de um centro positivo sobre o oceano Pacífico sudeste é associado com a propagação de OEs.

A componente vertical de \mathbf{F}_{sa} para os compostos de El Niño e La Niña não mostrou grandes diferenças, exceto que durante o El Niño observou-se maior propagação vertical.

As Figuras 3.11, 3.12, 3.13 e 3.14 mostram a variação vertical das OEs por meio de anomalias de vetores \mathbf{F}_{sa} e altura geopotencial nos níveis de 200 e 500 hPa, para ambos os eventos. As características das anomalias tanto de altura geopotencial como de \mathbf{F}_{sa} são similares aos encontrados no nível de 300 hPa. Este resultado mostra que a configuração das OEs é essencialmente de natureza barotrópica e que um modelo barotrópico é capaz de simular bem a propagação das OEs. De fato, Renwick e Revell (1999) tiveram êxito na simulação da propagação das ondas de Rossby usando um modelo barotrópico.

3.3.3 Eventos Extremos durante o Verão Austral: 1997/98 (El Niño) e 1998/99 (La Niña)

Durante os períodos de DJF de 1997/1998 e 1998/1999 se apresentaram os eventos mais fortes registrados do fenômeno ENOS em suas fases negativa (El Niño) e positiva (La Niña), respectivamente. Os efeitos globais destas características climáticas extremas afetaram a região da América do Sul e através da análise das OEs anômalas, podemos ter uma idéia mais precisa do seu papel no clima sobre a mesma.

Nas Figuras 3.15 e 3.16 são apresentados os campos globais das anomalias do vento meridional e da altura geopotencial ao nível de 200 hPa para o mês de janeiro de 1998 (El Niño) e 1999 (La Niña). Na Figura 3.15a pode-se observar, durante El Niño, a presença de dois guias de ondas propagando-se pelo oceano Pacífico desde a região sudeste da Austrália. O primeiro atingindo o oeste do continente sul-americano em direção nordeste, entretanto o segundo cruza pelo sul do mesmo em direção ao Atlântico sul sem aparentemente afetar a região. Através das anomalias de geopotencial (OEs) para o mesmo

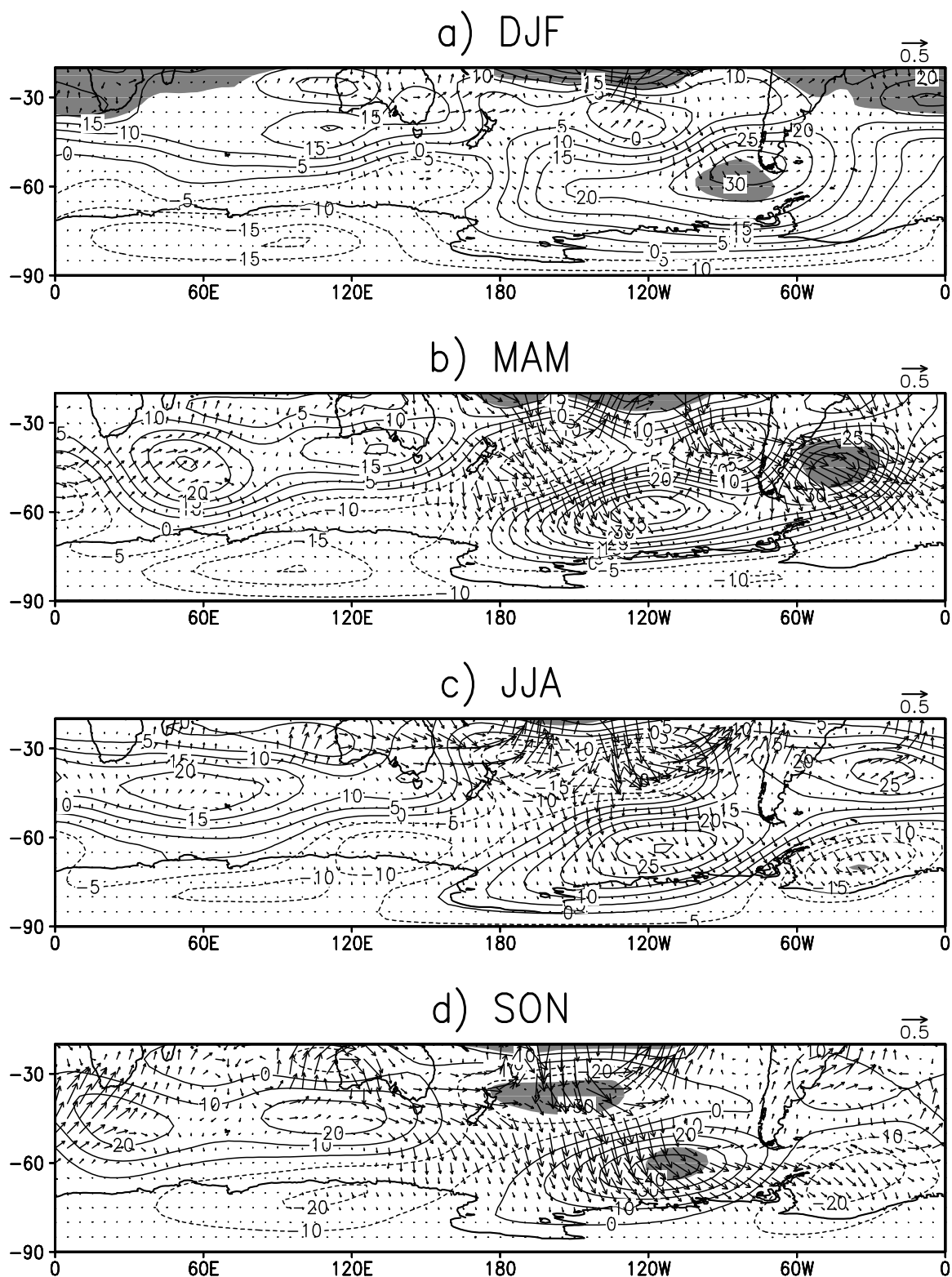


FIGURA 3.11 – Componente horizontal das anomalias da atividade das OEs e altura geopotencial (El Niño menos a média) em 200 hPa para: a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON. As áreas sombreadas indicam significância estatística de 95%. Unidades: $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$.

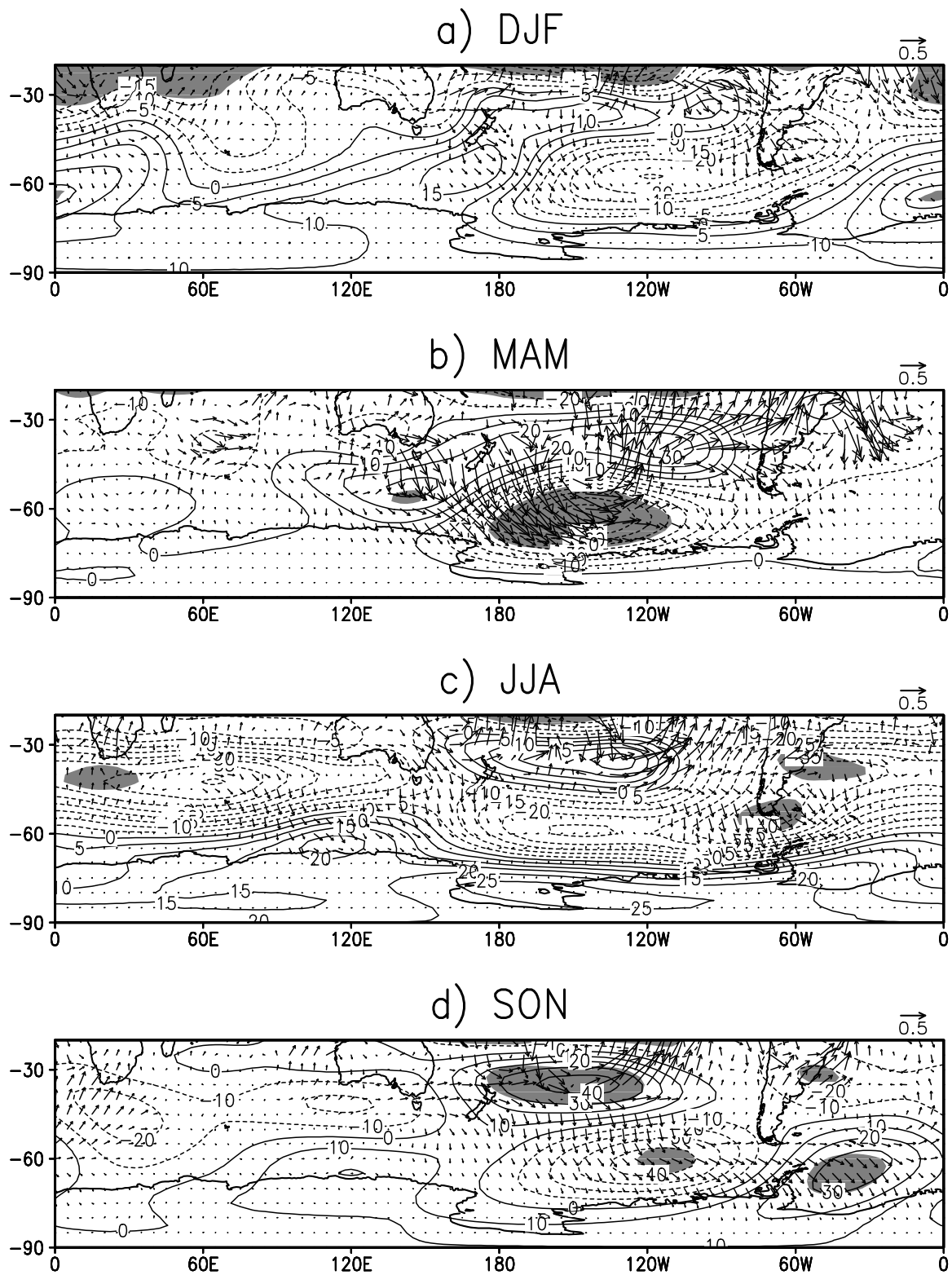


FIGURA 3.12 – Igual à Figura 3.11, para La Niña menos a média.

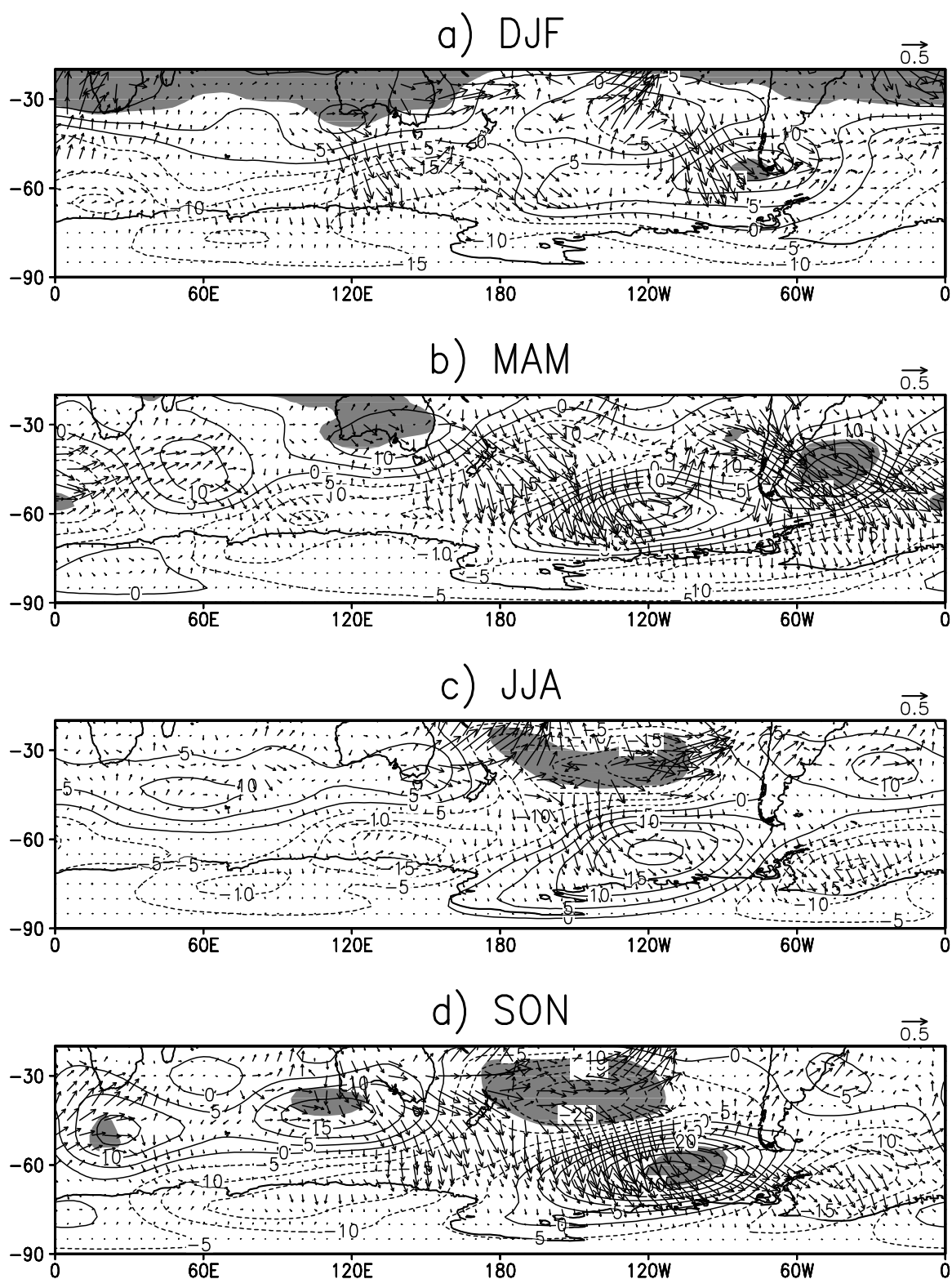


FIGURA 3.13 – Componente horizontal das anomalias da atividade das OEs e altura geopotencial (El Niño menos a média) em 500 hPa para: a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON. As áreas sombreadas indicam significância estatística de 95%. Unidades: $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$.

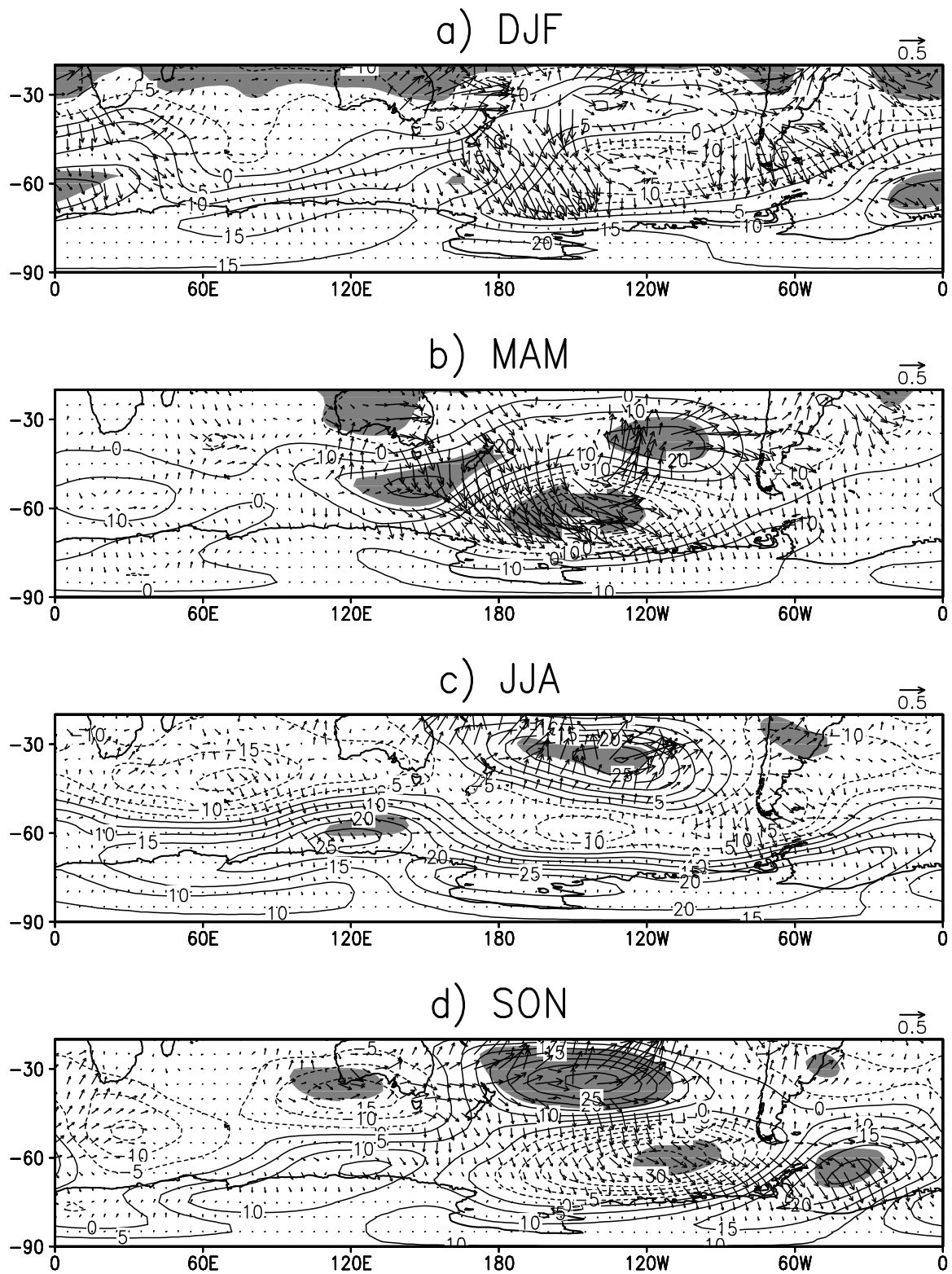


FIGURA 3.14 – Igual à Figura 3.13, para La Niña menos a média.

período (Figura 3.16a), podemos confirmar este comportamento e ressaltar a presença de duas altas e duas baixas sobre o Pacífico e Atlântico equatorial, respectivamente. Esta é uma resposta característica de uma onda de Rossby, resultado do aquecimento na região do Pacífico equatorial central. Entretanto, durante La Niña (Figura 3.15b) é mais evidente um guia de onda propagando-se desde o Pacífico central ao leste da Austrália em direção das latitudes médias e tornando para o norte no Pacífico sudeste em direção da América do Sul, cruzando no sul do mesmo e continuando sua propagação paralelo ao litoral leste. Igual ao caso de El Niño o campo de geopotencial (Figura 3.16b) confirma nossa descrição.

As anomalias associadas com os fenômenos de El Niño e La Niña durante o verão austral, para os mesmos períodos (1997-1999), sobre a América do Sul foram descritos por Lau e Zhou (2003). Eles atribuíram uma possível associação às anomalias observadas a teleconexões atmosféricas (OE) induzidas remotamente pelo aquecimento sobre o Pacífico tropical leste. Através da análise mostrada anteriormente verificamos a existência de uma propagação tipo PSA. Entretanto, como o fluxo da atividade da onda estacionário é superior às anomalias de geopotencial para determinar a direção de propagação das ondas anômalas, usando-se os fluxos de Plumb anômalos podemos confirmar objetivamente a mesma. Para isto, se elaborou o campo de OEs anômalas para os períodos de DJF para 1997/1998 e adicionalmente 1998/1999, o qual é uma extensão do trabalho de Rao et al. (2002b) que estudaram o evento de El Niño 1997/1998 usando o fluxo da atividade da onda médio.

Na Figura 3.17 é mostrado o fluxo da atividade médio da onda para DJF de 1997/1998 e 1998/1999 em 200 hPa. Durante o evento quente, uma forte propagação equatorial de OEs no leste do Pacífico sub-tropical foi observada. Também, uma forte divergência dos vetores na região mostrou uma fonte de OEs, a qual obviamente é associada a anomalias de TSM. A configuração durante El Niño é semelhante à descrita por Rao et al. (2002b) para o nível de 300 hPa. No caso de La Niña observa-se sobre o Atlântico sul nos subtropicais uma forte propagação equatorial das OEs.

Entretanto, na Figura 3.18 são mostrados os campos de anomalias das OEs e do geopotencial para o período DJF de 1997/1998 e 1998/1999. Nota-se claramente que a propagação da atividade da onda anômala está em concordância com as análises discutidas previamente, usando os campos do vento meridional, geopotencial e fluxo da atividade médio do mês de janeiro. Isto é, existe uma propagação de ondas anômalas se

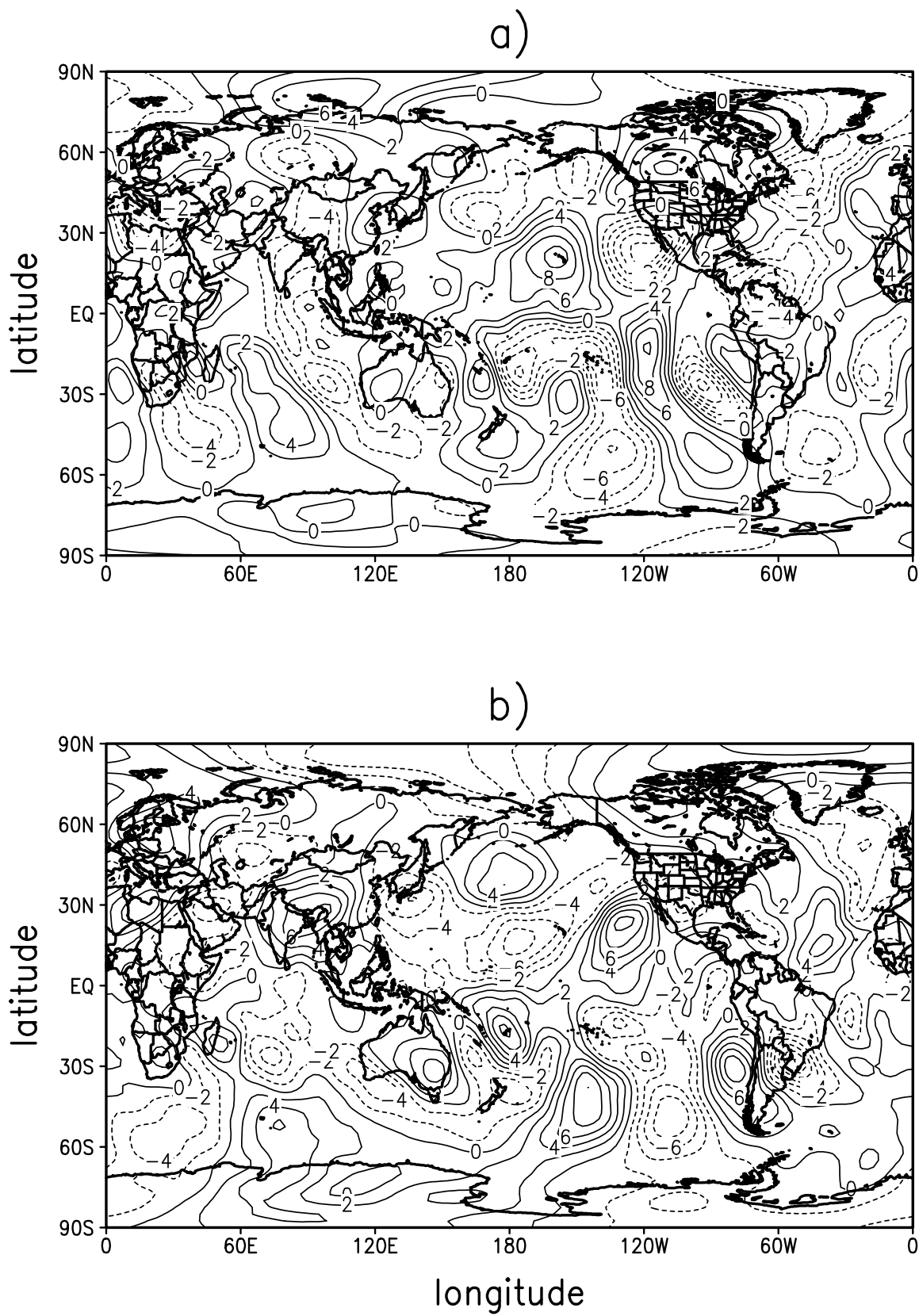


FIGURA 3.15 – Anomalia do vento meridional (m s^{-1}) em 200 hPa para janeiro: a) 1998 (El Niño) e b) 1999 (La Niña).

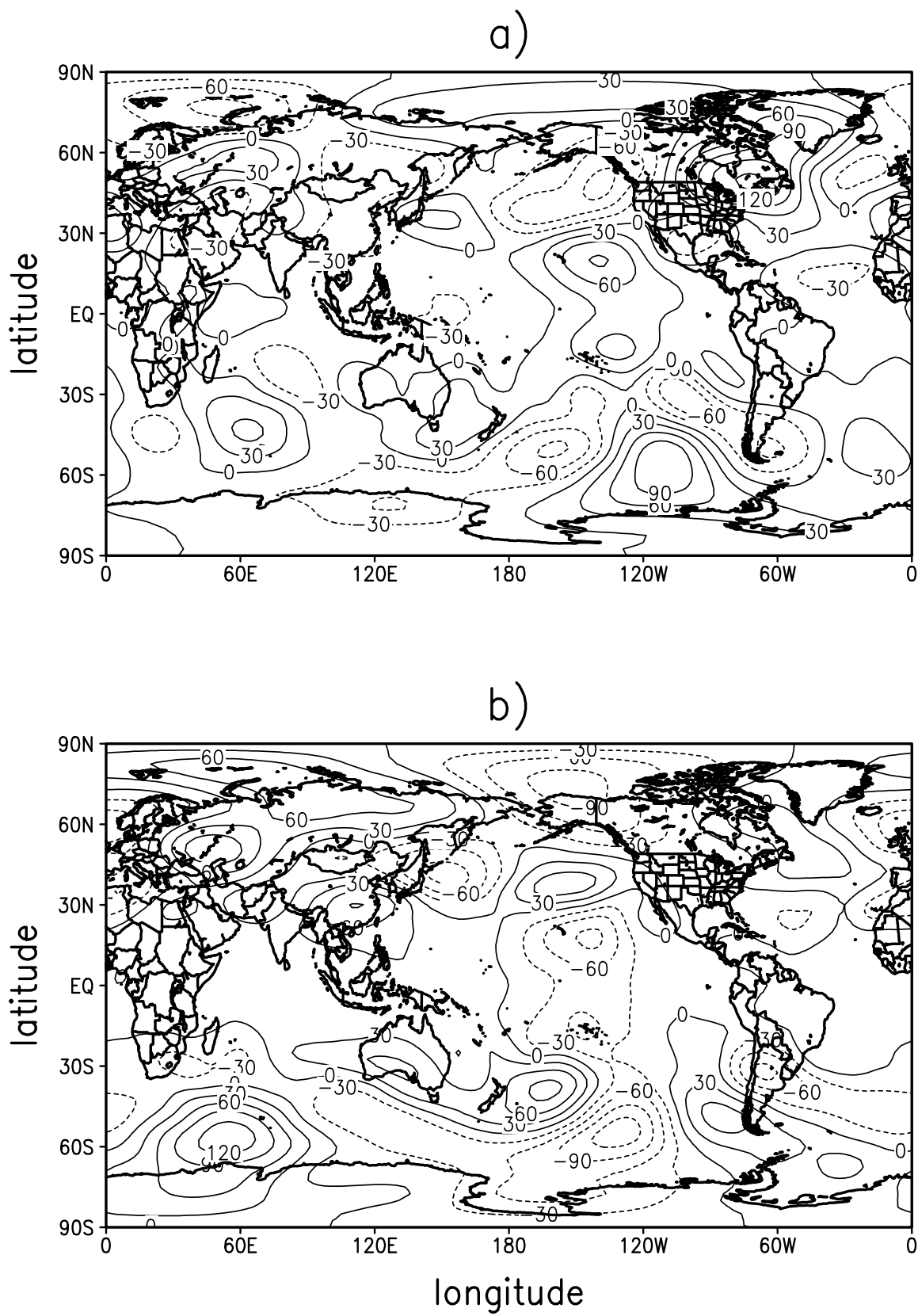
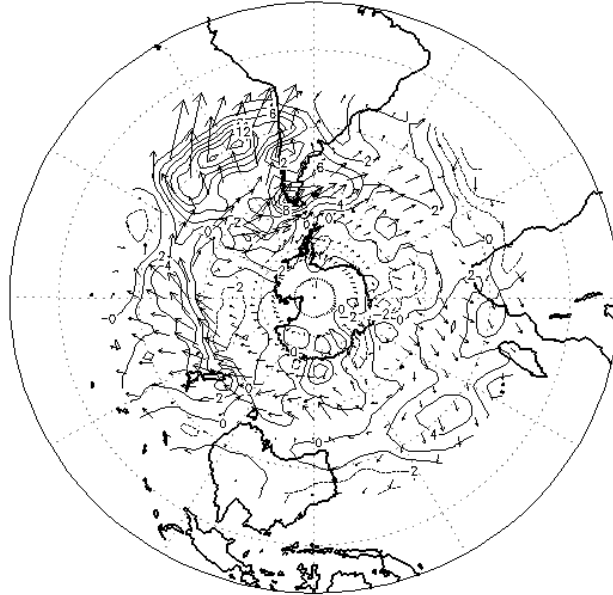


FIGURA 3.16 – Igual à Figura 3.15, para o geopotencial (m).

a) DJF 1997/1998



b) DJF 1998/1999

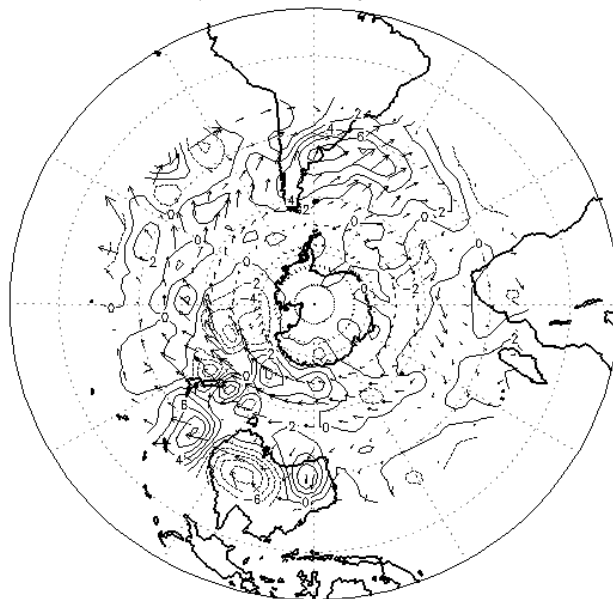


FIGURA 3.17 – Fluxo de atividade da onda (F_s) em 200 hPa para DJF: a) 1998 (El Niño) e b) 1999 (La Niña). Componentes horizontal e vertical, representado por vetores e isolinhas, respectivamente. Unidades: $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$.

propagando diferentemente durante os eventos. No El Niño esta atinge a América do Sul no lado oeste e se propaga para o norte do continente e uma outra cruza o continente mais ao sul sem aparentemente atingi-lo. Entretanto, durante La Niña a propagação se dá desde o sul do continente e se desloca paralelamente ao litoral leste para o norte.

Estas estruturas provocaram anomalias no campo de precipitação sobre o continente sul-americano durante estes eventos, porém, como ressaltado por Rao et al. (2002b) encontrar uma conexão direta é complicada. Com a utilização de modelos regionais pode-se obter uma melhor relação entre a causa e o efeito em eventos extremos como os descritos sobre a região da América do Sul (Capítulo 5).

3.4 Sumário

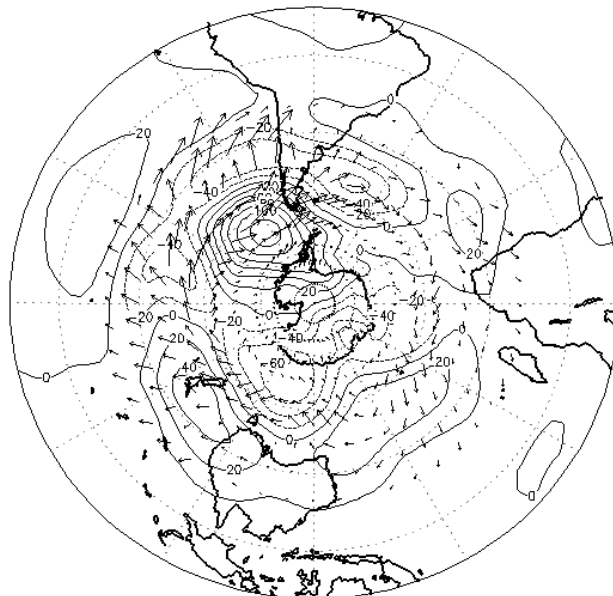
Um estudo do comportamento das OEs no HS durante os eventos El Niño e La Niña foi realizado para o período de 1950-1998 usando dados da reanálise do NCEP/NCAR. Compostos para os eventos El Niño e La Niña foram preparados para as diferentes estações.

Através da análise média zonal encontrou-se que durante os eventos de El Niño a amplitude da OE 1 se incrementa no inverno e na primavera, principalmente na estratosfera e nos sub-tropicais da troposfera. Durante o evento de La Niña a amplitude da OE 1 decresce na troposfera e estratosfera no inverno.

A diferença dos fluxos de EP entre ambos os eventos, mostra que durante o evento de El Niño na primavera existe uma forte propagação de energia para cima e em direção ao equador. Estas diferenças entre os fluxos de EP mostram a diferença no transporte de energia durante estes eventos.

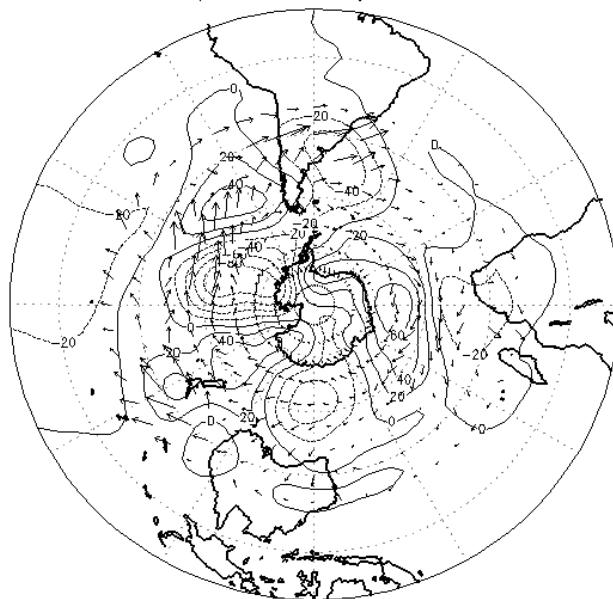
A média sazonal dos eventos de El Niño e La Niña, utilizando os fluxos de Plumb e as anomalias de geopotencial em 300 hPa, mostraram claramente em todas as estações, exceto no verão, um trem de ondas propagando-se sobre um guia de ondas aparentemente favorecido pelo estado básico. A componente horizontal da atividade da onda orienta-se para o pólo para logo tornar-se, nas médias latitudes do HS, em direção do equador nas proximidades da América do Sul. Segundo Ambrizzi e Hoskins (1997) a rota de propagação é favorecida pela existência de um guia de ondas ao longo do jato do Pacífico sul e nos sub-tropicais do Atlântico sul durante o verão austral. Porém, os resultados apresentados mostram que os trens de onda não são bem definidos durante este período

a) DJF 1997/1998



→
9

a) DJF 1998/1999



→
7

FIGURA 3.18 – Anomalia das OEs (F_{sa}) e o geopotencial (m) em 200 hPa para DJF:
a) 1998 (El Niño) e b) 1999 (La Niña). Unidades: $m^2 s^{-2}$.

(DJF).

Entretanto, na análise dos eventos de El Niño e La Niña de 1997/1998 e 1998/1999 durante o verão, é verificada a presença de uma propagação tipo PSA como comentado por Ambrizzi e Hoskins (1997). Esta aparente contradição pode ser explicada considerando-se que os compostos mascaram os efeitos individuais dos eventos devidos à variabilidade interanual e portanto, na média o sinal é menor como observado.

Também, as anomalias positivas do geopotencial para o composto do evento de El Niño é relevante para a ocorrência de altas de bloqueio sobre o Pacífico leste nas proximidades de América do Sul. No composto do evento de La Niña anomalias negativas do geopotencial podem reduzir a ocorrência das altas de bloqueio na região. Estes resultados são semelhantes aos apresentados por Kiladis e Mo (1998), respeito aos centros positivos e negativos das anomalias durante os eventos de El Niño e La Niña. Entretanto, nossos resultados mostraram a importância da propagação das ondas de Rossby no bloqueio, o qual não foi discutido por eles. Renwick e Revell (1999) mostraram através de experimentos numéricos que a frequência dos bloqueios sobre o Pacífico sudeste se incrementa durante os eventos de El Niño, os quais seriam favorecidos pela propagação de ondas de Rossby. Os resultados encontrados neste capítulo confirmam esta hipótese e mostram a natureza barotrópica das OEs.

CAPÍTULO 4

ONDAS QUASE-ESTACIONÁRIAS E CLIMA REGIONAL. PARTE I: AVALIAÇÃO DA CLIMATOLOGIA DOS MODELOS REGIONAIS ETACLIM E RegCM3 SOBRE AMÉRICA DO SUL

4.1 Introdução

Nos capítulos anteriores se observou que a propagação das OEs afeta a região por ela atingida. Destacou-se também, os possíveis efeitos sobre a região da América do Sul favorecendo as altas de bloqueio no Pacífico sudeste durante o evento do El Niño e acontecendo o contrario durante La Niña. Em particular, sobre a América do Sul são observadas circulações quase-estacionárias durante o verão. Estas circulações são denominadas por Lenters e Cook (1997) e Chen et al. (1999) como OEs. Figueroa (1997) analisou teoricamente a possibilidade de existir OEs (de origem topográfica) sobre América do Sul. Ele verificou que a largura dos Andes não favorece a formação de OEs. Entretanto, sugere que estas circulações quase-estacionárias são o resultado de fontes de calor sobre o continente sul-americano.

As características particulares da América do Sul: orografia, floresta tropical, desertos, regiões áridas e sua localização entre dois oceanos, as quais somadas à carência de observações ao nível da superfície e de perfis verticais tornam um constante desafio o entendimento da dinâmica do clima e sua variabilidade sobre a região. Desta forma, o uso de modelos globais tornou-se necessário para obter uma maior compreensão do clima e possivelmente de sua previsibilidade. Porém, os MCGs não têm resolução horizontal suficiente para resolver as forçantes de mesoescala, tais como: linha costeira, topografias complexas, cobertura vegetal, lagoas, etc. Neste contexto, os modelos regionais surgem como uma alternativa para melhor descreverem estes forçantes e fornecem substancial ajuda na compreensão de suas influências sobre o clima regional.

A climatológica de verão (DJF) sobre América do Sul, como descrito por vários autores (Figueroa, 1997; Satyamurty et al., 1998; Grimm, 2003; Lau e Zhou, 2003), se destaca por apresentar uma circulação anticiclônica em altos níveis, denominada Alta da Bolívia (AB) e associado a esta circulação um cavado a leste do continente que eventualmente se fecha (vórtice do nordeste do Brasil, NEB). Em baixos níveis observa-se a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) estendendo-se desde a Amazônia até a região sudeste do Brasil com orientação noroeste-sudeste. Durante o período do ano onde aparece

a ZCAS, uma baixa térmica se desenvolve na região do Chaco (Paraguai), a zona de convergência intertropical (ZCIT) no Pacífico localiza-se mais ao norte do equador que sua contraparte no Atlântico e a alta subtropical do Pacífico (Atlântico) é mais forte (fraca). Nota-se nas análises das observações (Figura 1.5 de Figueroa (1997)) que a maior contribuição da precipitação para a média sazonal de verão ocorre durante o mês de janeiro. Além disso, nesse mês também se desenvolvem circulações quase-estacionárias (AB) associadas, principalmente, a fontes de calor. Assim, esse mês foi escolhido para a realização das simulações numéricas. Na Figura 4.1 se apresentam os valores observados para a média do mês de janeiro de 1991-2000 da precipitação, da temperatura da superfície, da circulação em altos e baixos níveis, da pressão ao nível médio do mar e do fluxo de umidade integrado na vertical sobre América do Sul provenientes do projeto de climatologia de precipitação global (GPCP) e da reanálise do NCEP/NCAR, respectivamente. Características adicionais e descrições deste período podem ser encontradas em Satyamurty et al. (1998), de onde a Figura 4.2 foi adaptada.

A seguir, se apresenta a avaliação e as comparações entre os modelos regionais implantados no CPTEC para o estudo do clima sobre a América do Sul. Principalmente, explora-se a simulação das circulações quase-estacionárias no verão austral (janeiro). Para esta finalidade foram usados dois modelos: o primeiro é uma versão do modelo ETA, originalmente utilizada para a previsão numérica de tempo e modificada para estudos climáticos e a segunda é a versão 3 do Regional Climate Model (RegCM3), originalmente desenhada para estudos do clima regional; ambas as versões dos modelos são utilizadas pela primeira vez sobre América do Sul. No Apêndice C são descritos ambos os modelos e como foram determinadas suas melhores configurações para serem utilizadas na simulação do clima sobre América do Sul. Além disso, destacam-se as dificuldades encontradas nesta tarefa.

4.2 Dados e Metodologia

Foram usados dados da reanálise do NCEP/NCAR para o período de 1991 a 2000 a fim de realizar os experimentos referentes ao verão austral (janeiro). Este período compreende anos de El Niño (1991, 1992, 1993, 1995, 1998), La Niña (1996,1999) e anos normais (Tabela 3.1). Os dados utilizados provenientes da reanálise do NCEP/NCAR, compreendem as seguintes variáveis: altura geopotencial, vento zonal e meridional, temperatura e umidade relativa nos níveis de 1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20 e 10 hPa; umidade relativa até 300 hPa. Adicionalmente, são usadas a temperatura da superfície e a pressão reduzida ao nível do mar.

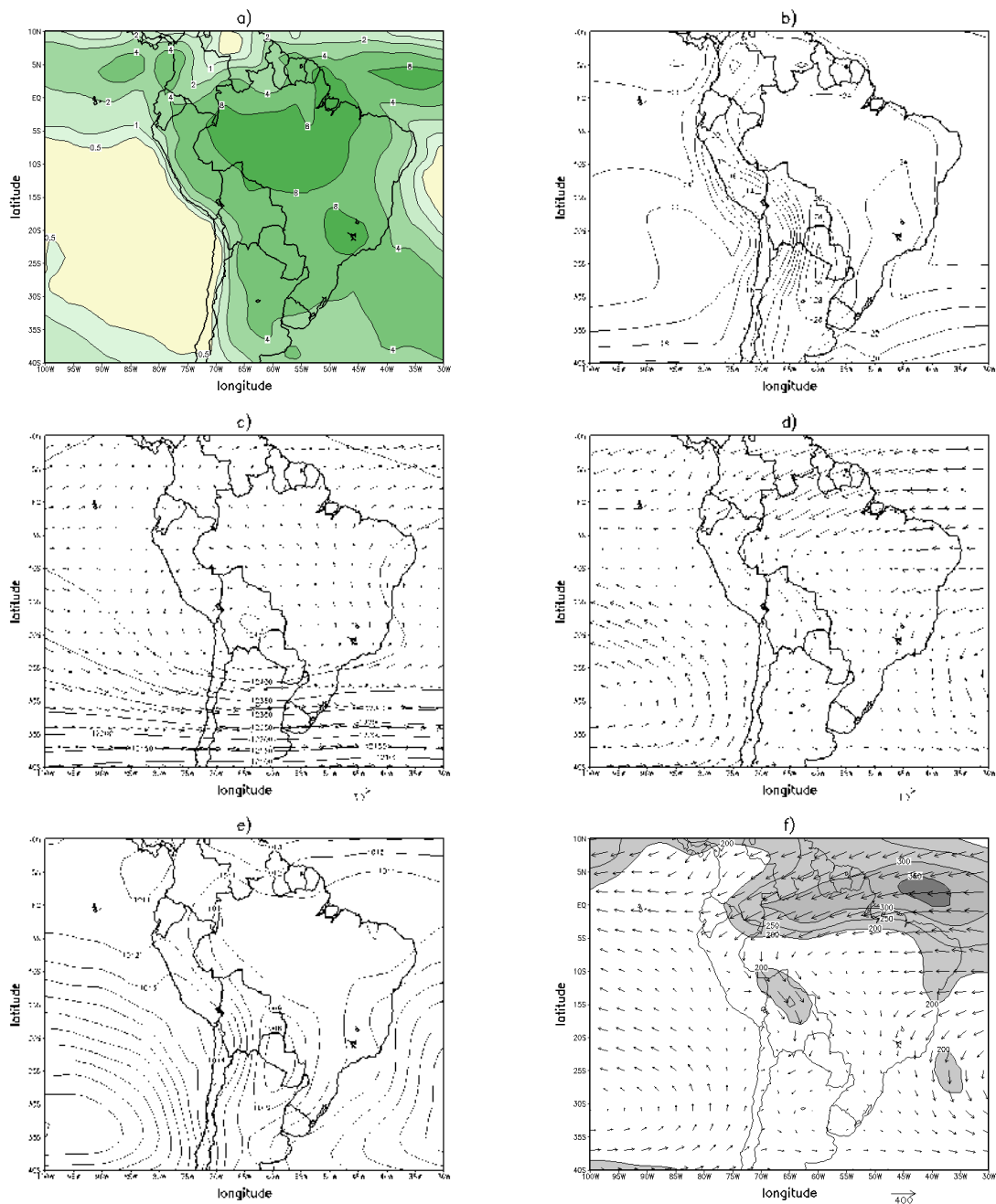


FIGURA 4.1 – a) Precipitação (mm dia^{-1}); b) temperatura da superfície (K); c) vento (m s^{-1}) e altura geopotencial (m) em 200 hPa; d) vento em 850 hPa (m s^{-1}); e) pressão ao nível médio do mar (hPa) e f) fluxo de umidade integrado na vertical (valores acima de $200 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ sombreados), para o mês de janeiro do período 1991-2000. Dados do GPCP para a precipitação e da reanálise do NCEP/NCAR para os outros campos.

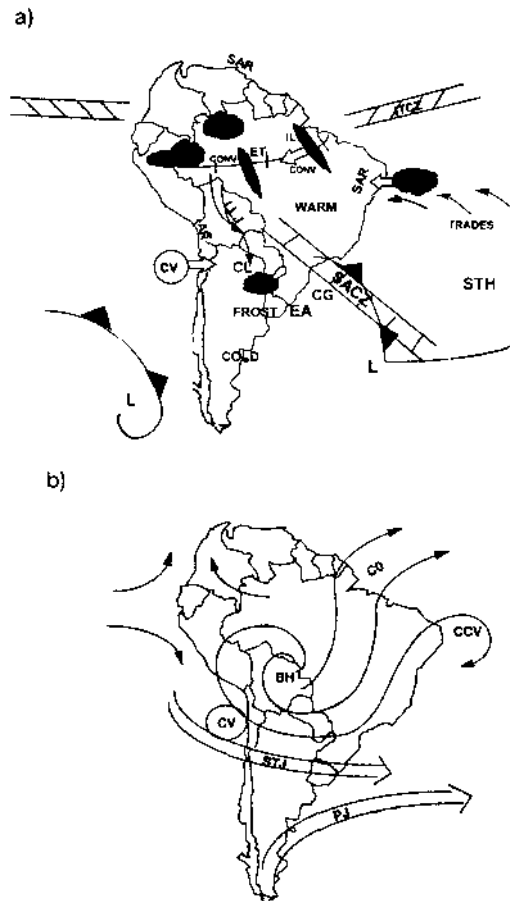


FIGURA 4.2 – Características da circulação atmosférica sobre a região da América do Sul: a) baixa troposfera e b) alta troposfera. (IL = linha de instabilidade, CL = baixa do Chaco, LLJ = jato de baixos níveis, ET = vaguada equatorial, AR = região árida, SAR = região semi-árida, MCC = complexos convectivos de mesoescala, CONV = atividade convectiva, CG = ciclogênese, STH = alta sub-tropical, EA = anticiclone extratropical, L = centro de baixa pressão, CV = vórtice ciclônico, BH = Alta da Bolívia, CCV = vórtice de núcleo frio, CO = escoamento cirrus, STJ = jato sub-tropical; PJ = jato polar).
 FONTE: Adaptado de Satyamurty et al. (1998).

No presente estudo são usados dois modelos regionais climáticos já citados, os quais estão descritos no Apêndice C e nas Tabelas 4.1 e 4.2. A área escolhida para realizar os diferentes experimentos climáticos corresponde à região compreendida entre 110° W a 20° W de longitude e entre 45° S a 15° N de latitude, centrada em 15° S e 65° W. É utilizada uma projeção mercator (Figura 4.3). A resolução utilizada é de aproximadamente 80 km. A área foi escolhida a fim de se evitar a proximidade das fronteiras à região de interesse (área continental) e possíveis interferências com a topografia. Devido às diferentes grades horizontais usadas pelos modelos, foi escolhida a área entre 100° W e 30° W e 40° S e 10° N, que cobre ambos os domínios dos modelos, para fins de avaliação e comparação. Além disso, os programas de pós-processamento em ambos os modelos gravaram os dados em níveis de pressão similares aos da reanálise e foram interpoladas horizontalmente a uma resolução de 1° x 1° (longitude, latitude) para facilitar as comparações. De forma similar foi realizada esta interpolação com os dados do GPCP e da reanálise do NCEP/NCAR.

TABELA 4.1 – Modelos regionais climáticos usados no estudo.

Modelo	Período	Resolução	Condições de fronteira	Topo
ETACLIM	jan1991-2000	80 km/38L	Reanálise NCEP/NCAR	25 hPa
RegCM3	jan1991-2000	80 km/18L	Reanálise NCEP/NCAR	70 hPa

Para obtermos as climatologias de ambos os modelos foi utilizada uma metodologia muito comum na modelagem climática para estudos do ciclo sazonal ou de mudanças climáticas. Nesta metodologia os modelos são integrados para os períodos de interesse (*timeslices*), os quais podem ser realizados em forma contínua durante anos ou em forma escalonada para uma estação ou mês do ano e para vários anos. No presente trabalho foi escolhida esta última alternativa. Isto se deve, principalmente, às limitações computacionais: tempo de integração e espaço em disco disponível para armazenar as informações resultantes das integrações. As integrações realizadas desta forma possuem limitações, sendo a maior delas o tempo de *spin-up* de poucos dias, onde as variáveis mais afetadas estão associadas às de superfície (umidade) que podem contribuir de forma desfavorável no desempenho dos modelos.

As simulações se iniciaram às 00Z do dia 15 de dezembro finalizando às 00Z do dia 1 de fevereiro do ano seguinte. Os primeiros 17 dias foram descartados para evitar problemas

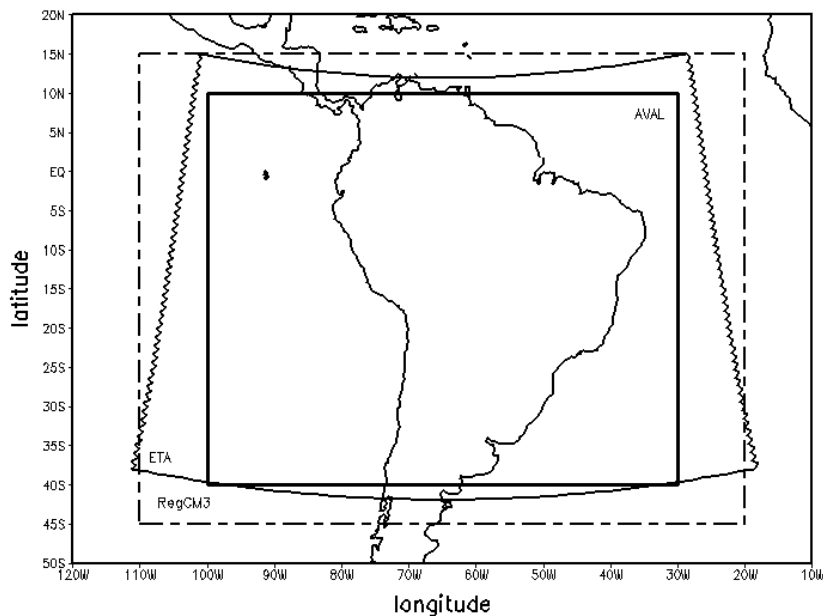


FIGURA 4.3 – Domínio dos modelos ETACLIM e RegCM3 e área comum de validação.

relativos ao *spinup*. Logo após, foi feita uma média para se obter a média climatológica dos modelos referente a janeiro do período de 1991-2000, a qual foi comparada com as observações (Figura 4.1). São consideradas como observações os dados da reanálise do NCEP/NCAR, no caso dos campos dinâmicos, e os produtos do GPCP para a precipitação (Huffman et al., 1997, 2000), com uma resolução espacial de $1^\circ \times 1^\circ$ (longitude, latitude).

As limitações e vantagens dos dados da reanálise do NCEP/NCAR foram anteriormente descritas no Capítulo 2. As limitações e vantagens de se usar dados do GPCP são dadas a seguir. Os dados do GPCP são resultado da combinação de observações em estações de superfície e dados estimados de satélites meteorológicos (Huffman et al., 1997, 2000). Desta forma, existe *bias* nas regiões onde há ausência de dados, similar aos dados da reanálise, e principalmente em áreas montanhosas sua validade é incerta.

Para avaliar modelos é necessário o uso de dados homogêneos em pontos de grade para as comparações diretas com as integrações. Estes estão ausentes nas observações de superfície devido à baixa densidade espacial das mesmas em escala continental. Outra limitação entre as saídas do modelo e as observações diz respeito à comparação feita entre uma média na grade do modelo e observações locais. No entanto existem áreas (Estado de

TABELA 4.2 – Principais características dos modelos regionais climáticos ETACLIM e RegCM3, implantados no CPTEC.

Características		ETACLIM	RegCM3
Coordenada vertical		η	σ
Grade horizontal		E	B
Dinâmica		Hidrostática	Hidrostática
Física	Microfísica	Ferrier	SIMEX/SUBEX
	Camada limite	Mellor-Yamada 2.5	Holstag
	Camada superficial	Mellor-Yamada 2.0	BATS/Zeng
	Processos de superfície	NOAH/OSU	BATS
	Convecção cumulus	BMJ/KF2	Grell/Kuo-Anthes
	Radiação	GFDL	CCM3
Fronteira		Upstream	relaxação exponencial
Finalidade/origem		clima/tempo	clima

São Paulo, por exemplo) onde esta rede é densa e pode ser útil quando comparada às saídas de modelos regionais de mais alta resolução espacial.

Em primeiro lugar foi desenvolvido um procedimento de aninhamento (geração de dados iniciais e de fronteira para um modelo de mesoescala) usando dados da reanálise do NCEP/NCAR. Os dados da reanálise do NCEP/NCAR, a intervalos de 6 horas para o período de estudo escolhido, foram interpolados à grade escolhida dos modelos e linearmente no tempo. A TSM foi interpolada na grade de ambos os modelos usando as médias mensais de Reynolds e Smith (1995). Dados, assim gerados, foram usados nas simulações numéricas que envolvem as OEs sobre a América do Sul.

Para definir a cobertura vegetal nas simulações utilizaram-se as classes de vegetação encontradas no modelo ETACLIM (Figura 4.4 a), que é definida em função do esquema Simplified Simple Biosphere (SSiB). A tabela 4.3 apresenta os tipos de vegetação do SSiB. Para utilizá-las no RegCM3 converteram-se as classes para o esquema Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) por meio de uma simples associação entre classes. Isto foi realizado para manter coerência entre ambos os modelos e também, porque no RegCM3 os arquivos da distribuição de cobertura vegetal se apresentam irrealísticos em

algumas regiões da América do Sul. Na mesma figura pode ser observada a topografia empregada pelos modelos.

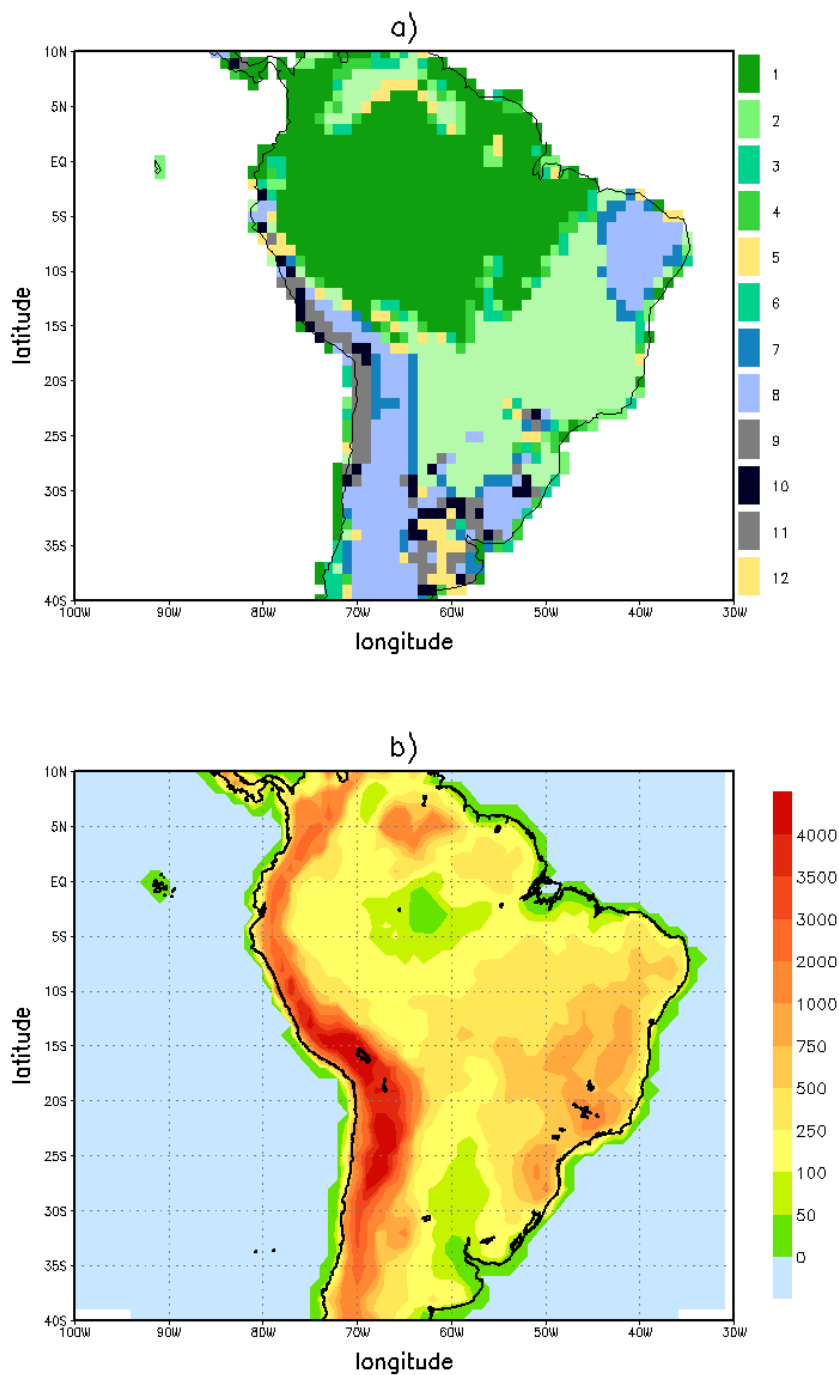


FIGURA 4.4 – a) Cobertura vegetal baseada no esquema SSiB (Tabela 4.3) e b) topografia (m) utilizadas nas simulações climáticas.

TABELA 4.3 – Classes de cobertura do terreno no esquema SSiB.

Classificação	Tipo
0	drenagem ou oceano
1	floresta tropical
2	floresta temperada
3	floresta mista
4	floresta de coníferas
5	floresta de lariços
6	savana-cerrado
7	campos extratropicais
8	caatinga
9	semi-deserto
10	tundra
11	deserto
12	cultivos
13	glacial

4.2.1 Avaliação Subjetiva

As avaliações foram feitas visualmente, comparando-se as médias mensais do mês de janeiro, para o período de 1991-2000, dos campos dinâmicos ou circulação em altos e baixos níveis (200 e 850 hPa). Na superfície foram discutidas a temperatura do ar a superfície, pressão na superfície e a precipitação. A reanálise do NCEP/NCAR e os dados do GPCP para o mesmo período foram consideradas como a realidade (Figura 4.1).

4.2.2 Avaliação Objetiva

Diferentemente dos MCGs o trabalho de validação da destreza dos modelos regionais climáticos não requer rodadas longas. Isto se deve ao fato que as características de grande escala estão fortemente restritas pelas condições de contorno. Em nosso caso são utilizados dados da reanálise do NCEP/NCAR considerados como fronteiras perfeitas, isto é, os modelos regionais não são afetados por fatores externos, o que facilita a detecção e quantificação de *bias* devido a erros sistemáticos na física do modelo (Christensen et al., 1997). Muito diferente no caso de se utilizar dados de MCGs, os quais têm defeitos particulares a cada um dos mesmos. Espera-se, então, mostrar que dinamicamente os campos gerados no interior do domínio escolhido são consistentes com os fornecidos pela reanálise. Porém, problemas associados à transmissão da informação nas fronteiras podem provocar processos de realimentação positivos, os quais geram mais inconsistências entre a climatologia simulada e a observada (Marbaix, 2000).

Basicamente, os modelos foram avaliados em três categorias: a primeira são os campos horizontais, através dos quais a dinâmica dos modelos é considerada, sendo que as variáveis escolhidas são: pressão ao nível médio do mar, a temperatura ao nível de 850 hPa e vento zonal ao nível de 200 hPa. Na segunda categoria são considerados os perfis verticais, onde ênfase é dada à física dos modelos. Nesta categoria foram avaliadas a temperatura, a umidade específica e o vento zonal. Finalmente, na última categoria são avaliadas a temperatura e precipitação devido à sua importância em estudos de sensibilidade, os quais são interessantes na detecção de erros sistemáticos nos esquemas de parametrização física (Christensen et al., 1997). Em todos os casos foram usadas as médias mensais das variáveis.

Para a avaliação espacial do desempenho dos modelos foram usados as seguintes estatísticas: o *bias* (erro sistemático), o erro quadrático médio (*rms*) e o coeficiente de correlação

(ρ). Então, para uma variável ϕ o *bias* é definido como a média temporal do erro, dado por:

$$bias = \frac{\sum_i [\phi_i^M - \phi_i^O]}{N_r} \quad (4.1)$$

onde o somatório é feito no domínio, N_r é o número de pontos considerados e M e O correspondem aos valores do modelo e das observações (reanálise), respectivamente. O *rms* (erro aleatório) e o coeficiente de correlação ρ são definidos como a média temporal de:

$$rms = \left[\frac{\sum_i (\phi_i^M - \phi_i^O)^2}{N_r} \right]^{1/2} \quad (4.2)$$

$$\rho = \frac{\sum_i (\phi_i^M - \phi^M)(\phi_i^O - \phi^O)}{\left[\sum_i (\phi_i^M - \phi^M)^2 \right]^{1/2} \left[\sum_i (\phi_i^O - \phi^O)^2 \right]^{1/2}} \quad (4.3)$$

Neste trabalho foram estudadas regiões específicas sobre a América do Sul (Figura 4.5). Com isto, pode-se ter uma idéia mais clara do desempenho dos modelos sobre estas regiões. Estas regiões foram escolhidas por sua importância seja econômica e/ou seus efeitos dinâmicos.

No caso da precipitação (média mensal) serão utilizados os seguintes índices objetivos para se avaliar a destreza dos modelos na simulação para o verão austral (janeiro), o *BIAS*:

$$BIAS = \frac{F}{O} \quad (4.4)$$

o Threat Score:

$$THRT = \frac{H}{F + O - H} \quad (4.5)$$

o Equitable Threat Score:

$$EQTS = \frac{H - CH}{F + O - H - CH} \quad (4.6)$$

$$CH = \frac{F * O}{im * jm} \quad (4.7)$$

e o Equitable Skill Score:

$$EQSS = W11 * P11 + W12 * P12 + W21 * P21 + W22 * P22 \quad (4.8)$$

onde,

$$\begin{aligned} P11 &= \frac{H}{im * jm}, & W11 &= \frac{im * jm - O}{O} \\ P12 &= \frac{O - H}{im * jm}, & W21 &= -1. \\ P21 &= \frac{F - H}{im * jm}, & W21 &= -1. \\ P22 &= \frac{im * jm - O - F + H}{im * jm}, & W22 &= \frac{O}{im * jm - O} \end{aligned}$$

onde, F é definido como o número de pontos previstos acima de certo valor; O é o número de pontos observados acima de certo valor; H é o número de pontos no qual a previsão e a observação estão acima de certo limite. CH representa o número de pontos esperados numa previsão aleatória. Os intervalos usados nesta avaliação foram: 2, 50, 100, 200 e 350 mm mês⁻¹. Os símbolos im e jm representam o número de pontos (longitude, latitude).

O Threat Score ($THRT$) dá uma idéia do acerto na distribuição espacial e quantitativa da previsão: valores iguais a 0 indicam que naquela posição não houve acerto, valores entre 0 e abaixo de 1 indicam um crescente grau de acerto na posição da previsão e valores iguais a 1 quando a previsão é igual ao observado. O Equitable Threat Score ($EQTS$) é similar ao $THRT$, mas considerando a chance aleatória de a previsão ser igual à observação, isto é, dá idéia da significância do $THRT$. Entretanto, podem existir algumas razões para um imperfeito $THRT$. Isto pode acontecer por haver muitos pontos acima de um limiar, ter poucos pontos ou os pontos estarem em localizações erradas. O

BIAS é capaz de definir se existem muitos ou poucos pontos acima de um limiar. Se o *BIAS* é menor que 1 indica que o modelo simula poucos pontos acima de um limiar ou sub-estima, se for maior que 1, o modelo simula muitos pontos acima do um limiar ou super-estima. No caso perfeito, igual a 1, o modelo acerta a observação. O *THRT* e o *BIAS* ajudam a verificar não somente que a quantidade total de precipitação é correta numa região, mas também, que o padrão de precipitação na região é o correto.

O *THRT* e o *BIAS* foram utilizados para avaliar a simulação para uma dada área (América do Sul) e quantidade (Threshold) de precipitação.

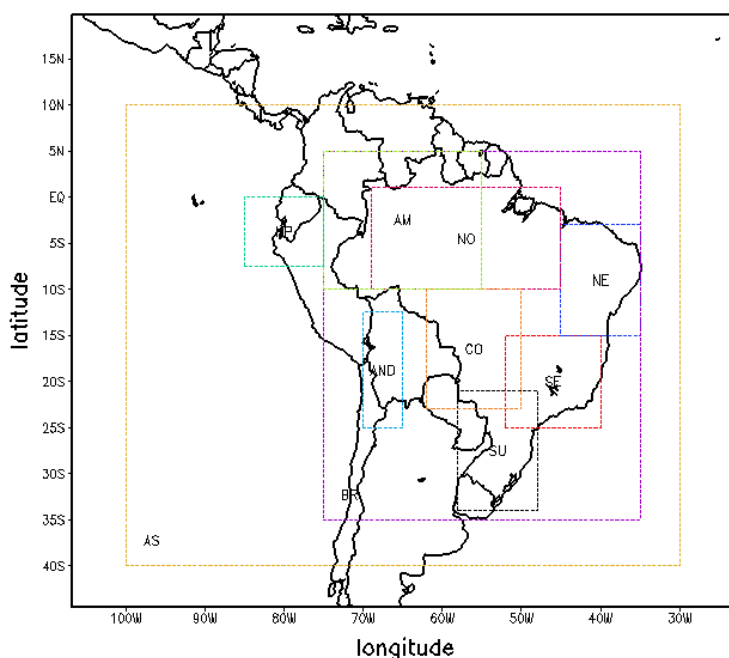


FIGURA 4.5 – Regiões de avaliação dos modelos ETACLIM e RegCM3. (AM=Amazônia, AND=Andes, AS=América do Sul, BR=Brasil, CO=Centro Oeste do Brasil, NO=Norte do Brasil,NE=Nordeste do Brasil, NP=Norte do Peru, SE=Sudeste, SU=Sul do Brasil).

4.3 Resultados

São avaliadas nesta seção as climatologias dos modelos ETACLIM e RegCM3 para o mês de janeiro do período 1991-2000 (10 anos), dando ênfase às características associadas as OEs atuantes na região da América do Sul.

4.3.1 Avaliação Subjetiva

As simulações da circulação em baixos e altos níveis, precipitação e temperatura são avaliadas visualmente comparando-se com as observações (Figura 4.1). Nas Figuras 4.6 e 4.7 são mostrados os campos médios do mês de janeiro de precipitação, temperatura da superfície, circulação em 200 e 850 hPa, pressão ao nível médio do mar e o fluxo de umidade integrado na vertical simulada pelos modelos, ETACLIM e RegCM3, respectivamente.

Em primeiro lugar é analisada a simulação do modelo ETACLIM (Figura 4.6). Em altos níveis a circulação difere na posição do vórtice do NEB, que se encontra mais para o interior, e na intensidade da AB, que é um pouco menor. Contudo, a posição do centro da AB é bem reproduzida. Em baixos níveis, observa-se uma circulação mais intensa da região equatorial para o oeste da Amazônia e logo formando um jato na encosta leste dos Andes, com máximos sobre a Bolívia, que transporta mais umidade da região tropical (Amazônia) para a região sudeste do Brasil. Isto favorece o estabelecimento de uma ZCAS mais intensa durante este período do ano, diminuindo o transporte de umidade e, por conseguinte, menos precipitação para o sul do domínio do que o observado. Este comportamento simulado é muito similar ao observado através do fluxo de umidade integrado na vertical, o qual qualitativamente é coerente, embora quantitativamente seja mais intenso sobre a região norte da Bolívia. O campo de precipitação simulado é consistente com os campos dinâmicos. Claramente é observada que a posição do vórtice do NEB mais para o interior do continente faz com que esta região seja mais seca que a observada, isto é, ocorre subsidência sobre a região.

A simulação errada da posição da ZCIT sobre o Atlântico, muito mais ao norte que a observada, pode ter provocado esta configuração incorreta. Destaca-se, também, que a ZCIT é muito mais forte no Pacífico que sua contraparte do Atlântico, super-estimando e sub-estimando, respectivamente, os valores do GPCP. São observados máximos de precipitação no lado leste do Andes e mínimos no norte do Paraguai e da Argentina. O máximo de precipitação sobre a região amazônica está deslocado mais ao oeste da sua posição observada, resultado da maior intensidade da circulação em baixos níveis vinda da região do Atlântico tropical. A análise objetiva pode indicar melhor a causa física de tal comportamento.

Em 850 hPa o modelo ETACLIM apresenta nas proximidades do litoral do Peru (10° S) ventos paralelos à linha de latitude em direção ao continente, os quais não são observados na reanálise. Entretanto, a análise dos mesmos em 700 e 925 hPa não apresenta tal

comportamento. Este erro sistemático pode ser associado à microfísica do modelo, já que nessa região se observa precipitação espúria resultado da condensação na escala da grade. O núcleo máximo desta precipitação encontra-se mais ao sul e provoca um giro ciclônico da circulação nesse nível que na média apresenta o comportamento observado anteriormente.

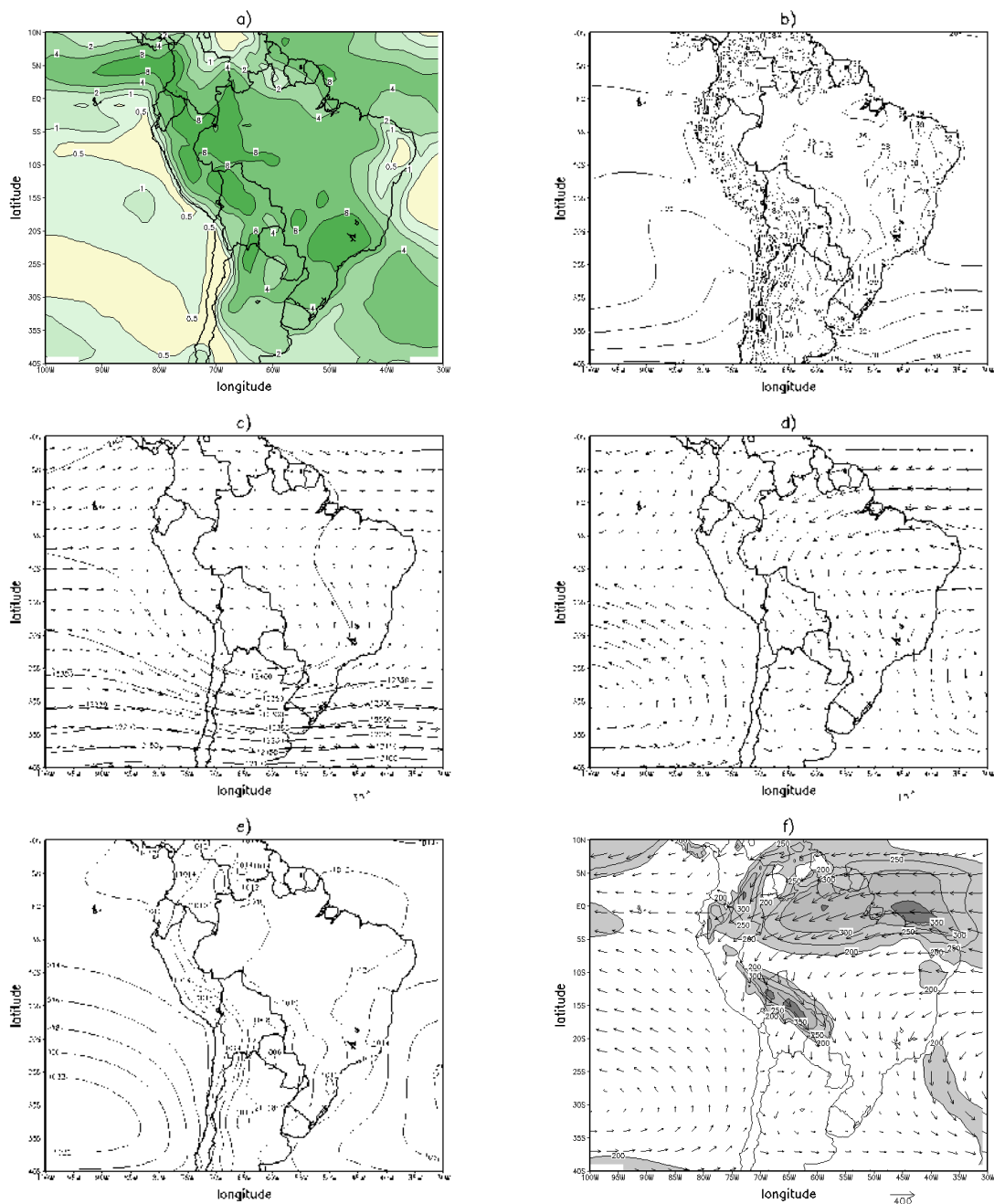


FIGURA 4.6 – Igual à Figura 4.1, para o modelo ETACLIM.

Na Figura 4.6f se observa mais nitidamente o transporte de umidade desde a região tropical para latitudes médias. A região seca ao norte da América do Sul é simulada com êxito pelo modelo; o *bias* sobre as áreas montanhosas é muito semelhante do observado no modelo operacional, apesar da diferente resolução usada (80 km vs. 40 km do operacional) e à melhor física incluída nesta versão do modelo. Aparentemente, isto pode ser atribuído à coordenada utilizada devido ao fato de que experimentos com a resolução do modelo operacional apresentam estas mesmas características, esta razão pode ser a explicação mais plausível.

Em geral, os campos dinâmicos simulados com o modelo ETACLIM são consistentes com a forçante (Figura 4.6a) e o campo de precipitação concorda com o observado, mas observam-se núcleos que podem estar associados ao esquema de convecção utilizado. Em geral a temperatura e pressão ao nível médio do mar sobre continente, são superiores ao observado. Destaca-se, que a temperatura sobre a região nordeste do Brasil é mais alta que a observada ($6^{\circ}C$) o que sugere que esta região seja mais seca que o observado. Estas diferenças podem indicar um problema com a parametrização dos processos de superfície do modelo (NOAH).

Na Figura 4.7 são mostradas as características climáticas simuladas pelo modelo RegCM3. Em altos níveis a AB é mais fraca e alongada meridionalmente, enquanto que sua posição está mais ao sul que o observado. O vórtice do NEB está localizado aproximadamente na sua posição climatológica. Em baixos níveis é observado na região da Bolívia um jato menos intenso estendendo-se até o centro do Paraguai e virando-se para oeste no norte da Argentina, em maior concordância com as observações. A circulação na região equatorial vinda do Atlântico é menos intensa. No campo do fluxo de umidade pode ser verificada uma concordância com estas circulações, isto é, fraco transporte de umidade da região equatorial do Atlântico para a região amazônica, menos intenso e alongado na encosta leste dos Andes centrais e mais ao sul, com máximos no nordeste e sudeste da Bolívia. Estas circulações são coerentes com a distribuição da precipitação simulada.

Os valores e a posição mais ao norte da ZCIT no Atlântico próximos ao observado e a atividade da ZCAS menos intensa, favorecem que a precipitação na região do NEB seja mais próxima do observada. Na ZCIT existe uma sub-estimação de precipitação no Atlântico. A super-estimativa da precipitação na região dos Andes (um problema muito comum nos modelos com coordenada sigma) e no sudeste do Brasil e ausência

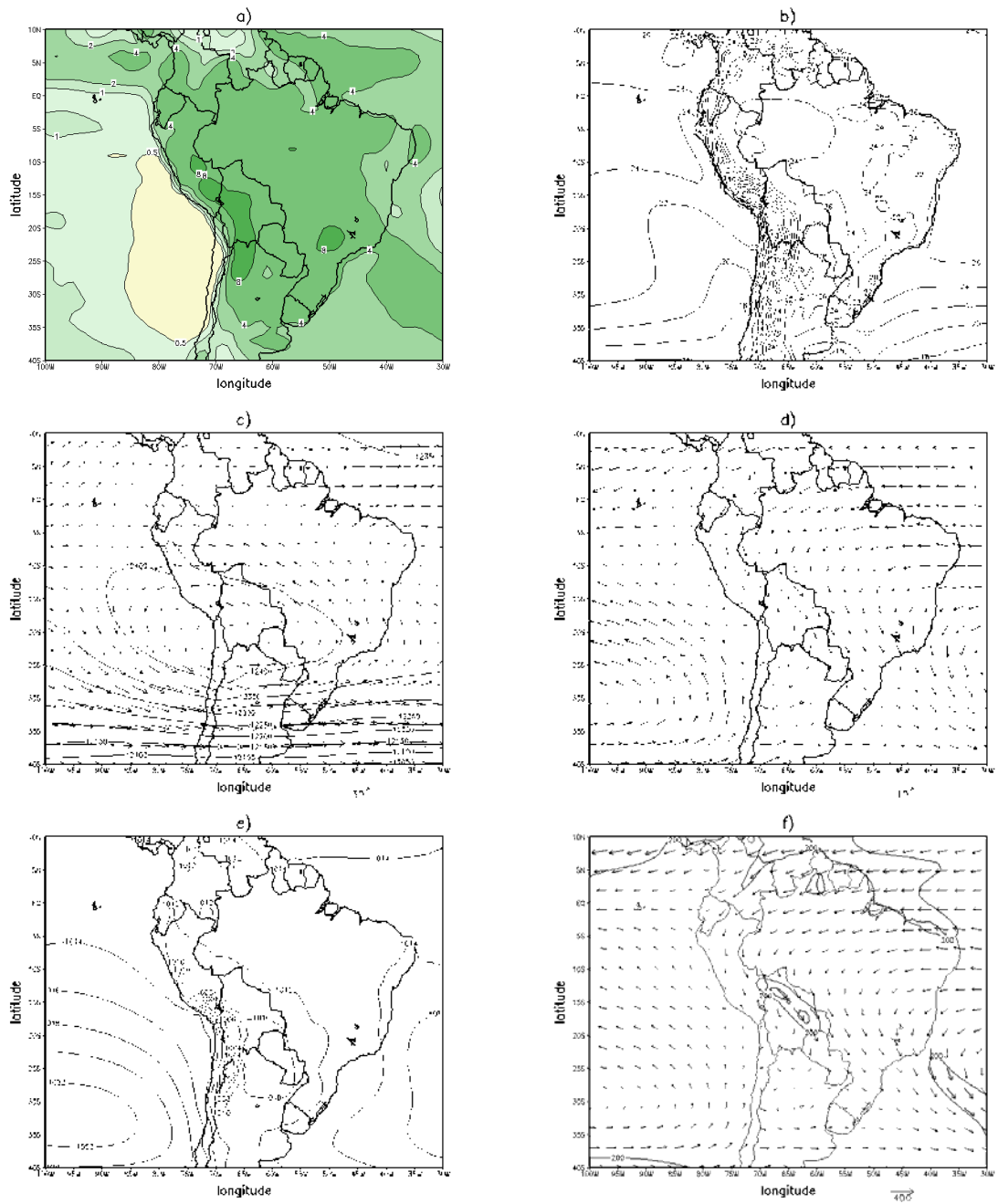


FIGURA 4.7 – Igual à Figura 4.1, para o modelo RegCM3.

de máximos na Amazônia concordam com a simulação da AB deslocada mais ao sul, alongada e fraca. A temperatura na superfície (pressão) sobre continente, principalmente na região tropical, mostra-se menor (maior) que o observado o que explicaria a menor precipitação associada. Sobre os oceanos as configurações da pressão para ambos os modelos são próximos ao observado.

Em ambas as simulações dos modelos, os campos de precipitação média mostram valores fracos sobre o oceano Pacífico, espúrios, muito próximos ao litoral, principalmente na simulação do ETACLIM. Este fato pode estar associado à microfísica em ambos os modelos, a qual é usada para resolver a precipitação de grande escala sem qualquer tipo de ajuste, o que pode ter provocado tais comportamentos. Adicionalmente, há irregularidade no campo de precipitação simulado pelo RegCM3 (individualmente para cada verão), não existindo áreas definidas claramente como no caso do ETACLIM. Experimentos com outras configurações do esquema da precipitação de grande escala mostram que este comportamento pode ser devido à microfísica explícita utilizada. Isto pode provocar problemas em experimentos de sensibilidade porque em regiões próximas os sinais seriam confusos. Com maior resolução (60 km) esta deficiência ainda persiste (resultados não mostrados). Aparentemente, este comportamento não existe em experimentos realizados em latitudes médias do HN, o que indica a necessidade de ajuste para a região da América do Sul.

4.3.2 Avaliação Objetiva

A seguir são analisadas de forma objetiva as diferenças encontradas entre as simulações dos modelos e as observações.

4.3.2.1 Campos Horizontais

Na Figura 4.8 o *bias* da pressão ao nível médio do mar é analisado para ambos os modelos. As características principais da região sul-americana são as presenças de duas altas sub-tropicais nos oceanos Pacífico e Atlântico e uma baixa térmica na região do Chaco (Paraguai). É observado que os modelos apresentam sobre os oceanos um *bias* positivo indicando uma maior intensidade das altas sub-tropicais simuladas, sendo esta maior sobre o oceano Pacífico. Na região do Chaco e parte tropical do continente são observadas diferenças entre as simulações dos modelos. Enquanto o ETACLIM mostra uma sub-estimativa nestas regiões o RegCM3 super-estima. Na cordilheira o RegCM3 sub-estima a pressão na maior parte dos Andes e o ETACLIM mostra ao lado leste uma

sub-estimativa, no entanto, no oeste desta há uma super-estimativa. O RegCM3 super-estima a pressão desde a Amazônia, norte e oeste do continente. Para o ETACLIM sobre a Amazônia há sub-estimativa e no sul do continente uma super-estimação. Sobre o continente as diferenças no *bias* podem estar associadas à forma de cálculo da pressão e, portanto, à coordenada vertical.

Através da estatística mostrada na Tabela 4.4 pode-se afirmar que, em geral, o ETACLIM apresenta os maiores índices de correlação comparado ao ReCM3 na maioria das regiões estudadas, a exceção do SE. No entanto, esta região apresenta menores valores de *rms* e *bias*. Como esperado, a correlação espacial é maior sobre os oceanos do que sobre o continente. Os menores valores de *rms* e *bias* do ETACLIM são encontrados na região amazônica e norte, entretanto, com valores de correlação menores as das outras áreas. O ETACLIM se apresenta superior na região do Andes se comparados os valores de correlação, *rms* e *bias*. Em geral, o *bias* indica que, a massa total dentro do domínio não é devidamente conservada, entretanto, este problema é muito comum em modelos de área limitada.

A Figura 4.9 mostra o *bias* da temperatura ao nível de 850 hPa. Como característica mais marcante, o RegCM3 apresenta um *bias* negativo em grande parte do domínio, enquanto que no caso do ETACLIM este *bias* limita-se, principalmente, ao oceano. Sobre os Andes os modelos apresentam *bias* positivo. No caso do RegCM3 núcleos máximos de *bias* negativos localizam-se no sudoeste do continente e NEB. Para o ETACLIM máximos valores de *bias* encontram-se sobre o Pacífico na posição da alta subtropical. Estes campos são consistentes com o observado nas análises do *bias* do geopotencial em 500 hPa (Figura 4.10). Os menores valores de *bias* são encontrados no ETACLIM, sendo que os *bias* positivos no campo da temperatura em 850 hPa são conectados aos do geopotencial. O *bias* negativo (positivo) da temperatura no RegCM3 (ETACLIM) pode estar associado a um menor (maior) fluxo de calor sensível da superfície para a atmosfera, ao geopotencial soma-se menor (maior) liberação de calor latente (precipitação). Isto ocorre principalmente sobre o continente na região tropical com o consequente decréscimo (aumento) da altura geopotencial. Isto é válido e consistente, observando-se as simulações da precipitação de ambos os modelos.

O *bias* do vento zonal em 200 hPa (Figura 4.11) é muito similar nas simulações dos modelos na parte norte do domínio. Os núcleos máximos do *bias* positivo encontram-se aproximadamente nas mesmas regiões. Entretanto, o *bias* do ETACLIM apresenta-se mais

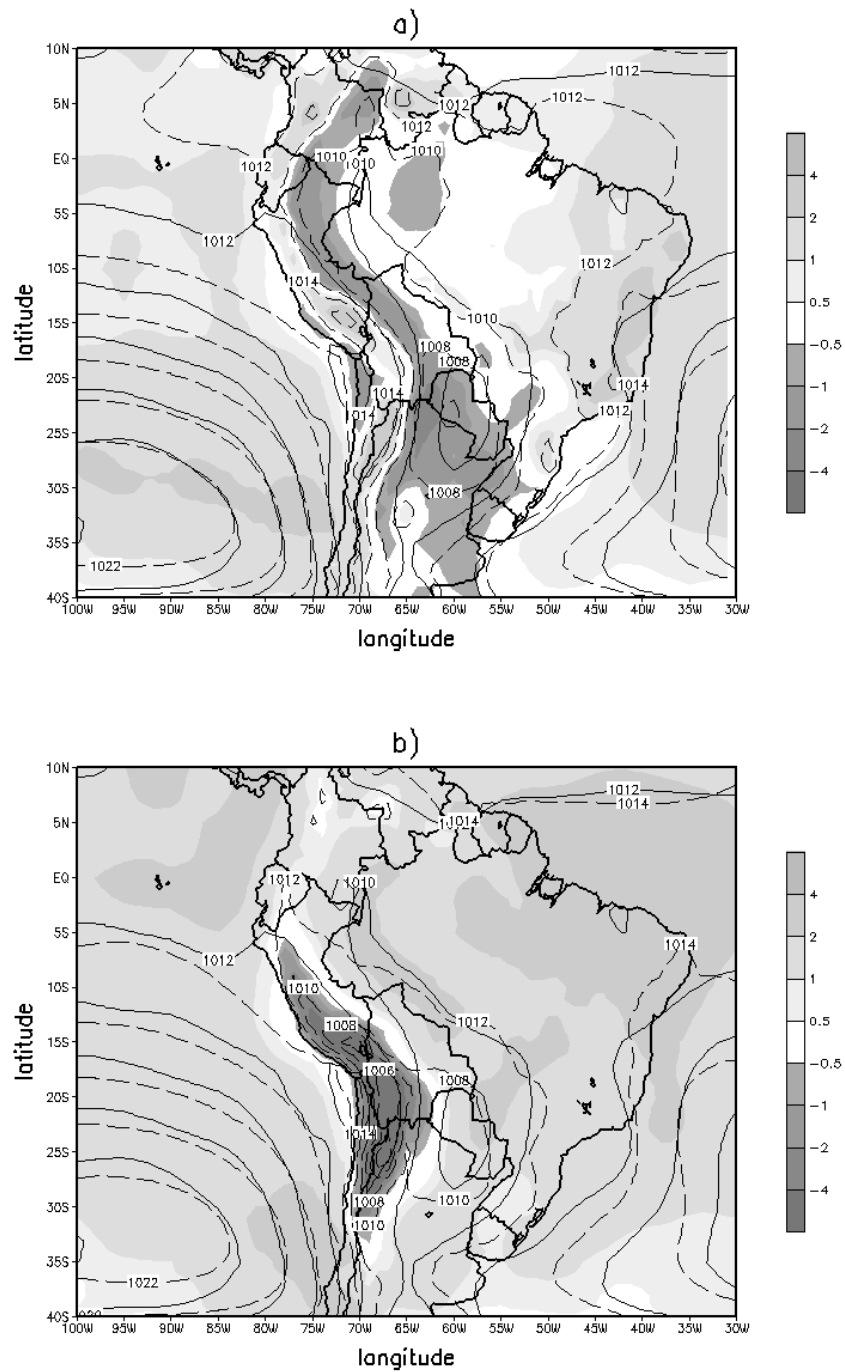


FIGURA 4.8 – Bias espacial (sombreado) da pressão ao nível médio do mar (hPa) da simulação do modelo: a) ETACLIM e b) RegCM3. Reanálise (linha contínua) e modelo (linha tracejada).

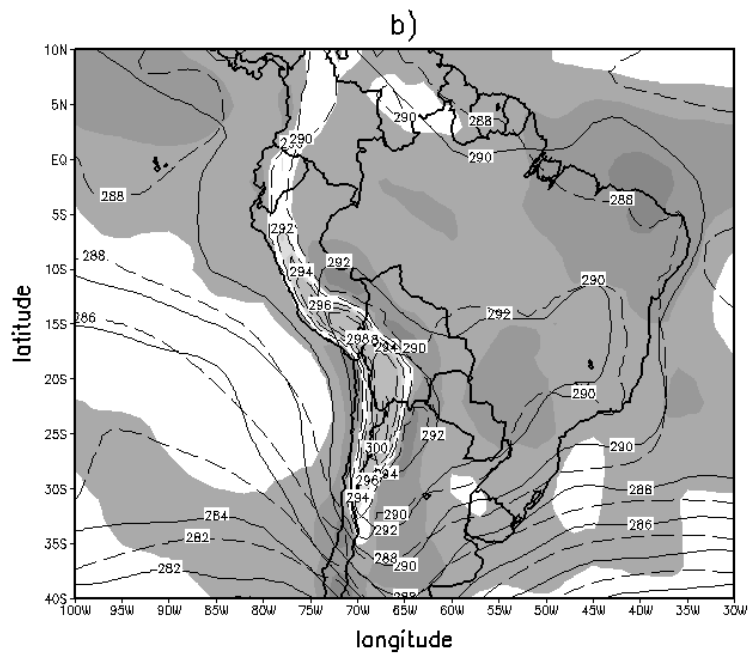
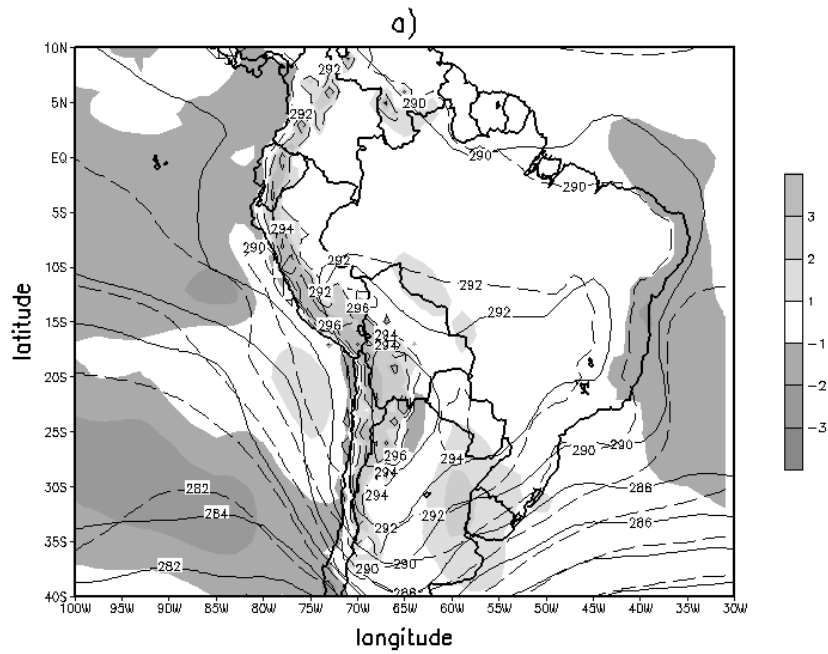


FIGURA 4.9 – Igual à Figura 4.8, para a temperatura (K) ao nível de 850 hPa.

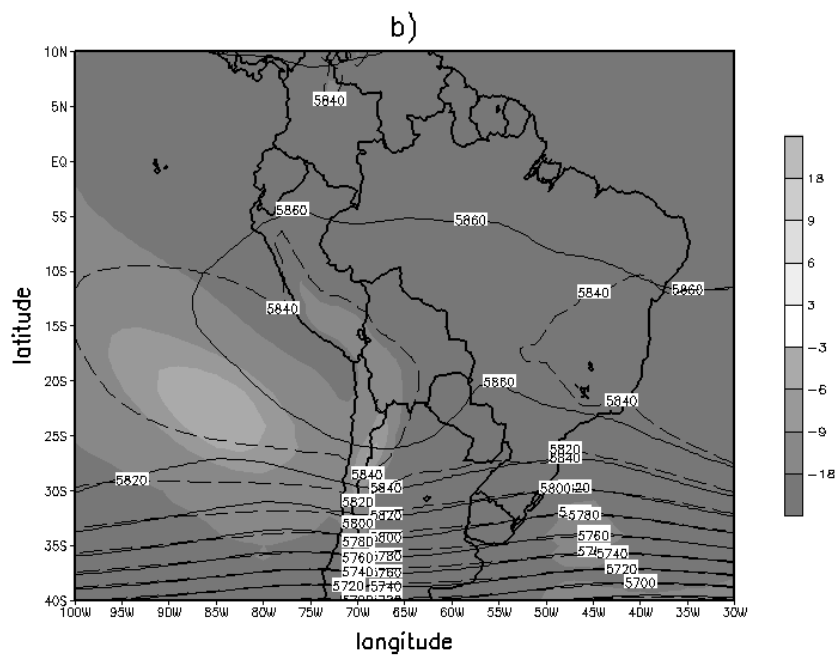
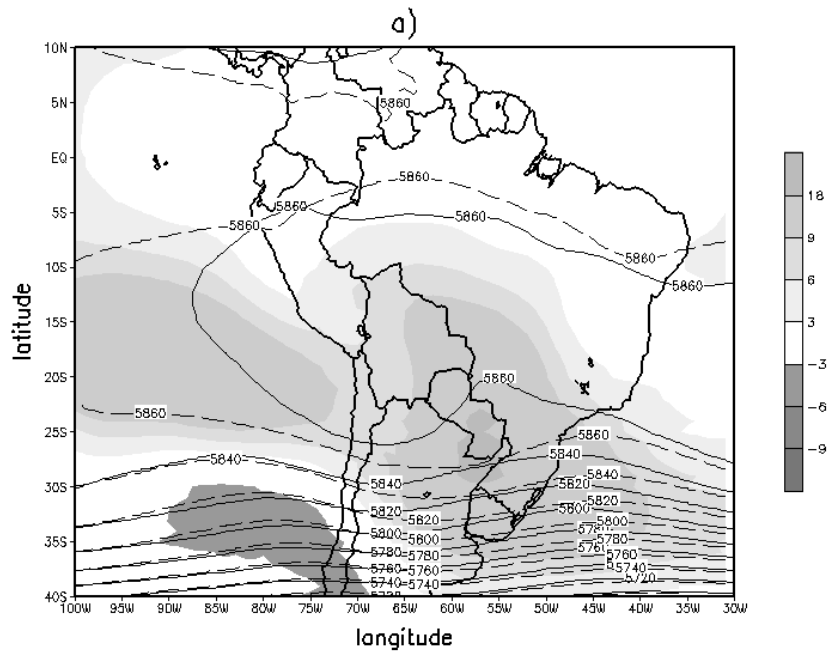


FIGURA 4.10 – Igual à Figura 4.8, para o geopotencial (m) ao nível de 500 hPa.

TABELA 4.4 – Correlação espacial, erro quadrático médio e *bias* espacial para pressão ao nível do mar para os modelos ETACLIM e RegCM3 para o mês de janeiro.

Area	ρ		<i>rms</i> (hPa)		<i>bias</i> (hPa)	
	ETACLIM	RegCM3	ETACLIM	RegCM3	ETACLIM	RegCM3
Oceano	0.86	0.60	1.25	1.72	1.14	1.61
Continente	0.69	-0.26	1.07	2.23	0.18	1.06
SU	0.95	0.95	0.66	1.44	-0.19	1.38
SE	0.89	0.93	1.37	1.66	1.12	1.64
NE	0.94	0.70	1.68	2.76	1.63	2.69
NO	0.47	0.43	0.56	2.15	0.15	2.12
CO	0.94	0.94	0.73	1.84	-0.01	1.77
BR	0.91	0.46	1.14	2.25	0.44	1.31
AM	0.70	0.45	0.73	1.73	-0.21	1.65
AND	0.79	-0.31	1.24	4.84	-0.09	-3.57
AS	0.97	0.90	1.17	1.94	0.74	1.40
NP	0.44	-0.16	1.05	1.39	0.32	1.06

intenso, principalmente no norte do Brasil. Na região sul do domínio, ambos os modelos apresentam sinais opostos, sendo que o ETACLIM sub-estima o vento zonal na região, principalmente sobre os oceanos. Entretanto, o RegCM3 o super-estima fortalecendo mais o jato. No centro oeste do domínio, o ETACLIM apresenta uma super-estimativa do vento, fortalecendo a circulação na região; enquanto que o RegCM3 super-estima os ventos de leste na região central. Isto provoca uma melhor definição da AB, porém com uma desintensificação ao norte da mesma no caso do ETACLIM. Para o RegCM3 o *bias* do vento zonal é consistente com o alongamento da AB mais para o oeste, com o conseguinte aumento da sua intensidade ao norte.

4.3.2.2 Perfis Verticais

A seguir são discutidos os *bias* para os perfis verticais médios da temperatura, umidade específica e vento zonal, os quais foram calculados tomando a média espacial no domínio. Na Figura 4.12 nota-se que o *bias* negativo da temperatura é maior no RegCM3, decaindo linearmente a partir de 900 hPa de seu valor (-1.8) até 600 hPa. A partir desse

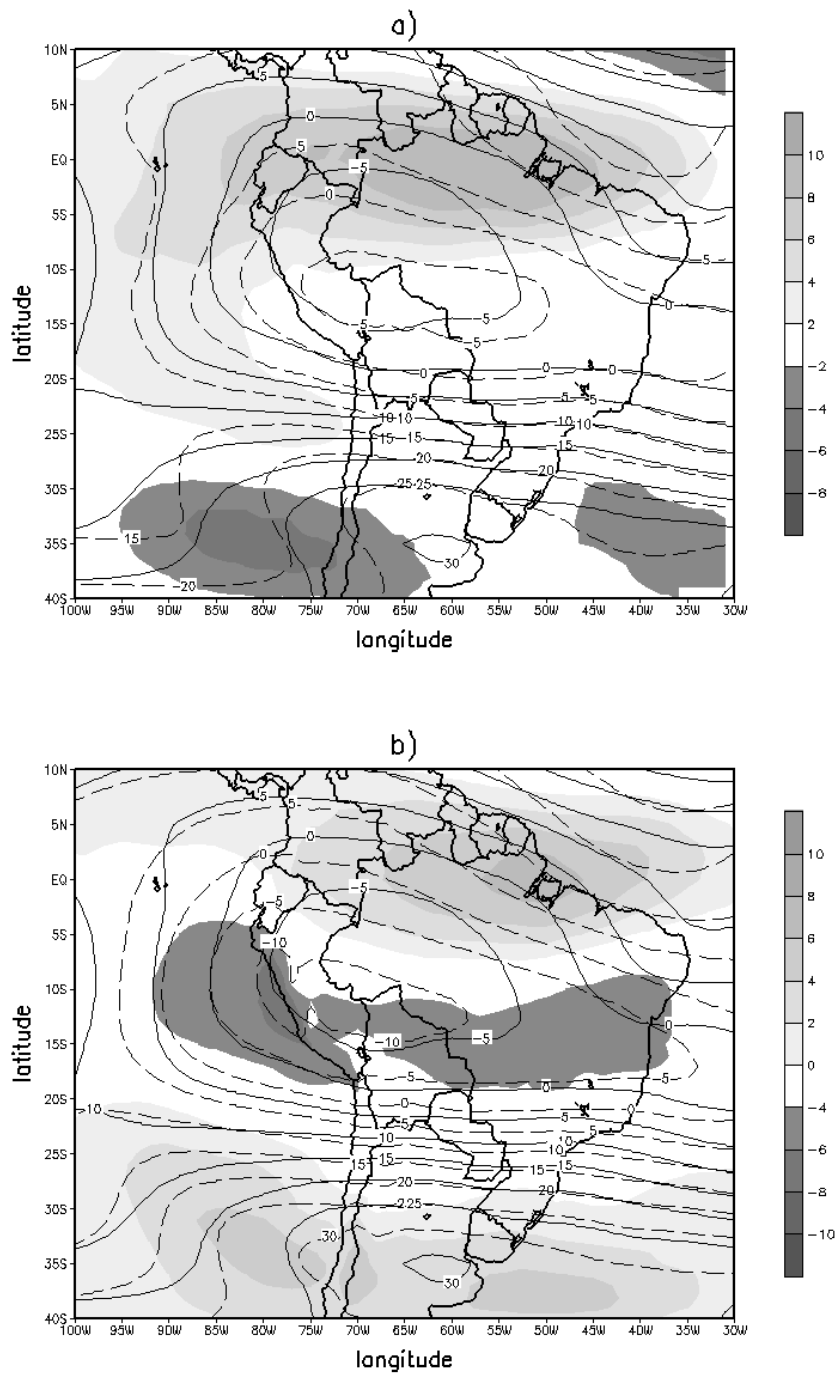


FIGURA 4.11 – Igual à Figura 4.8, para o vento zonal (m s^{-1}) ao nível de 200 hPa.

nível o *bias* é positivo, alcançando 0.5 em aproximadamente 200 hPa e aumentando acima de 2 na alta troposfera. Contudo, o ETACLIM apresenta valores baixos de *bias* nas proximidades da superfície até a média troposfera, acima desta um *bias* negativo é encontrado com um máximo em 300 hPa, e posteriormente o *bias* decai e torna-se positivo na alta troposfera, semelhante ao RegCM3. A atmosfera é mais seca nas simulações em ambos os modelos, desde a superfície até a média troposfera no modelo RegCM3 e no ETACLIM nas proximidades de 600 hPa. Estas características podem estar associadas à diferentes motivos nos dois modelos. No caso do RegCM3 estas podem estar associadas ao menor aquecimento devido à liberação de calor latente (precipitação). No ETACLIM (RegCM3) em baixos níveis há um *bias* negativo menor (maior) de temperatura, o qual pode estar associado à menor absorção de radiação solar nas camadas mais próximas ao solo ou aos processos associados à camada limite ou ambos os efeitos. Isto indicaria uma deficiência na parametrização destes processos ou a falta de ajuste dos mesmos para a região sul-americana.

A análise dos perfis verticais por regiões, como mostradas na Figura 4.13, é um pouco mais complicada. Em primeiro lugar, as escalas dos *bias* das variáveis foram aumentadas para que estes pudessem ser melhor analisados. Na alta troposfera, os perfis de temperatura de ambos os modelos são semelhantes em todas as regiões, apresentando ligeiras diferenças com o *bias* médio no domínio, isto é, manteve-se a sub-estimativa e super-estimativa notada anteriormente nos modelos ETACLIM e RegCM3, respectivamente. Os perfis do ETACLIM em baixos níveis mostraram algumas regiões onde o *bias* negativo foi menor (NO, AM). No RegCM3 manteve-se a estrutura média observada, isto é, um forte *bias* negativo nos baixos níveis. Em ambos os modelos, o *bias* sobre os Andes sempre foi positivo. O perfil de umidade mostrou uma tendência para a atmosfera simulada ser mais seca próxima da superfície e na média troposfera, no ETACLIM e RegCM3, respectivamente. A região sul se apresenta mais (menos) úmida nas simulações do ETACLIM (RegCM3). O perfil do vento zonal dos modelos, em baixos níveis a média troposfera é muito semelhante, a partir desse nível as diferenças são maiores, sendo observado maior cisalhamento vertical no ETACLIM, principalmente sobre as regiões NO, AM, NP o que concorda com a análise horizontal do vento sobre essas regiões. Em geral, os *bias* dos perfis por regiões (Figura 4.13) mostram concordância com os resultados encontrados no padrão vertical médio discutido anteriormente.

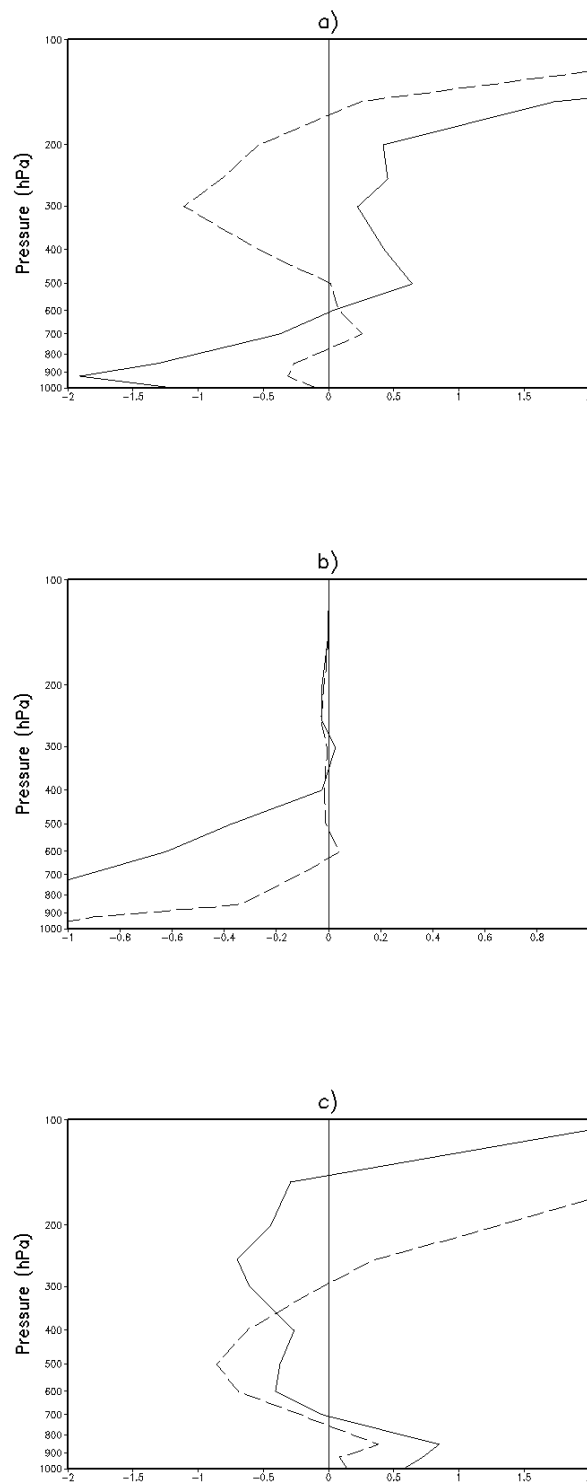


FIGURA 4.12 – Bias vertical para o domínio de AS: a) temperatura (K); b) umidade específica (g kg^{-1}) e c) vento zonal (m s^{-1}). ETACLIM (linha tracejada) e RegCM3 (linha continua).

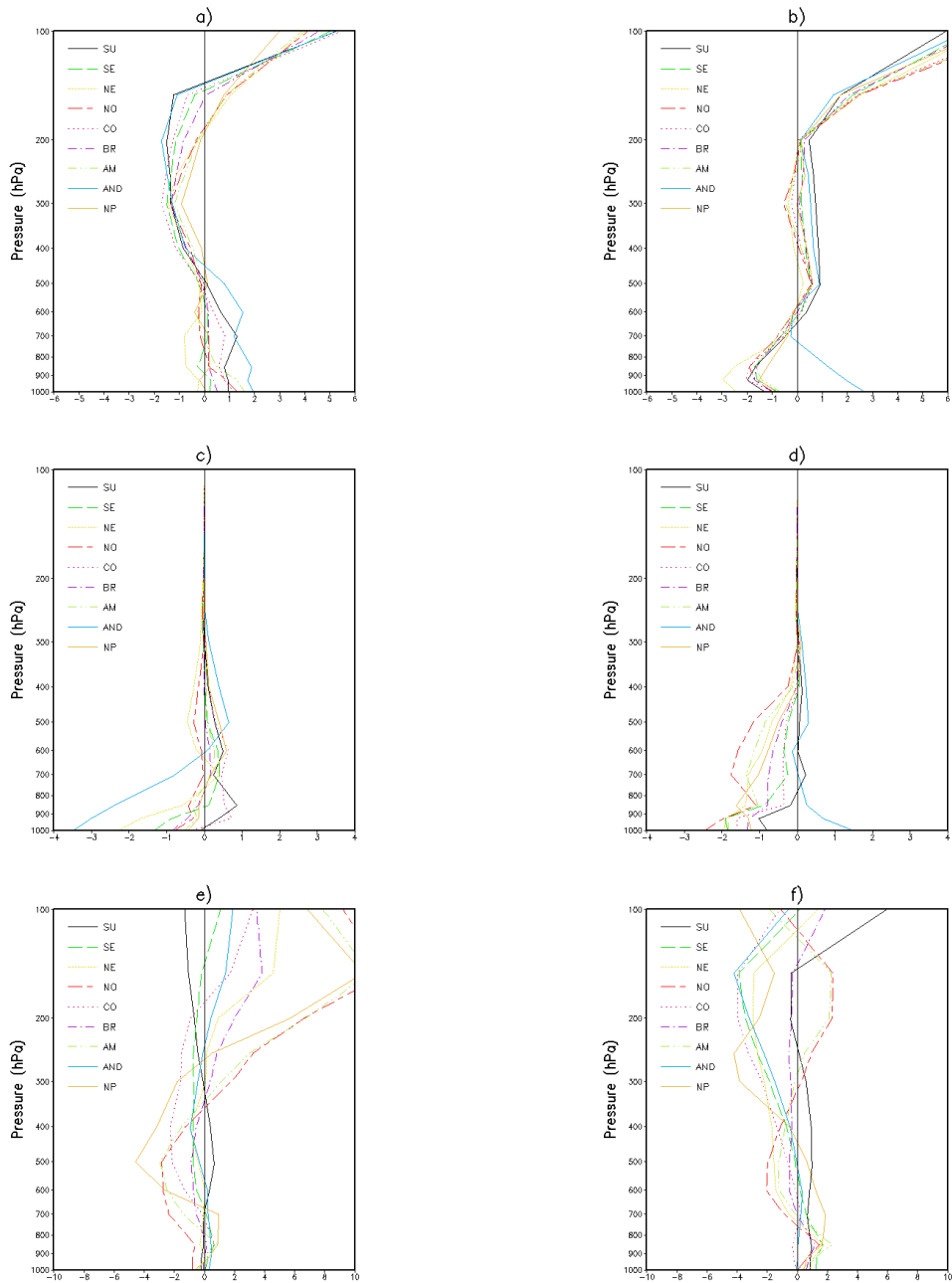


FIGURA 4.13 – Bias vertical regional para a temperatura (K): a) e b); a umidade específica (g kg^{-1}): c) e d); e o vento zonal (m s^{-1}): e) e f). Modelo ETACLIM (lado esquerdo) e RegCM3 (lado direito).

4.3.2.3 Temperatura da Superfície e Precipitação

Na Figura 4.14 analisa-se o *bias* dos modelos com respeito à temperatura da superfície. Sobre o oceano as diferenças são pequenas, o que se deve basicamente ao fato de que os modelos e a reanálise são forçados pela mesma TSM e as diferenças entre eles podem ser atribuídas à resolução espacial. No continente observam-se comportamentos diferentes entre os modelos, enquanto que o ETACLIM super-estima a temperatura em grande parte deste o RegCM3 a sub-estima na região do Chaco, NEB e Andes, e em ambos os lados do mesmo apresenta uma super-estimação. A explicação do comportamento observado nos Andes pode ser atribuído à diferente coordenada vertical dos modelos. Enquanto que no RegCM3 a coordenada sigma com maior resolução que a da reanálise provoca uma sub-estimação nas partes mais altas do Andes e uma super-estimação nas laterais do mesmo, o ETACLIM devido ao formato de escada da sua coordenada vertical gera uma super-estimação na maior parte.

A super-estimativa da temperatura no continente, simulada pelo ETACLIM, pode ser atribuída à maior radiação solar incidente, como mencionado anteriormente. Isto pode ser provocado por uma deficiência ou falta de ajuste no esquema de radiação, como também do esquema dos processos de superfície usado. Testes realizados utilizando-se um melhor esquema de radiação solar mostraram uma diminuição da radiação incidente à superfície, porém um *bias* positivo na temperatura ainda se mantém. O aperfeiçoamento da parametrização dos processos de superfície poderia diminuir este problema. Também, no caso do RegCM3 o *bias* negativo pode ser associado ao esquema de superfície. Uma excessiva umidade no solo pode contribuir para a diminuição da temperatura sobre o continente na região tropical onde o *bias* é pequeno.

Na Tabela 4.5 a estatística mostra altos valores de correlação do RegCM3 em geral superiores ao do ETACLIM, como também, menores valores de *rms* e *bias*. Em todas as regiões existe uma super-estimação da temperatura na superfície na simulação do ETACLIM e uma sub-estimação na do RegCM3.

A Figura 4.15 mostra o *bias* da climatologia da precipitação simulada por ambos os modelos. Destaca-se que a ZCIT no Pacífico é super-estimada (sub-estimação) pelo ETACLIM (RegCM3), entanto que os modelos apresentam uma sub-estimação da precipitação da ZCIT no Atlântico. Nos Andes são encontrados *bias* positivos em ambos os modelos. Estas anomalias concentram-se na encosta leste dos mesmos no ETACLIM e na parte mais alta destes no RegCM3. Este problema é muito comum em modelos que usam coor-

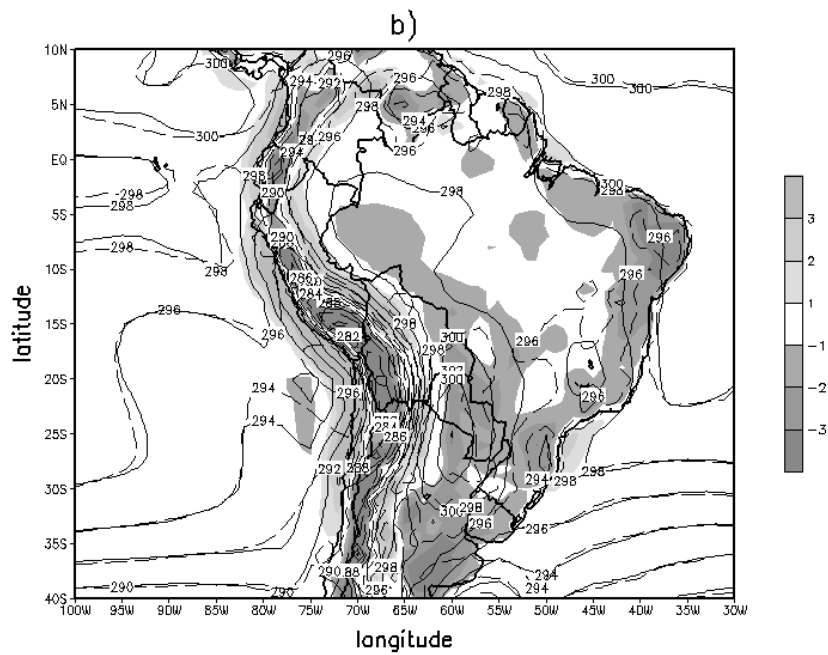
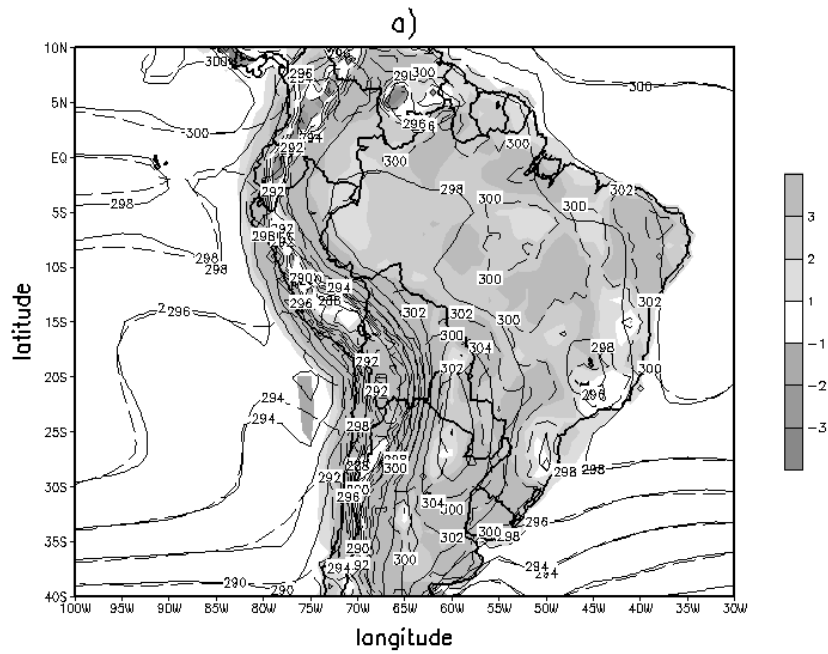


FIGURA 4.14 – Igual à Figura 4.8, para a temperatura de superfície (K).

TABELA 4.5 – Correlação espacial, erro quadrático médio e *bias* espacial da temperatura na superfície para os modelos ETACLIM e RegCM3 para o mês de janeiro.

Area	ρ		<i>rms</i> (K)		<i>bias</i> (K)	
	ETACLIM	RegCM3	ETACLIM	RegCM3	ETACLIM	RegCM3
Oceano	0.68	0.71	0.67	0.67	0.15	0.15
Continente	0.49	0.65	3.51	1.99	2.89	-1.01
SU	0.91	0.81	2.92	1.62	2.57	-1.17
SE	0.45	0.79	2.17	1.28	1.81	-0.86
NE	0.52	0.58	2.68	2.13	2.24	-1.59
NO	0.37	0.75	2.68	0.95	2.58	-0.75
CO	0.87	0.86	3.14	1.44	3.04	-1.18
BR	0.81	0.87	3.16	1.79	2.37	-0.55
AM	0.66	0.69	2.92	1.09	2.63	-0.51
AND	0.77	0.89	6.20	3.43	5.55	-0.37
AS	0.82	0.91	2.41	1.42	1.34	-0.26
NP	0.30	0.72	3.18	1.88	2.03	0.31

denada vertical eta e sigma, como é o presente caso, sendo sempre um desafio conseguir sua eliminação. Na região sudeste, um *bias* positivo também é observado em ambas as simulações com maior intensidade no ETACLIM. Na maior parte do Brasil os modelos apresentam *bias* negativo, com máximos no norte do Pará.

Na Tabela 4.6 os índices estatísticos mostram que as correlações são relativamente altas no domínio como um todo, sendo um pouco maiores no ETACLIM. Regionalmente as correlações são variáveis, em geral os *bias* são negativos e *rms* é maior sobre os Andes, para ambos os modelos. No caso do ETACLIM nota-se um melhor desempenho na simulação da precipitação na região sul, sudeste do Brasil e norte do Peru, enquanto que o RegCM3 a correlação é maior no sul, Amazônia e norte do Peru.

Adicionalmente, são mostrados (Figura 4.16) os índices que avaliam a destreza na simulação das categorias de precipitação (fracos, leves, moderados e fortes). Nota-se que ambos os modelos têm igual desempenho do *bias* nas categorias das precipitações leves a médias (2, 50, 100, 200 mm mês⁻¹), mostrando uma super-estimativa em valores su-

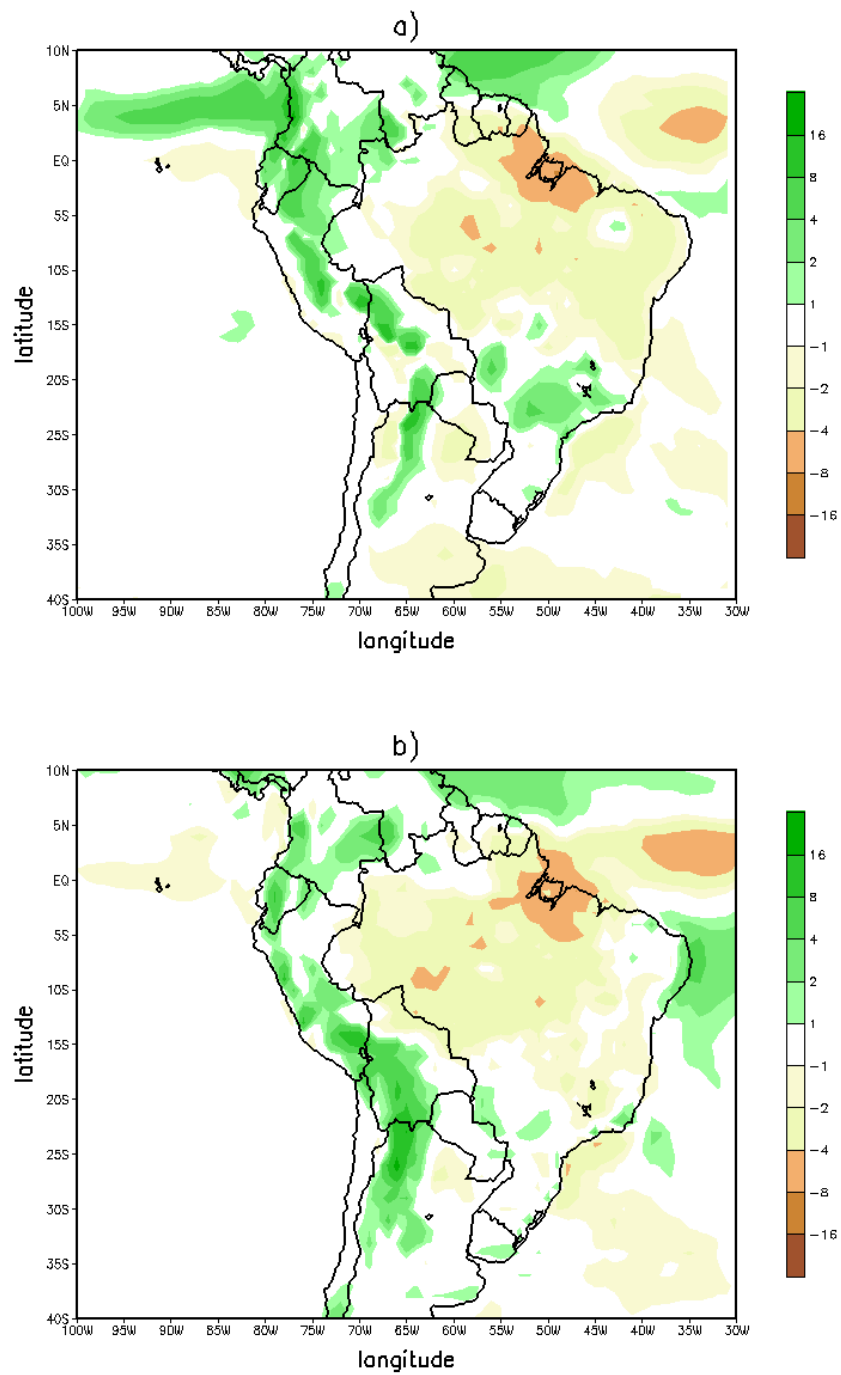


FIGURA 4.15 – Bias espacial (sombreado) da precipitação (mm dia^{-1}) para o modelo: a) ETACLIM e b) RegCM3. Para o mês de janeiro de 1991-2000.

periores a 200 mm mês^{-1} . Os índices de *THRT*, *EQTS* e *EQSS* mostram uma ligeira superioridade do ETACLIM em detectar categorias superiores a 200 mm mês^{-1} , havendo um decaimento para as outras categorias. Estes gráficos indicam que os modelos são capazes de capturar a posição espacial das categorias de precipitações leves a médias com igual sucesso, entretanto, encontram dificuldade para capturar às de grande porte. Estes resultados são concordantes com os resultados de modelos de previsão de tempo, devido ao fato de ser difícil de prever o ponto exato onde a precipitação forte vai acontecer.

TABELA 4.6 – Correlação espacial, erro quadrático médio e *bias* espacial da precipitação para os modelos ETACLIM e RegCM3 para o mês de janeiro.

Area	ρ		<i>rms</i> (mm d ⁻¹)		<i>bias</i> (mm d ⁻¹)	
	ETACLIM	RegCM3	ETACLIM	RegCM3	ETACLIM	RegCM3
Oceano	0.67	0.41	1.55	1.29	0.04	-0.07
Continente	0.75	0.32	2.55	2.61	-0.42	-0.24
SU	0.89	0.81	1.49	1.11	0.12	0.09
SE	0.88	0.69	1.99	1.73	-0.01	-0.99
NE	0.69	0.52	2.25	1.65	-1.77	-0.16
NO	0.29	0.40	3.08	3.26	-2.41	-2.87
CO	0.39	0.26	1.93	1.98	-0.47	-1.10
BR	0.69	0.55	2.30	2.54	-0.70	-0.63
AM	0.69	0.70	2.19	2.30	-0.44	-1.03
AND	0.75	0.53	3.79	5.51	0.99	3.19
AS	0.76	0.76	2.05	1.95	-0.14	-0.15
NP	0.88	0.77	2.80	1.88	1.04	0.59

4.4 Sumário

Realizou-se um estudo numérico usando dois modelos regionais implantados no CPTEC, para avaliar as simulações das circulações quase-estacionárias presentes durante o verão austral. Para isto, os modelos foram integrados por 45 dias (janeiro), para o período de 1991 a 2000 (10 anos). Os modelos utilizados neste trabalho, o ETACLIM e o RegCM3, apresentam diferenças significativas na física e na dinâmica o que é desejável para testar

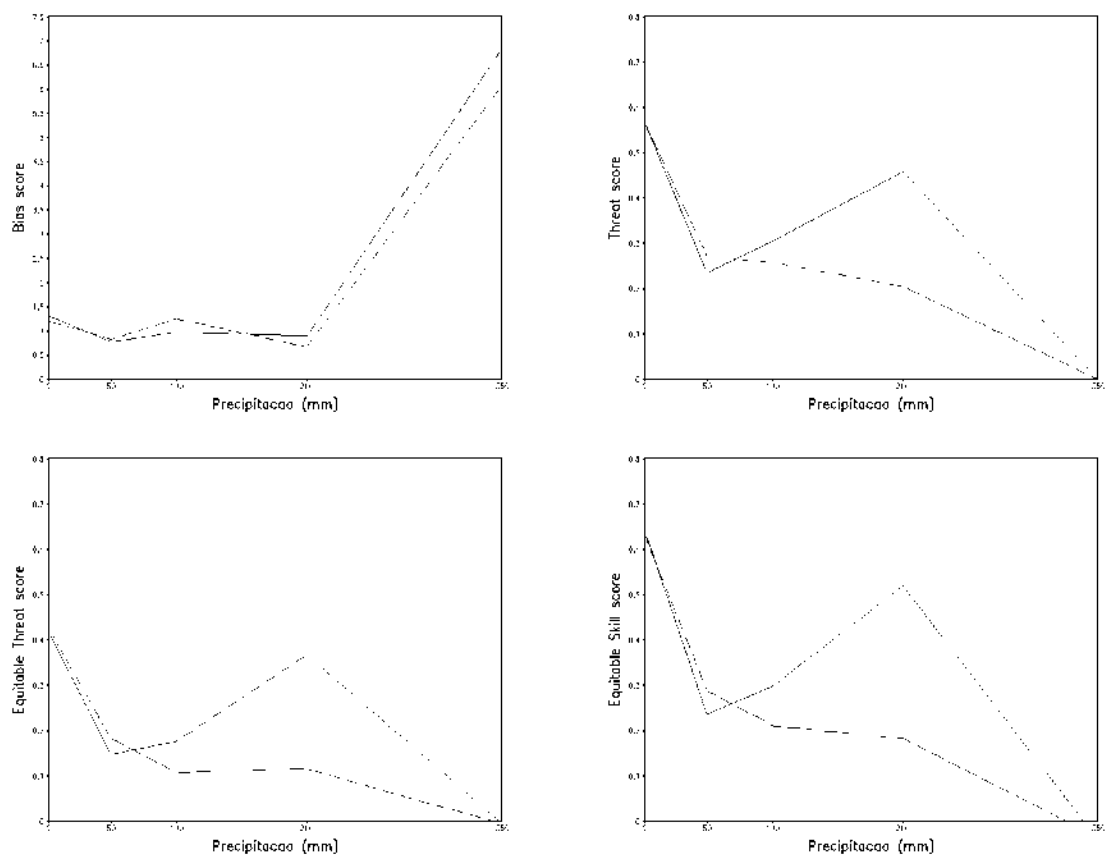


FIGURA 4.16 – Avaliação das categorias de precipitação (mm): a) *BIAS*; b) *THRT*; c) *EQTS* e d) *EQSS*. ETACLIM (linha contínua) e RegCM3 (tracejada).

alguma hipótese. Ao se usar modelos diferentes e que fornecem a mesma resposta ao mesmo fenômeno pode-se ter certeza de que o efeito é devido ao fenômeno e não à ferramenta.

Foi realizada uma avaliação das integrações dos modelos, encontrando-se que ainda é necessário maior ajuste dos modelos para reproduzir com maior fidelidade o clima regional. Apesar disso, os resultados apresentam uma concordância relativamente boa com as observações. As deficiências encontradas podem ser atribuídas à escolha incorreta dos parâmetros utilizados, principalmente, aos associados à convecção devido a sua incerteza. Porém, não se descarta a falta de ajuste nas parametrizações de processos de superfície e da radiação. Destaca-se que os valores dos parâmetros usados nas parametrizações de convecção cumulus foram determinados para rodadas longas de integração, os quais não são necessariamente úteis em rodadas em modo tempo.

Para estudos climáticos a seguinte relação deve ser mantida (Giorgi e Mearns, 1999):

$$\frac{\partial T_R}{\partial t} \approx \frac{\partial T_C}{\partial t} \quad (4.9)$$

A Equação 4.9 associa as tendências de temperatura devidas aos processos advectivos e de condensação (T_C) e as de aquecimento radiativo (T_R), isto é, para rodadas em modo clima ambas as taxas devem ser aproximadamente iguais o que implica que conforme as integrações são estendidas no tempo os processos devidos à transferência radiativa têm igual valor aos dos processos advectivos e de condensação (convectivos e de grande escala). Entretanto, em modo tempo a seguinte relação é válida:

$$\frac{\partial T_R}{\partial t} \ll \frac{\partial T_C}{\partial t} \quad (4.10)$$

Nesta relação os processos advectivos e de condensação são mais importantes, já que para intervalos de período curto os efeitos radiativos são menos importantes. Por isso, pode-se assumir que um modelo que mantenha a relação 4.9 é útil para fazer estudos de clima. Uma taxa T_R menor que T_C em rodadas longas de um modelo indicaria que os processos radiativos (transferência de radiação) não são o suficientemente sofisticados para esta escala temporal.

Isto é relevante porque nesta validação foi utilizado um modelo de tempo modificado para

a realização de integrações em modo clima (ETACLIM) sem alterar os códigos de transferência radiativa do mesmo. Encontrou-se que para as integrações de aproximadamente 45 dias não existem indicações de que a relação dada pela equação 4.9 fosse inválida. Apenas os campos verticais mostram um *bias* negativo da temperatura na atmosfera inferior e um *bias* positivo na temperatura da superfície indicando que as parametrizações da radiação e dos processos físicos na superfície precisam ser melhoradas. Em integrações contínuas mais longas os *bias* tenderiam a aumentar, prejudicando desta maneira a simulação ou previsão. Devido a isto, atualmente, correções no esquema de radiação no modelo ETA estão em desenvolvimento no CPTEC. No caso do RegCM3 o *bias* negativo observado na atmosfera inferior e na temperatura da superfície indicaria que os processos na camada limite e de superfície devem ser melhorados. Explicações diversas podem ser atribuídas as causas dos *bias* encontrados, entretanto estas só podem verificar-se analisando isoladamente cada um dos processos físicos envolvidos, neste trabalho isto não foi realizado.

Ao serem forçados pela reanálise do NCEP/NCAR foram diminuídas as possíveis influências externas sobre o domínio, porém, a mesma não deixa de ser o resultado de um modelo e pode, em menor grau, ter influenciado nos resultados obtidos.

As simulações da circulação quase-estacionária de verão sobre a AS dos modelos apresentaram diferenças e semelhanças significativas. A primeira, refere-se a simulação da AB. O modelo ETACLIM conseguiu na média simular sua localização climatológica. Entretanto, o vórtice do NEB ficou ainda mais intenso e ainda mais ao interior do continente do que o observado. Em baixos níveis a circulação proveniente da região Amazônica para o sul/sudeste do Brasil foi coerente com o observado. Já o modelo RegCM3 em altos níveis localiza a AB mais ao sul e menos intensa que o observado e o vórtice é posicionado corretamente no leste do NEB. Em baixos níveis o escoamento na região norte da Argentina é mais meridional com giro para sudoeste.

As características descritas têm implicações nas simulações da distribuição da precipitação dos modelos. Enquanto o modelo ETACLIM posiciona os máximos na região oeste da Amazônia e no sudeste do Brasil e em menor grau sobre os Andes, o RegCM3 apresenta uma deficiência na simulação da precipitação na bacia amazônica e uma convergência artificial nos Andes centrais, que é muito forte na região sudeste/sul do Brasil. No caso do ETACLIM, isto faz com que haja uma melhor representação da circulação em baixos e altos níveis. Porém, o posicionamento mais ao norte da ZCIT no Atlântico faz com que

a região NEB seja mais seca que o observado. No caso do RegCM3, a menor liberação de calor latente na região Amazônica provoca por compensação dinâmica que a circulação anticiclônica em altos níveis se desloque mais ao sul. Entretanto, uma melhor distribuição da ZCIT no Atlântico favorece que a precipitação simulada no NEB seja muito mais próxima do observado. Fisicamente, as distribuições de precipitação (calor latente) sobre o continente contribuíram para estabelecer a dinâmica dentro dos domínios de integração.

As simulações do modelo ETACLIM mostraram uma ligeira superioridade sobre as do RegCM3, quando avaliadas através de índices estatísticos, principalmente, da correlação espacial da precipitação.

Em geral, as simulações dos modelos ETACLIM e RegCM3 são consistentes dinamicamente com a reanálise do NCEP/NCAR, diferindo apenas em aspectos mais regionais, devido à diferença de resolução entre a forçante e a dos modelos como esperado. Os resultados apresentados mostram a capacidade dos modelos em reproduzir de maneira razoável as condições climáticas do mês de janeiro no período de 1991-2000. Esta destreza dos modelos na simulação das condições climáticas presentes dá confiabilidade do uso em estudos de sensibilidade como os que serão apresentados no capítulo seguinte.

CAPÍTULO 5

ONDAS QUASE-ESTACIONÁRIAS E CLIMA REGIONAL. PARTE II: SIMULAÇÃO DOS EFEITOS DAS ANOMALIAS

5.1 Introdução

Neste capítulo é realizada uma análise do comportamento dos modelos ETACLIM e RegCM3 com respeito à influência de fenômenos de grande escala (El Niño e La Niña), na simulação das características climáticas sobre a América do Sul. Rao et al. (2002b), em um estudo observacional usando dados da reanálise NCEP/NCAR, mostraram os efeitos das OEs sobre a região da América do Sul durante o evento El Niño 1997/1998. Eles encontraram, um forte transporte de umidade dos trópicos para as latitudes médias, o qual está associado com o jato de baixos níveis ao leste da cordilheira do Andes. Além disso, o jato foi mais intenso durante este evento. Estas características favoreceram os altos regimes de precipitação observados no sudeste do continente. A componente horizontal do fluxo de EP, durante este período, apresentou uma forte divergência sobre o Pacífico subtropical leste, sugerindo uma fonte de OEs associada com anomalias de TSM.

Por outro lado, Lau e Zhou (2003) descreveram as anomalias observadas de precipitação e circulação, durante a monção de verão da América do Sul, nos eventos extremos de 1997/1998 e 1998/1999. Foram observadas, durante o episódio de El Niño, excessivas chuvas no norte do Peru e no sudeste do continente. Além disso, encontraram déficit de precipitação na região norte e central do Brasil. Entretanto, durante o evento La Niña as anomalias observadas foram fracas e menos organizadas. Observou-se um enfraquecimento do jato de baixos níveis e o deslocamento da ZCAS mais para o sul de sua posição média. A Alta do Pacífico (Atlântico) sul se enfraqueceu (intensificou). Também, notou-se um déficit de precipitação sobre a ZCIT do Atlântico durante o El Niño.

A seguir, apresenta-se uma descrição das principais características da precipitação e circulação para janeiro de 1998 e 1999, baseada em dados da reanálise e do GPCP.

A Figura 5.1 mostra os campos da precipitação e circulação, proveniente do GPCP e da reanálise do NCEP/NCAR, para os meses de janeiro de 1998 e 1999, e a diferença entre ambos os verões. Nesta figura podem-se notar os diferentes padrões observados durante um verão e outro onde os efeitos do evento El Niño foram maiores (janeiro de 1998), principalmente sobre as regiões do litoral norte do Peru, sul do Brasil, nordeste

da Argentina e no norte do Brasil, experimentaram anomalias positivas e negativas de precipitação. Na fase positiva do ENOS (janeiro de 1999) observou-se a Região Amazônica mais úmida, assim como, também, a região da ZCAS. Entretanto, o norte (sul) do NEB configurou-se ligeiramente mais úmido (seco) durante o ano de El Niño (La Niña). Isto pode ser observado claramente através da diferença de precipitação entre ambos os verões.

Com respeito à dinâmica durante estes períodos pode se observar, através da reanálise do NCEP/NCAR (Figura 5.2), que a circulação em altos níveis, durante o El Niño, caracterizou-se por uma intensificação do jato subtropical que favoreceu a intensa precipitação observada no sul do Brasil. Isto foi devido ao bloqueio dos sistemas transientes que se deslocavam para o norte do continente. Durante este período, a AB apresentou-se melhor configurada, localizando-se no sul do Peru e norte do Chile. O cavado do NEB ficou menos intenso devido a pouca atividade da ZCAS durante este período.

Durante o evento La Niña (janeiro de 1999), a crista ficou mais evidente, resultado da melhor definição da ZCAS. O vórtice do NEB, durante a fase quente do ENOS, ficou melhor configurado; a AB ficou mais alongada no sentido meridional, resultado do posicionamento do máximo de precipitação na Amazônia, mais ao norte da sua posição climatológica, e a ZCAS mais ativa e ao sul da sua posição média. Em 850 hPa (Figura 5.1), durante janeiro de 1998, foi observada uma circulação mais intensa da Amazônia para o norte do Peru e o sudeste do continente, o que favoreceu o transporte de umidade para essas regiões. Durante janeiro de 1999 esta circulação para região sudeste não foi observada.

Na Figura 5.3 são mostrados os campos do transporte de umidade integrado verticalmente. Pode-se notar que durante janeiro de 1998 existiram condições favoráveis para regimes fortes de precipitação sobre as regiões do litoral norte do Peru e no sudeste do continente; no caso de janeiro de 1999 existiram maiores condições das regiões da Amazônia ocidental e ZCAS se apresentaram bem mais úmidas que o normal, isto foi devido à intensificação da circulação da alta do Atlântico Sul.

As características descritas anteriormente foram simuladas com os modelos ETACLIM e RegCM3, validados previamente com a climatologia de 10 verões, para avaliar a destreza na simulação das circulações quase-estacionárias, características do verão austral, durante eventos extremos associados à atuação de OEs.

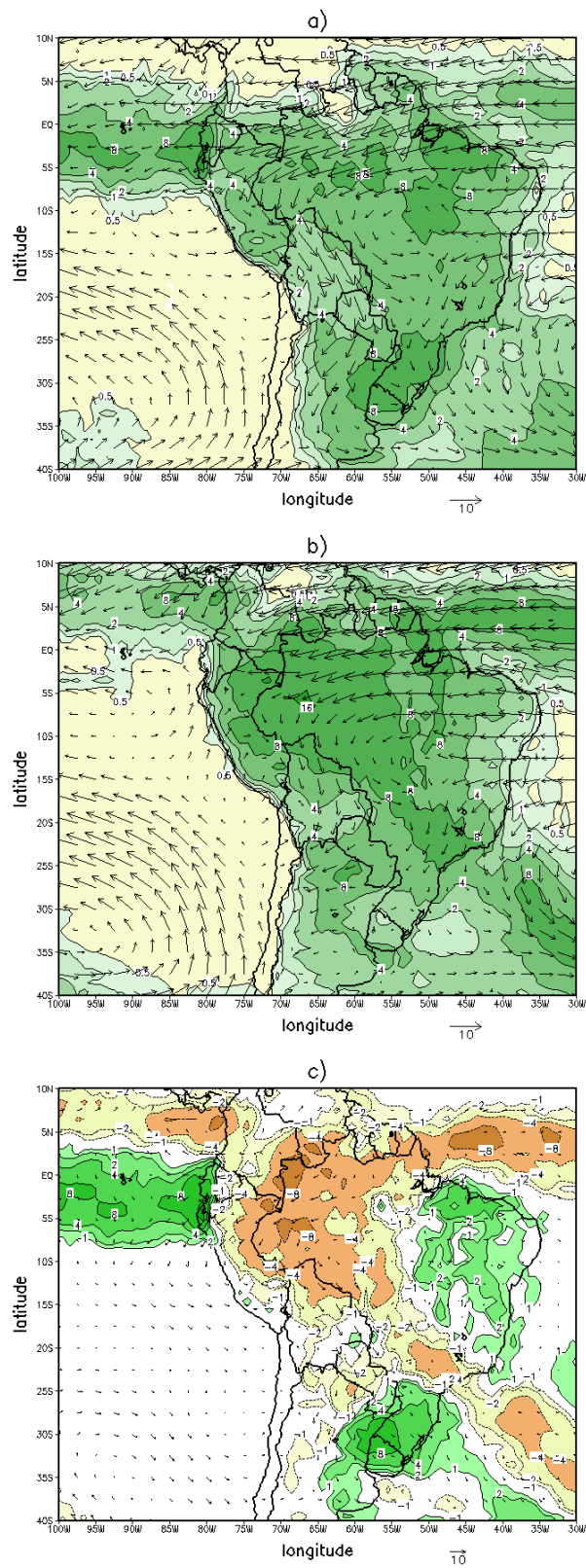


FIGURA 5.1 – Precipitação acumulada (mm dia^{-1}) e circulação em 850 hPa (m s^{-1}): a) janeiro 1998; b) janeiro 1999 e c) diferença entre janeiro de 1998 e 1999. Dados do GPCP e a reanálise do NCEP/NCAR, respectivamente.

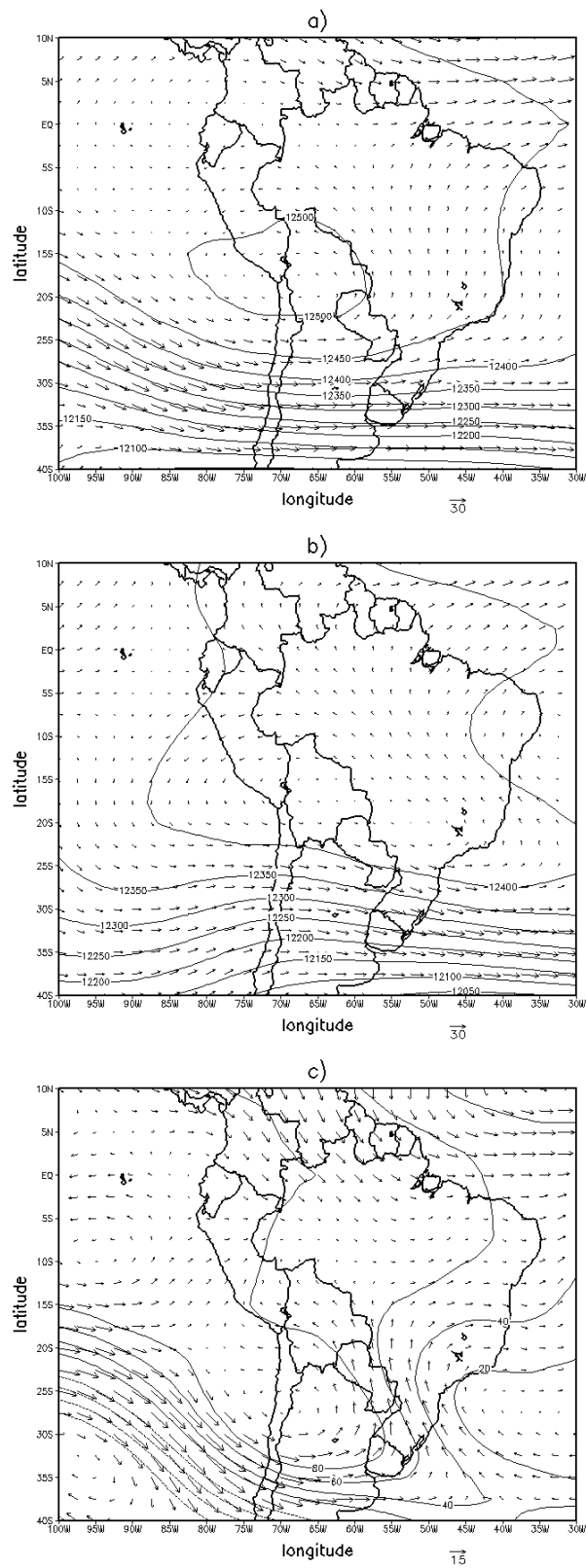


FIGURA 5.2 – Vento (m s^{-1}) e geopotencial (m) em 200 hPa: a) janeiro 1998; b) janeiro 1999 e c) diferença entre janeiro de 1998 e 1999. Dados da reanálise do NCEP/NCAR.

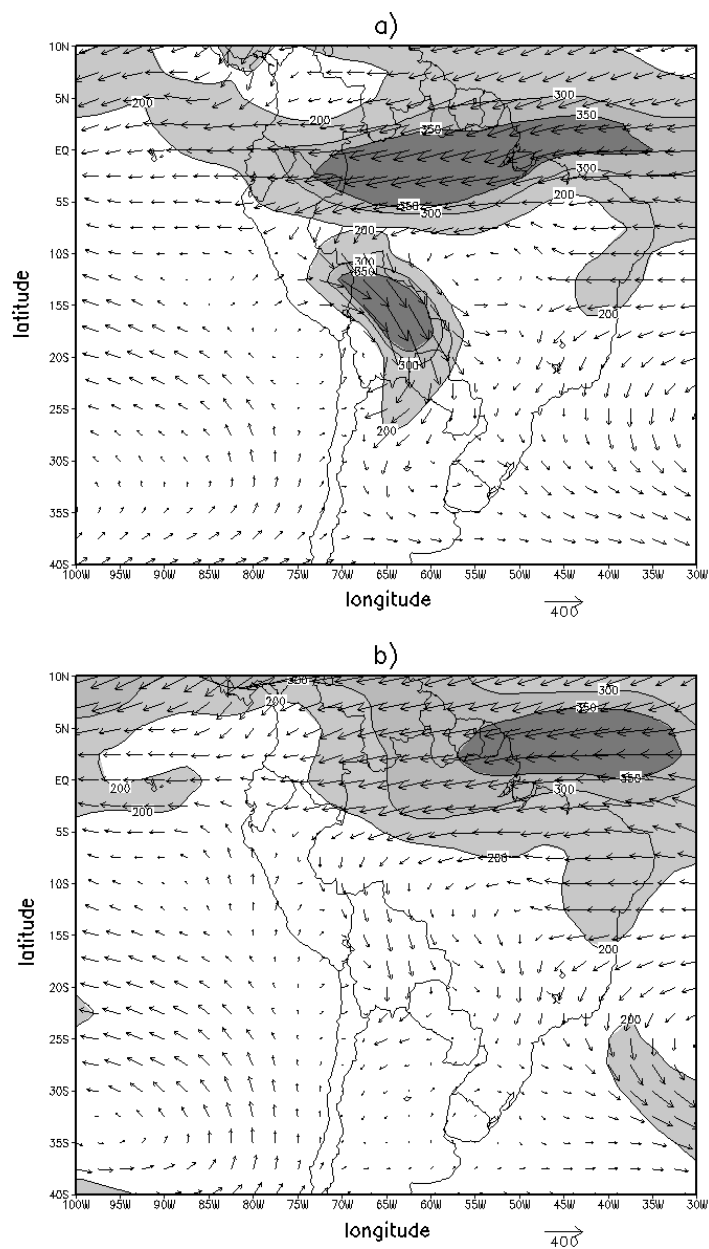


FIGURA 5.3 – Fluxo de umidade integrado na vertical (valores acima de $200 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ sombreados): a) janeiro 1998; b) janeiro 1999. Dados da reanálise do NCEP/NCAR.

5.2 Dados e Metodologia

Utilizando os modelos regionais descritos no Apêndice C e no Capítulo 4, foram realizados experimentos para verificar as simulações dos efeitos remotos das OEs sobre a região da América do Sul durante o ENOS, nas suas fases positiva e negativa.

5.2.1 Eventos Extremos durante o Verão Austral: 1997/98 (El Niño) e 1998/99 (La Niña)

É analisado o comportamento das simulações referentes aos verões afetados pelo fenômeno ENOS. Nesta etapa ambos os modelos foram integrados desde meados de dezembro até o início de fevereiro do ano em avaliação. Foram inicializados às 00Z15dez1997 e 00Z15dez1998 e integrados até às 00Z02fev1998 e 00Z02fev1999, respectivamente. Entretanto, para efeitos de análises foram considerados somente os meses de janeiro 1998 e 1999. Os dados da reanálise do NCEP/NCAR foram considerados como condições iniciais e de fronteira.

Os principais campos (média mensal) para avaliação foram os de precipitação, circulação em baixos e altos níveis (850 e 200 hPa, respectivamente) e o fluxo de umidade integrado na vertical. Assim como também foram comparadas ambas as simulações com as climatologias dos modelos apresentadas no Capítulo 4. Adicionalmente apresentam-se os campos da componente meridional do vento (seção vertical) em 18° S.

5.2.2 Efeitos das Anomalias das Ondas Quase-Estacionárias

As anomalias das OEs foram filtradas na condição inicial e nas de fronteira através do método descrito por Pan et al. (1999). Neste método, o primeiro passo foi identificar períodos de eventos extremos, no caso El Niño e La Niña. Escolheu-se, então, o mês onde as anomalias associadas a esses eventos alcançaram sua máxima intensidade e que afetaram o clima na região da América do Sul. Desta forma definiu-se como períodos de estudo os meses de janeiro de 1998 (El Niño) e 1999 (La Niña), sendo o primeiro considerado como o mais intenso do século XX. Logo então, estabeleceu-se uma média climatológica dos campos meteorológicos que corresponderam ao período de interesse, no caso janeiro, a qual é denotada por:

$$\Psi(x, y, p)_{clima} \quad (5.1)$$

Assume-se que uma amostra de 10 anos é suficiente para estabelecer uma média climatológica razoável. Neste caso foi empregada uma média de 20 anos (1979-1998). A média dos campos no período de interesse, no caso janeiro de 1998 (El Niño) e janeiro de 1999 (La Niña), é denotada por:

$$\Psi(x, y, p)_{\text{mês}} \quad (5.2)$$

Então, a anomalia das OEs $\Delta\Psi$ foi quantificada como:

$$\Delta\Psi(x, y, p) = \Psi(x, y, p)_{\text{mês}} - \Psi(x, y, p)_{\text{clima}} \quad (5.3)$$

onde Ψ representa qualquer variável prognostica (vento, temperatura, umidade específica, etc.).

Finalmente, a equação que define o campo filtrado é:

$$\Psi(x, y, p, t)_{\text{filt}} = \Psi(x, y, p, t)_{\text{ctr}} - \Delta\Psi(x, y, p) \quad (5.4)$$

onde, *ctr* refere-se ao experimento de controle. Destaca-se que $\Delta\Psi$ é invariante no tempo.

Assim, as rodadas de 31 dias relativas aos períodos de interesse (El Niño e La Niña), foram denominadas de simulações de controle (seção anterior). Então, foram repetidas as mesmas simulações com a diferença de que foi subtraído o $\Delta\Psi$ da condição inicial e também das condições de fronteira.

O procedimento de filtragem deve reduzir a magnitude das anomalias forçadas pelos sistemas de grande escala, pelo qual se espera determinar a importância relativa dos efeitos remotos sobre a região da América do Sul. Destaca-se que as anomalias das OEs foram subtraídas em forma total e parcial (0.5), com o objetivo de avaliar o seu impacto nas simulações de ambos os modelos. Assim, foram detectadas as regiões mais afetadas pelos padrões anômalos das OEs, através das diferenças entre suas médias mensais.

Observa-se que $\Delta\Psi$ inclui somente as anomalias quase-estacionárias e que os eventos transientes mantêm-se nos campos filtrados. A presença das forçantes transientes nas condições de fronteira é essencial para o desenvolvimento de uma climatologia realista

dentro do domínio. Na eventualidade de se usar um modelo oceânico para determinar a TSM, esta variável será filtrada da mesma forma que as variáveis atmosféricas. Entretanto, nas simulações de Pan et al. (1999) as anomalias de TSM sobre o Pacífico central foram fracas e bastante afastadas da área de interesse (parte central dos Estados Unidos). No caso de janeiro de 1998 e 1999 as anomalias de TSM foram fortes, tanto positivas quanto negativas, e ficaram próximas ao domínio de integração o qual pode alterar as simulações, onde somente a componente atmosférica foi filtrada. Para evitar isto, se efetuou uma filtragem destas anomalias nos experimentos.

Para a realização dos experimentos descritos, os programas de pré-processamento de ambos os modelos foram ligeiramente modificados para sua utilização. Estes programas realizam certo balanço e ajuste, removendo a divergência verticalmente integrada. Devido à filtragem alguns desbalanços podem ser introduzidos, os quais são removidos da condição inicial e de fronteira.

Na Figura 3.15 foram mostradas as anomalias do campo meridional do vento no nível de 200 hPa, para os eventos de El Niño e La Niña de 1997/1998 e 1998/1999, respectivamente. Um padrão de onda pode ser observado atingindo a América do Sul durante estes eventos. Durante o El Niño este padrão propaga-se em dois ramos, um ao longo da costa oeste do continente e o outro mais ao sul do litoral leste, entretanto durante La Niña este padrão proveniente do Pacífico tropical equatorial foi mais evidente e atingindo o litoral leste do continente. Estes padrões podem ser associados ao típico PSA estudado por Karoly (1989). Com a metodologia proposta estes padrões foram eliminados totalmente e em forma parcial das simulações com os modelos ETACLIM e RegCM3.

Embora esta metodologia já tenha sido utilizada anteriormente para as latitudes médias (Pan et al., 1999, 2000), sua aplicação nos trópicos é pioneira.

5.3 Resultados

São apresentados a seguir os resultados das simulações com os modelos ETACLIM e RegCM3 para os eventos extremos que aconteceram durante o verão austral de 1997/1998 e 1998/1999.

5.3.1 Eventos Extremos durante o Verão Austral: 1997/98 (El Niño) e 1998/99 (La Niña)

Na Figura 5.4 são mostrados os campos de precipitação e da circulação em baixos níveis simulados por ambos os modelos (ETACLIM e RegCM3), para os eventos de El Niño e La Niña. A distribuição da precipitação simulada pelos modelos mostra uma redução da mesma durante o mês de janeiro de 1998, principalmente, sobre as regiões da Amazônia e do norte do Peru. Apesar disso, o ETACLIM apresentou menor sucesso em simular os máximos observados no sudeste do continente durante este período. Isto é devido à intensificação, para a região da ZCAS, do transporte de umidade simulado pelo modelo (erro sistemático). No mês de janeiro de 1999, maior precipitação sobre a Amazônia é simulada por ambos os modelos, sendo o ETACLIM quem apresenta melhor esta distribuição se comparada às observações e consegue simular a posição da ZCIT na sua posição climatológica. No RegCM3 a ZCIT é menos definida em ambos os períodos. Os ventos em baixos níveis simulados pelo ETACLIM, oriundos do Atlântico Equatorial concentram-se na zona oriental da Amazônia e um maior transporte de umidade é suprido para a região da ZCAS, no caso do RegCM3 este transporte se dá em menor intensidade.

Os modelos, ETACLIM e RegCM3, simulam precipitação ao leste e sobre os Andes em ambos os períodos, respectivamente, o qual não se observa na climatologia. Como notado no capítulo anterior ambos os modelos superestimam a precipitação nessas regiões, um erro sistemático que possivelmente está associado à coordenada vertical.

A comparação das diferenças entre as simulações de ambos os verões para os modelos mostra que o RegCM3 na região amazônica simula menores valores e que ambos os modelos deslocam os mínimos mais ao norte. Entretanto, as ordens de magnitude são similares. O ETACLIM mostra um deslocamento da ZCAS para o sul para ambos os verões. No norte do Peru e no CO e SE do Brasil são mais úmidos nas simulações. Também, simula o nordeste mais seco durante 1999. As diferenças de intensidade do jato de baixos níveis são pequenas, porém são ligeiramente mais fortes durante o El Niño e mais próximo ao observado durante o evento La Niña. As simulações do RegCM3, mostram similar conduta das anomalias positivas sobre o norte do Peru, norte do NEB e sudeste do continente, mas com menor intensidade. Já as anomalias negativas localizam-se no Norte e Sudeste do Brasil. Durante 1999, a ZCAS é mais intensa na simulação do ETACLIM. Já na simulação do RegCM3 não é observado um deslocamento ou intensificação significativa entre ambos os verões.

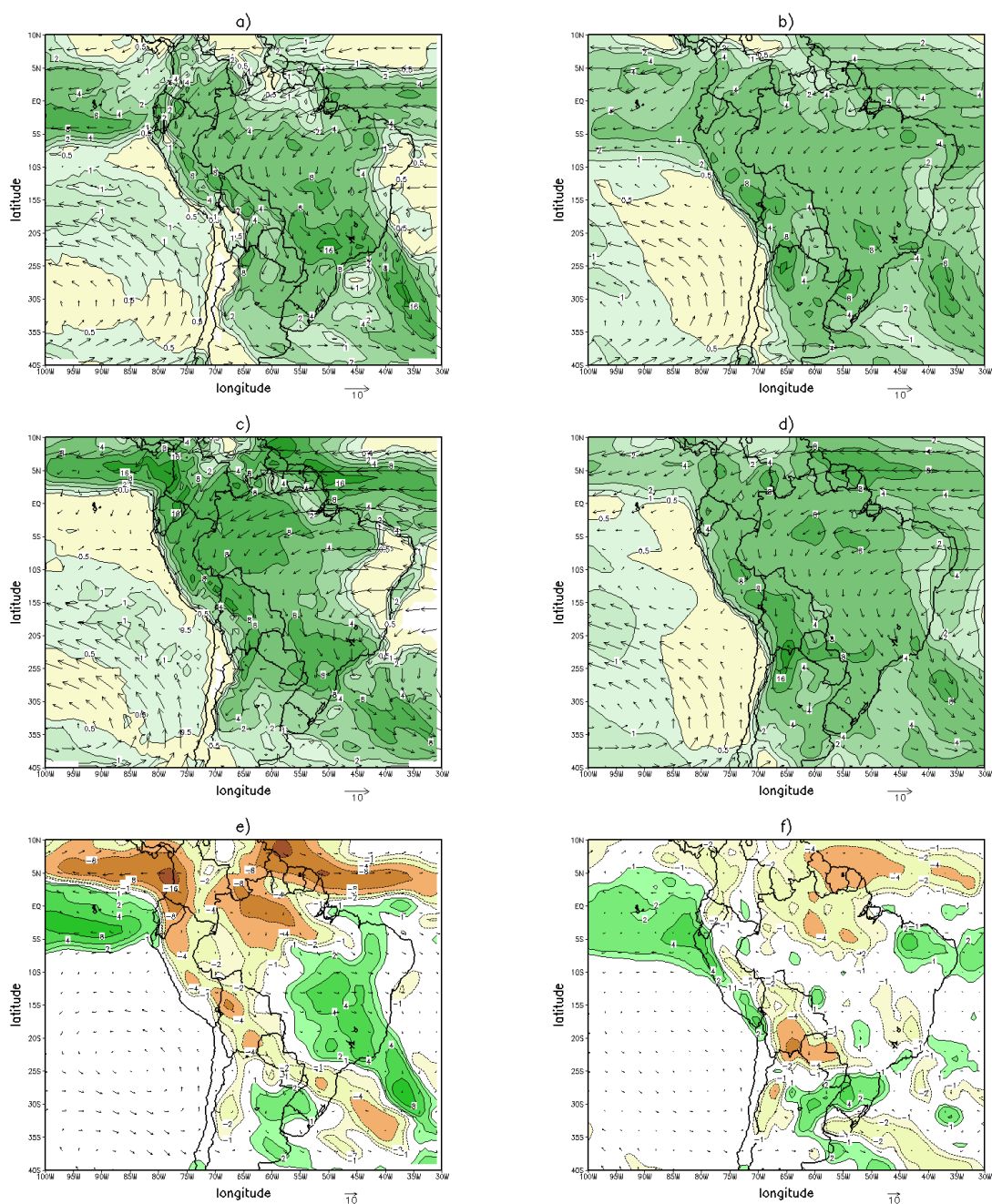


FIGURA 5.4 – Igual à Figura 5.1 para os modelos ETACLIM (lado esquerdo) e RegCM3 (lado direito).

Na Figura 5.5 se mostram às simulações e diferenças dos campos dinâmicos em 200 hPa do ETACLIM e RegCM3. Durante janeiro de 1998 a AB é menos (mais) intensa na simulação do ETACLIM (RegCM3). Isto pode ser atribuído ao fato de que existe maior liberação de calor latente sobre os Andes nas simulações do RegCM3. Em janeiro de 1999 a AB está mais alongada meridionalmente e a crista está sobre a região da ZCAS

na simulação do ETACLIM, o mesmo ocorre, mas em menor intensidade, na do RegCM3. O cavado do NEB simulado por os modelos é mais forte durante o evento de La Niña. As diferenças da circulação e do geopotencial entre os eventos mostram que a intensidade do jato sub-tropical é maior na região sudoeste e centro sul do domínio e que a crista associada à ZCAS é mais intensa durante janeiro de 1999. Em ambas as simulações, o cavado no sul do domínio está deslocado mais ao oeste durante janeiro 1999. Estes resultados são qualitativamente semelhantes aos observados na reanálise, as diferenças podem ser atribuídas à imperfeita simulação na distribuição da precipitação.

Os fluxos de umidade integrados na vertical (Figura 5.6) das simulações para ambos os verões são melhores reproduzidos pelo ETACLIM. Este simula maior fluxo de umidade no verão de 1998 no leste dos Andes. Porém, o núcleo é ligeiramente mais alongado e deslocado para leste da posição observada, o que favoreceu uma ZCAS simulada mais intensa durante este período. No norte do Brasil, a distribuição é muito semelhante em intensidade ao observado. As simulações do RegCM3 apresentaram sempre um jato menos intenso ao leste dos Andes em ambos os períodos, mas com maior umidade durante o janeiro de 1999. Já o fluxo no norte do Brasil é muito menos intenso, o que implicou menor umidade para a região amazônica proveniente do Atlântico equatorial. Em ambos os modelos o fluxo de umidade integrado na vertical, no norte do Brasil, tem uma mudança latitudinal entre ambos os verões, similar ao observado na climatologia (Figura 5.3).

As diferenças do campo de precipitação para ambos os verões e as médias climatológicas de ambos os modelos (Figura 5.7), derivadas anteriormente, revelaram que os modelos conseguem definir a posição das anomalias bem próximas às observações. Isto é, menos precipitação na Amazônia e norte do Brasil, maior no norte de Peru e sul do Brasil durante o El Niño 1997/1998. Entretanto, em janeiro de 1999 mostrou-se a região amazônica mais úmida e a ZCIT mais forte. Na ZCAS o ETACLIM mostra um erro sistemático, apresentando uma maior precipitação durante o evento El Niño e um deslocamento para o sul durante o episódio de La Niña. O RegCM3 intensifica a ZCAS durante ambos os eventos, porém em menor intensidade durante El Niño. A região nordeste é mais úmida durante El Niño e é mais seca durante La Niña. Também, em La Niña, a região sudeste do continente é ligeiramente menos úmida.

Na Figura 5.8 são mostradas seções transversais das anomalias do vento meridional para ambos os eventos, obtidas a partir da média climatológica de ambos os modelos. Pode

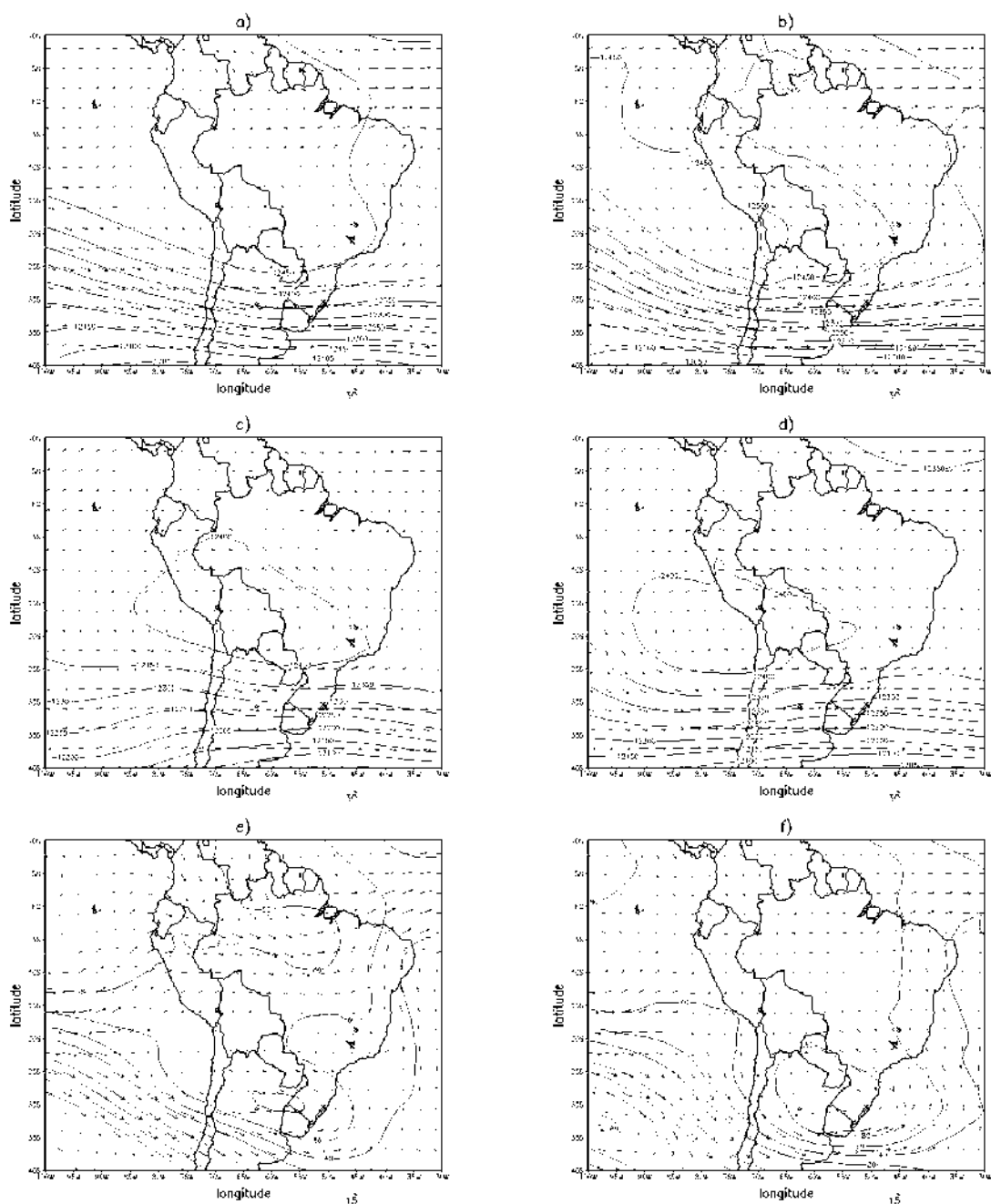


FIGURA 5.5 – Igual à Figura 5.2 para os modelos ETACLIM (lado esquerdo) e RegCM3 (lado direito).

ser observado que ambos os modelos conseguem detectar o jato de baixos níveis ao leste dos Andes durante o El Niño. Durante La Niña esta característica não é simulada, sendo isto, mais visível nas simulações do ETACLIM.

Estas simulações mostraram que algumas das características observadas durante os eventos extremos, do El Niño e La Niña, foram capturadas pelos modelos. Foi notado um

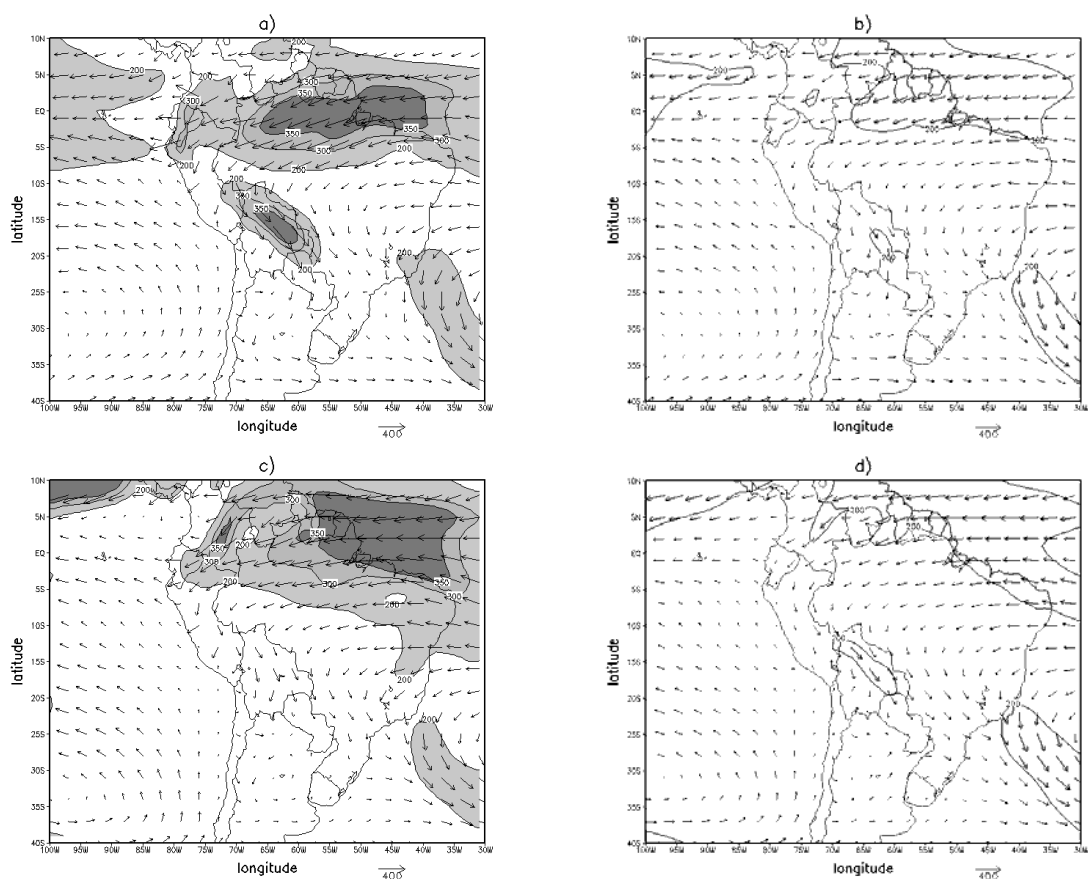


FIGURA 5.6 – Igual à Figura 5.3 para os modelos ETACLIM (lado esquerdo) e RegCM3 (lado direito).

comportamento inverso do vento zonal na região sul, sendo observado no caso de El Niño (La Niña) uma intensificação (desintensificação) do jato subtropical e da altura geopotencial. Este comportamento concorda com a reanálise, porém, com uma maior resolução espacial.

Em algumas regiões foram melhores definidas as anomalias de precipitação, como no caso do norte do Peru, sul do Brasil e na Amazônia. Entretanto, as simulações de ambos os modelos diferem na intensidade e na localização exata destas anomalias. As outras regiões são muito mais afetadas pelos erros sistemáticos dos modelos e é muito menos claro detectar um padrão anômalo.

Estes resultados mostram a capacidade dos modelos ETACLIM e RegCM3 de captar as variações interanuais e sua potencialidade para a previsibilidade climática regional. Entretanto, o aperfeiçoamento e/ou ajuste das parametrizações de ambos os modelos é necessário para melhor simular as características climáticas sobre a América do Sul.

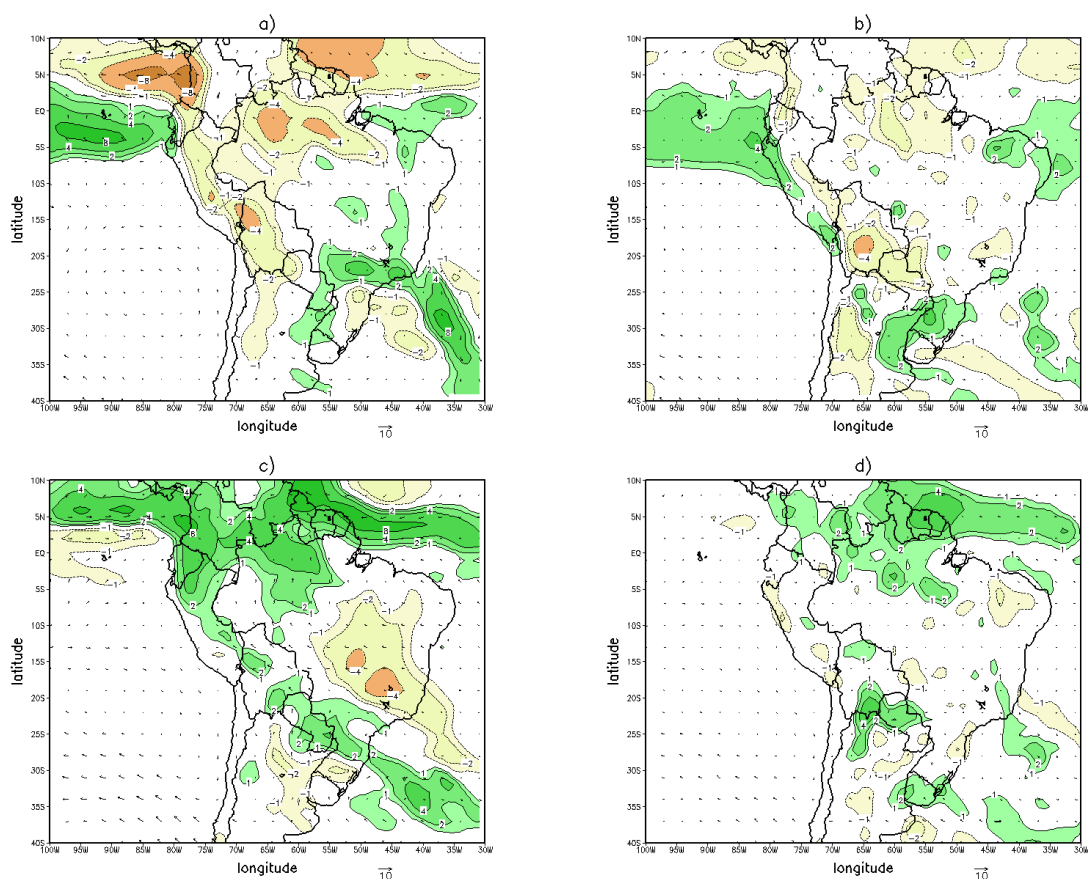


FIGURA 5.7 – Diferenças com as climatologias dos modelos para os períodos El Niño (1998) e La Niña (1999) para o ETACLIM (lado esquerdo) e o RegCM3 (lado direito).

5.3.2 Efeitos das Anomalias das Ondas Quase-Estacionárias

Nesta seção os modelos ETACLIM e RegCM3 foram utilizados para avaliarem os efeitos das anomalias das OEs sobre a América do Sul. Foram usadas as simulações prévias de ambos os modelos como experimentos controle.

Na Figura 5.9 são mostrados os campos das anomalias de precipitação e de circulação em baixos níveis, resultado da diferença entre os experimentos onde as anomalias das OEs foram filtradas totalmente e do experimento controle, durante os eventos de El Niño e La Niña. Verifica-se que durante o evento de El Niño, ambos os modelos apresentam anomalias positivas sobre a região amazônica, na zona norte da ZCIT, no leste dos Andes e na ZCAS. Entretanto, as anomalias negativas concentram-se sobre a região equatorial do Pacífico, no norte do Peru e no sudeste do continente. Sobre a região norte do continente e no NEB, aparentemente, as anomalias são menos intensas. O modelo RegCM3 mostra

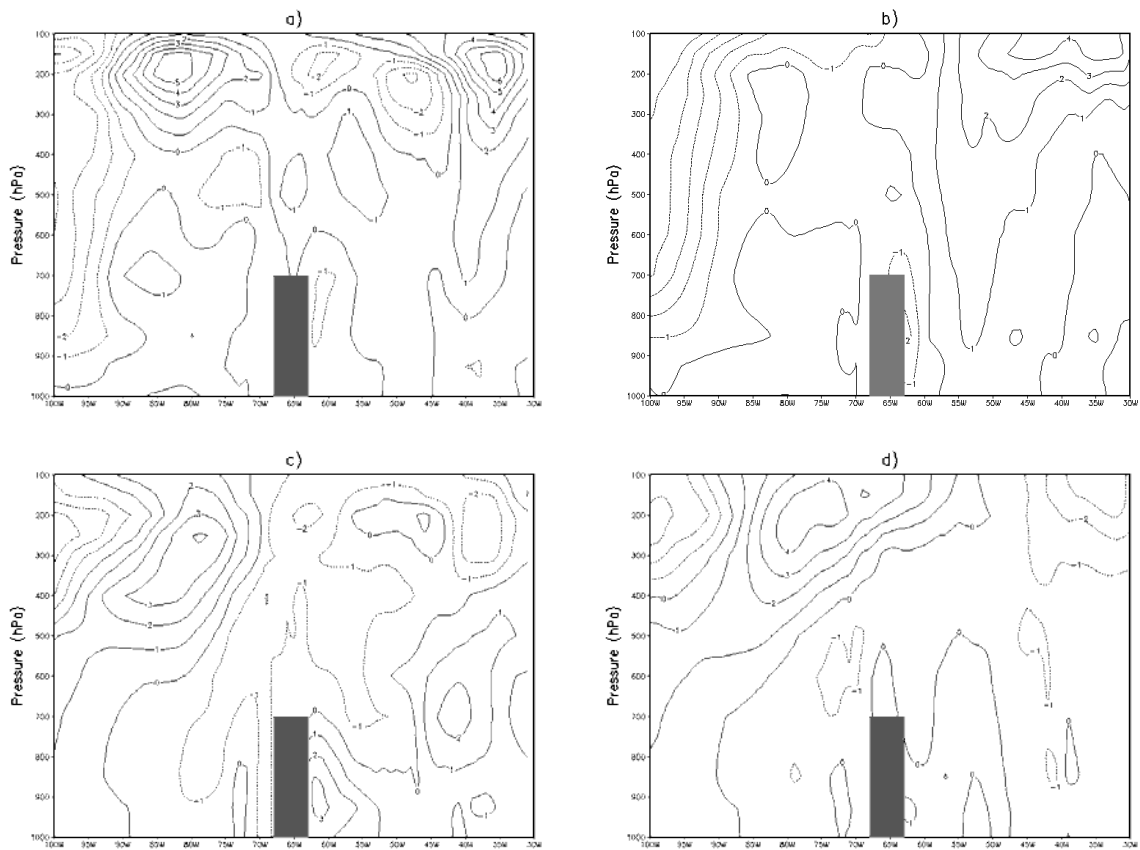


FIGURA 5.8 – Seção vertical das diferenças do vento meridional em 18°S entre os eventos do El Niño (1998) e La Niña (1999) menos a média para o ETACLIM (lado esquerdo) e o RegCM3 (lado direito).

na região sudeste do continente um núcleo negativo bem definido, similar à anomalia positiva observada durante o evento de El Niño, este resultado indica um retorno às condições próximas das normais, simuladas pelo modelo. Durante este período a ZCAS aparece melhor configurada e a região amazônica experimenta condições mais úmidas (anomalias positivas). Entretanto as precipitações sobre o norte do Peru diminuem como esperado e a região experimenta condições mais secas. Também, a ZCIT sobre o Pacífico e o Atlântico experimenta uma maior atividade.

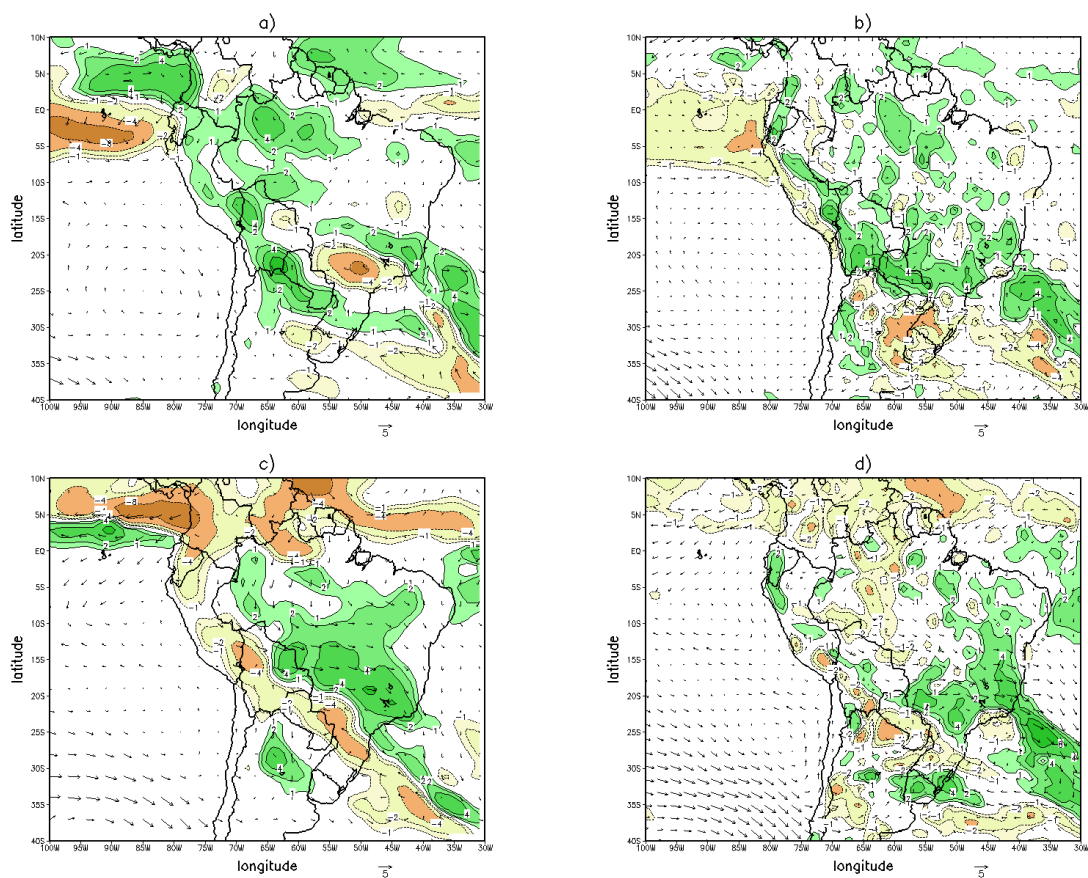


FIGURA 5.9 – Anomalias de precipitação (sombreado) e de circulação (vetores) em 850 hPa entre as simulações com as anomalias quase-estacionárias filtradas totalmente e o controle, para o mês de janeiro de 1998 e 1999. ETACLIM (lado esquerdo) e RegCM3 (lado direito). Unidades: mm dia⁻¹ (precipitação) e m s⁻¹ (vento).

Entretanto, as simulações do ETACLIM conseguem reproduzir o incremento da precipitação na Amazônia, na ZCIT (extremo norte do domínio) e na região da ZCAS, e também, uma diminuição da precipitação no norte do Peru e na ZCIT do Atlântico. Destaca-se

a simulação de um núcleo de anomalia negativa sobre a região sudeste do Brasil, o que indica que as precipitações, favorecidas pelo incorreto fluxo de umidade simulado durante o evento do El Niño, são ausentes. Como observado no capítulo anterior e na seção precedente, o ETACLIM tem menor sucesso em reproduzir as precipitações sobre a região sudeste do continente, experimentando também, uma diminuição da precipitação durante este período.

Durante La Niña anomalias negativas no norte do domínio indicam, no experimento onde as anomalias das OEs foram filtradas, um deslocamento mais ao sul da ZCIT, com maior intensidade na simulação do ETACLIM. Encontra-se, nas integrações do RegCM3, que as regiões sudeste do Brasil e da ZCAS experimentam um aumento da precipitação. Já a região da Amazônia ocidental é menos úmida, no mesmo tempo que no sul são simuladas precipitações menores. Observa-se que tanto no evento de El Niño quanto durante La Niña, o NEB mostra relativamente pouca sensibilidade. No entanto, o RegCM3 consegue distinguir melhor uma diminuição no oeste do NEB durante o El Niño e um aumento no leste do mesmo durante La Niña. O ETACLIM, porém, devido ao erro sistemático sobre a região, somente apresenta maior intensidade sobre o litoral norte e oeste do NEB, durante El Niño e La Niña, respectivamente. Nas simulações de ambos os modelos observou-se que durante o evento de La Niña existe uma desintensificação da circulação da Alta do Pacífico Sul e um incremento direcionado da região central do continente para a região da ZCAS. Durante o evento de El Niño, se observa uma desintensificação do jato de baixos níveis, observando-se vetores com direção norte na região sul da Bolívia, enquanto que durante La Niña estes são dirigidos para a região sudeste do Brasil. Destaca-se que a distribuição das anomalias do RegCM3 são menos definidas que a do ETACLIM.

Na Figura 5.10 se apresentam às anomalias de circulação e do vento meridional em 200 hPa. Estas diferenças mostram o quão importantes são as anomalias das OEs para a região da América do Sul. Observa-se na simulação do RegCM3 que a propagação da onda, observada na Figura 3.15, se manteve dentro do domínio, tanto durante janeiro de 1999 como janeiro de 1998. Entretanto, neste último mês ficou menos configurada. Já nas simulações do ETACLIM a propagação da onda, durante 1999, quando atinge o continente tem seu comprimento diminuído.

Nas Figuras 5.11 e 5.12 são apresentadas às diferenças dos experimentos com a metade das anomalias das OEs filtradas. Os resultados mostram semelhanças com as características descritas quando as anomalias foram filtradas totalmente, sendo que a localização das

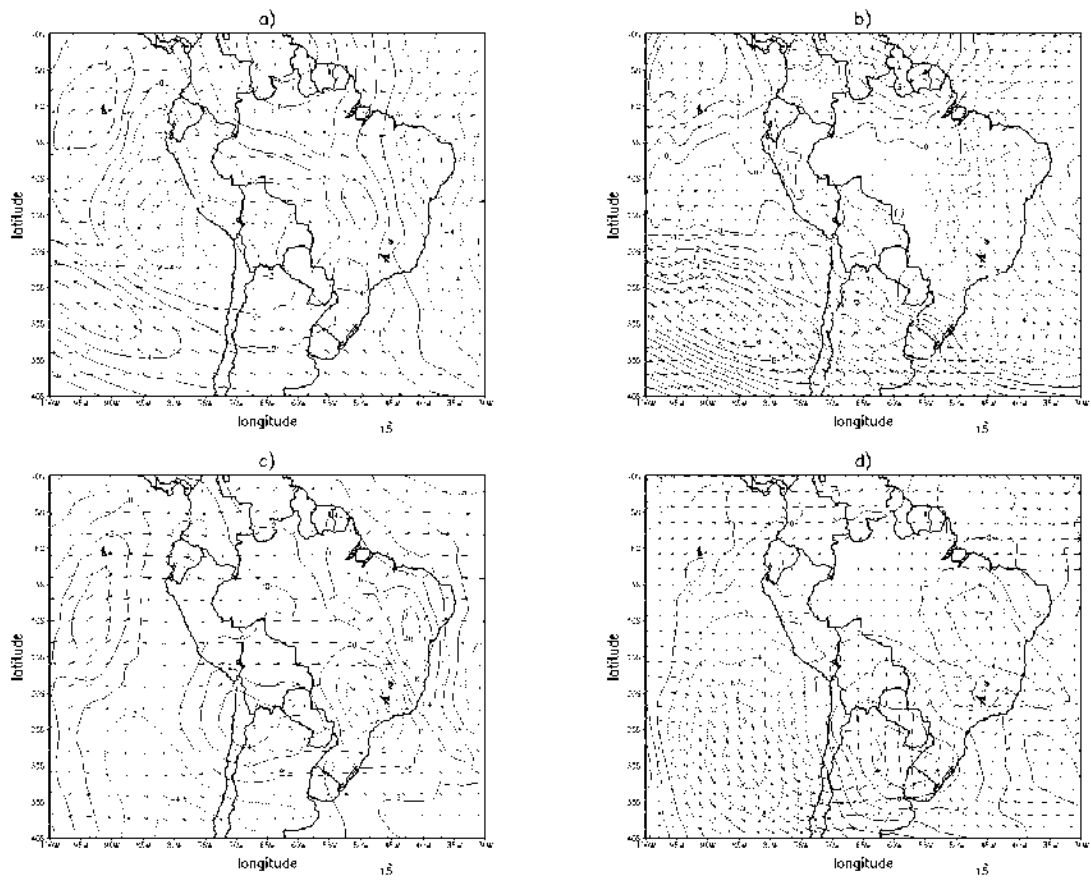


FIGURA 5.10 – Igual à Figura 5.9, em 200 hPa.

áreas afetadas são aproximadamente as mesmas e de mesmo sinal, porém, apresentando magnitudes inferiores. Similarmente ao experimento onde as anomalias foram filtradas totalmente, o campo de anomalias do vento meridional e de circulação em altos níveis (Figura 5.12), mostra no caso do ETACLIM uma modificação da onda durante janeiro de 1999, quando a propagação cruza a parte mais alta dos Andes. Observa-se em ambos os casos que a magnitude das anomalias do ETACLIM são inferiores aos do RegCM3, não encontrando uma explicação para isto devido a fato que foram usados os mesmos dados e o tipo de filtragem para ambos os modelos.

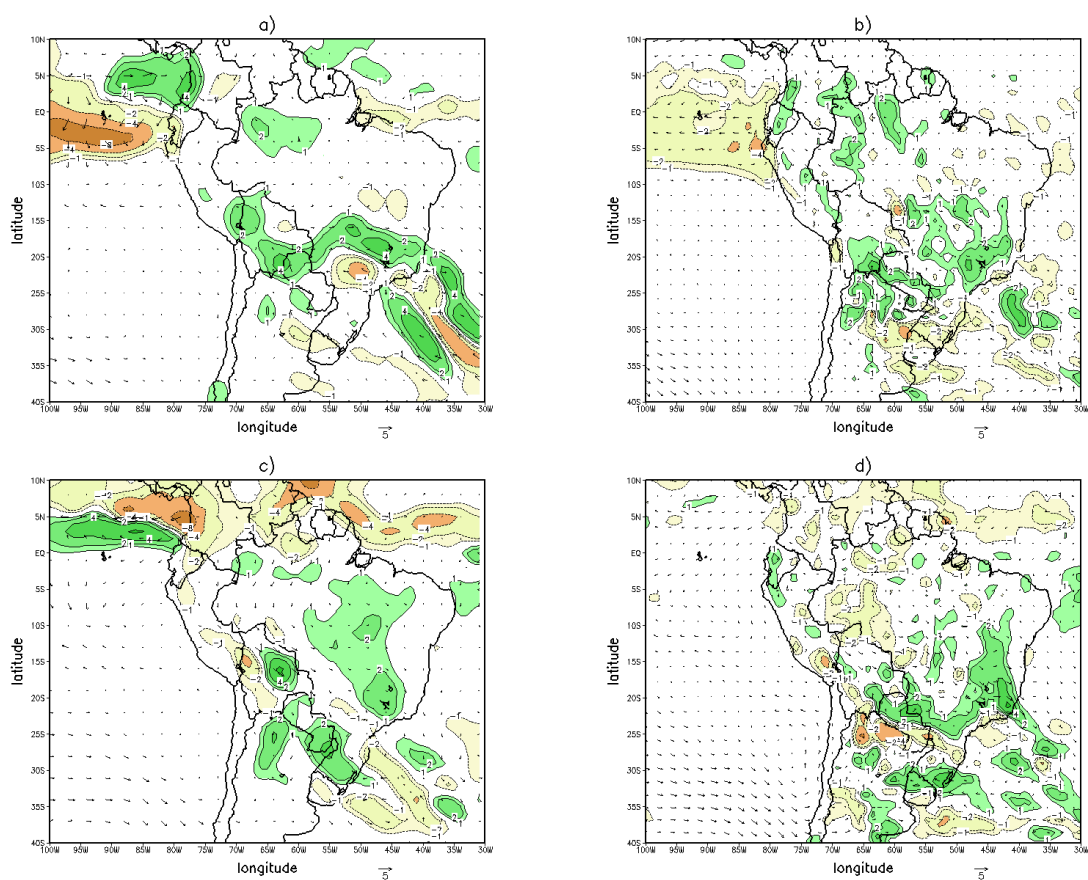


FIGURA 5.11 – Igual à Figura 5.9, para as anomalias quase-estacionárias filtradas em forma parcial (0.5) e o controle.

As Figuras 5.13, 5.14, 5.15, 5.16, 5.17, 5.18 mostram as séries temporais da precipitação acumulada para várias regiões do continente, com o intuito de melhor analisar os impactos das anomalias das OEs na distribuição da precipitação com a filtragem das mesmas. Durante o evento do El Niño se observa que na região da Amazônia, nos Andes e na

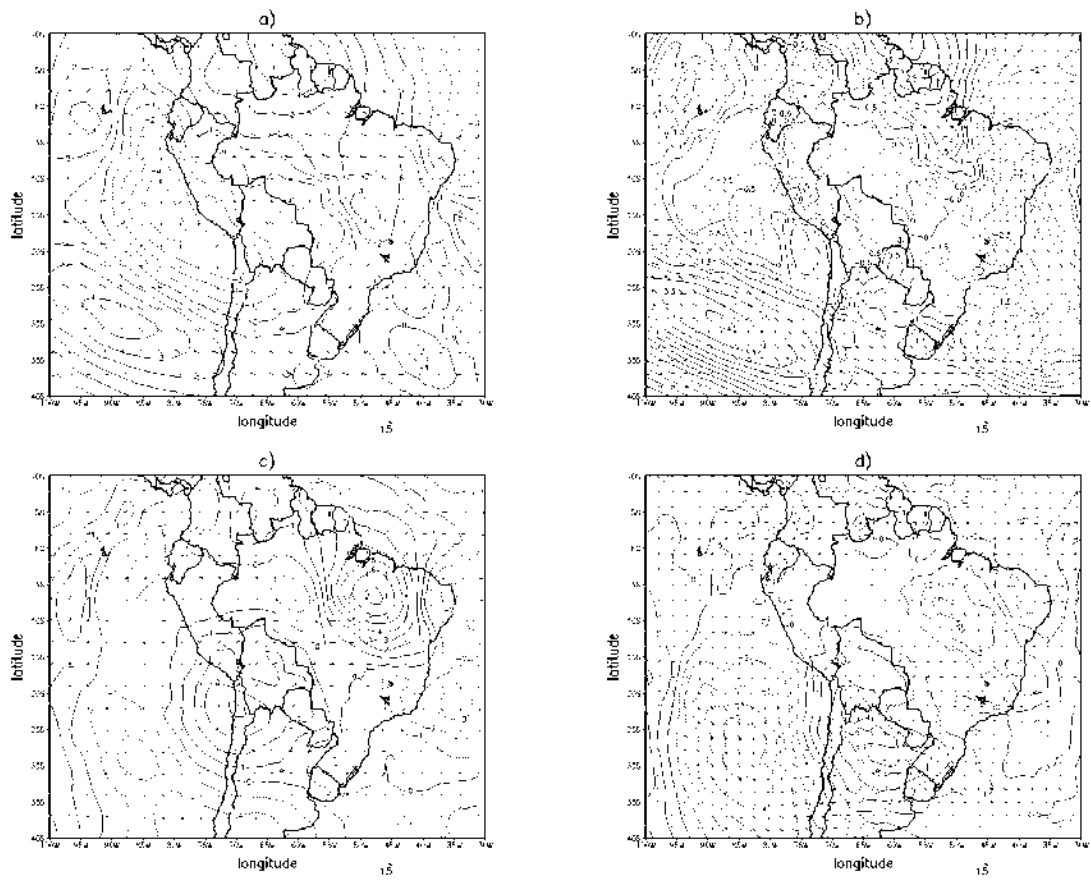


FIGURA 5.12 – Igual à Figura 5.11, em 200 hPa.

região norte do Brasil e o Brasil como um todo, os modelos mostram um incremento da precipitação acumulada, quando filtradas as anomalias das OEs total ou parcialmente. Nas outras regiões os resultados são menos evidentes e às vezes contraditórios, o mesmo acontece durante o evento de La Niña. Somente na região sudeste ambos os modelos apontam um incremento da precipitação acumulada. Estas análises mostram que algumas regiões da América do Sul são, em maior ou menor grau, afetadas pelas anomalias das OEs. Contudo, o incremento ou diminuição da precipitação sobre as diferentes regiões não ultrapassa o 30% aproximadamente.

Adicionalmente, nas Figuras 5.20 e 5.21 são apresentados os campos de precipitação simulados pelos modelos ETACLIM e RegCM3 para o mês de junho de 1994. Este mês caracterizou-se pela estiagem prolongada e o período mais frio da década sobre a região sudeste do Brasil. Alguns trabalhos (por exemplo, Marengo et al. (1997)) analisaram as características dinâmicas deste período e os impactos que causaram na economia da região. Por este motivo e também para fins de comparação sobre os efeitos das OEs sobre AS durante uma estação diferente à de verão, este período foi escolhido. Ainda, no mesmo as interações entre trópicos-extratrópicos e as não lineares são menos intensas.

Através da análise dos campos mostrados nas Figuras 5.20 e 5.21, pode-se observar o melhor sucesso de ambos os modelos em reproduzir as características observadas no inverno de 1994 (Figura 5.19), comparado com janeiro de 1998 e 1999. Isto é esperado, já que processos associados ao aquecimento (convecção) no continente durante este mês são menos intensos, sendo que os modelos em geral conseguem simular melhor a estação do inverno. Entretanto, nas simulações dos modelos, se destaca a sub-estimação da precipitação na região, principalmente na parte centro oeste do Brasil. Em altos e baixos níveis (figuras não mostradas) as simulações dos modelos concordam bem com as observações.

O papel das OEs na região durante este mês em particular pode ser apreciado ao analisarmos as Figuras 5.20 e 5.21, onde as anomalias foram filtradas de igual forma nos experimentos anteriores. Em ambas as simulações dos modelos encontraram anomalias positivas de precipitação no sul da região sudeste (estado de São Paulo) e negativas no sul e nordeste do Brasil. Na região da ZCIT e na região norte do Brasil as anomalias não ficaram muito bem definidas. Também, foram encontrados anomalias positivas no campo de temperatura, principalmente na região sudeste do Brasil. Contudo, a região norte da Argentina e sul do Brasil apresentaram anomalias negativas, indicando uma maior diminuição da temperatura.

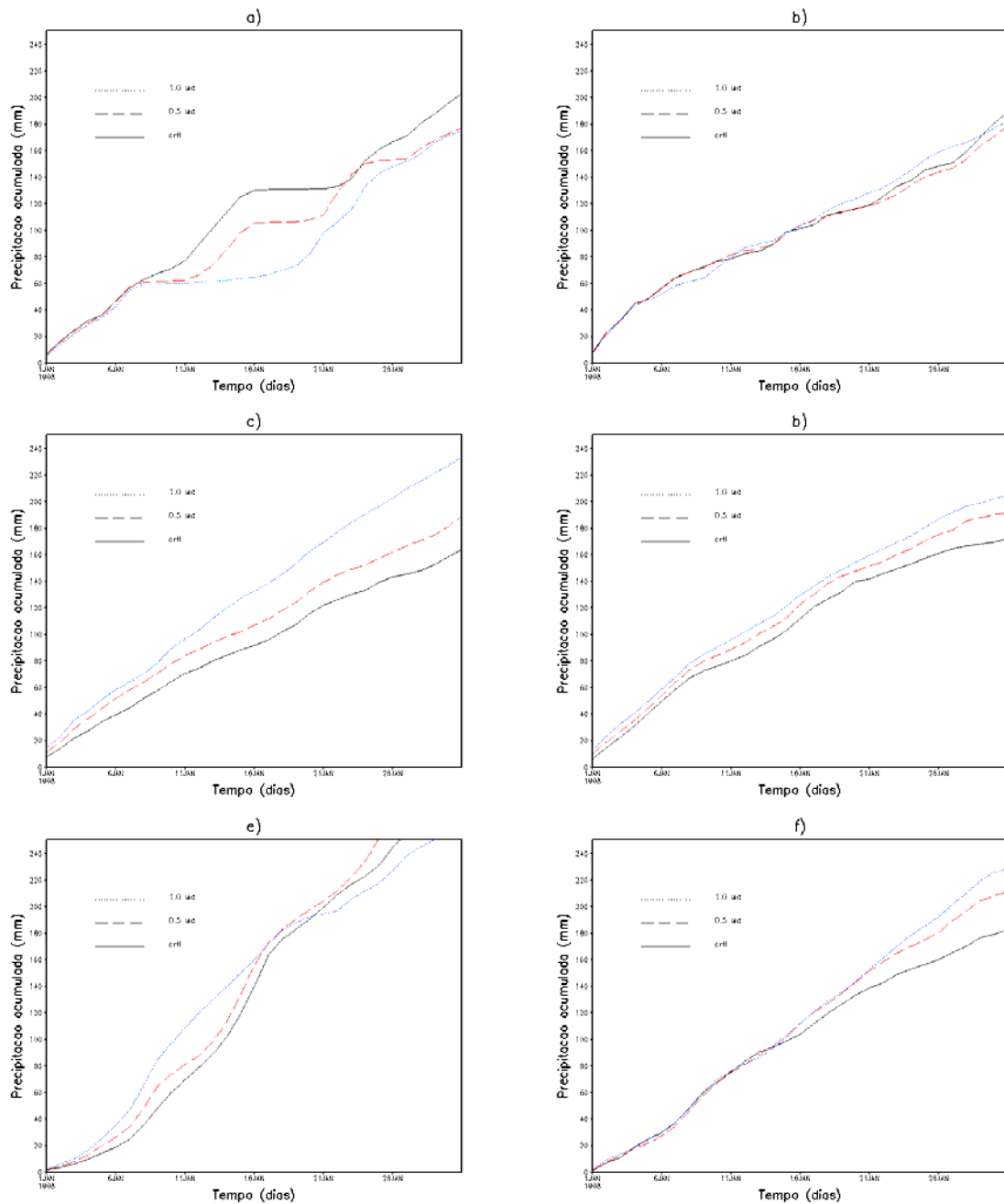


FIGURA 5.13 – Acumulação temporal da precipitação simulada para as regiões S, AMZ e SE, para os modelos ETACLIM (lado esquerdo) e RegCM3 (lado direito). Janeiro 1998.

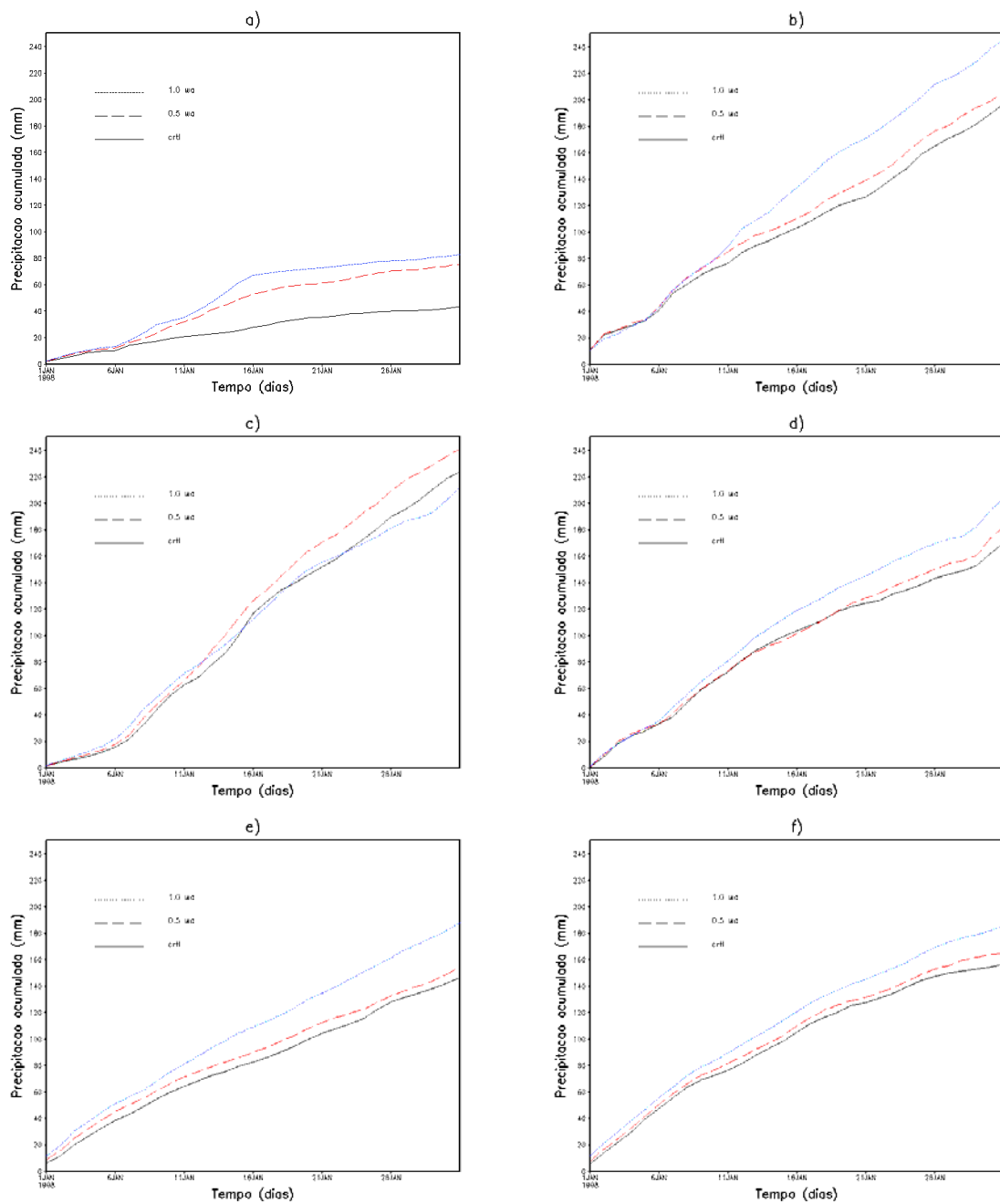


FIGURA 5.14 – Igual à Figura 5.13, para as regiões AND, CO e NO.

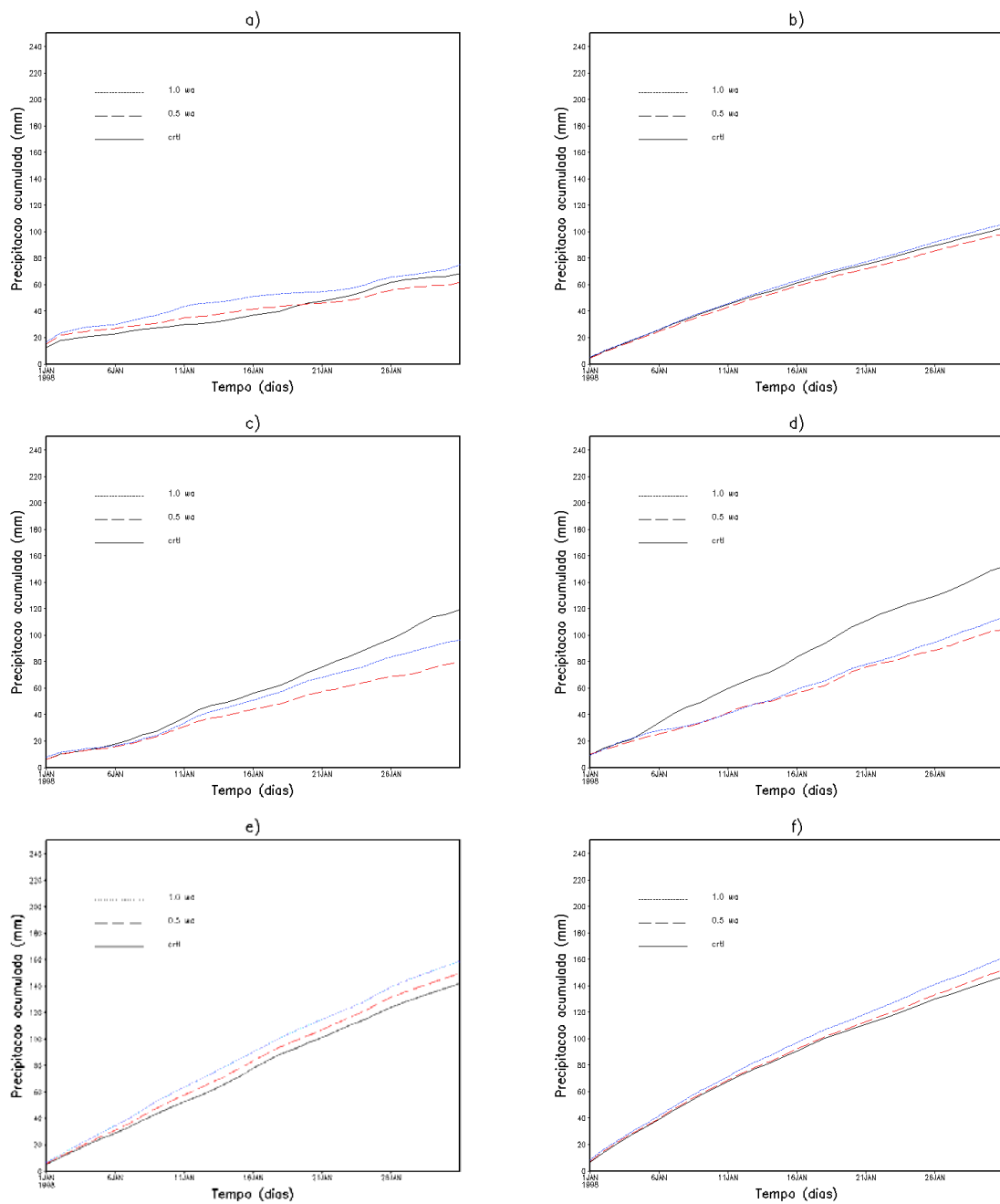


FIGURA 5.15 – Igual à Figura 5.13, para as regiões NE, NP e BR.

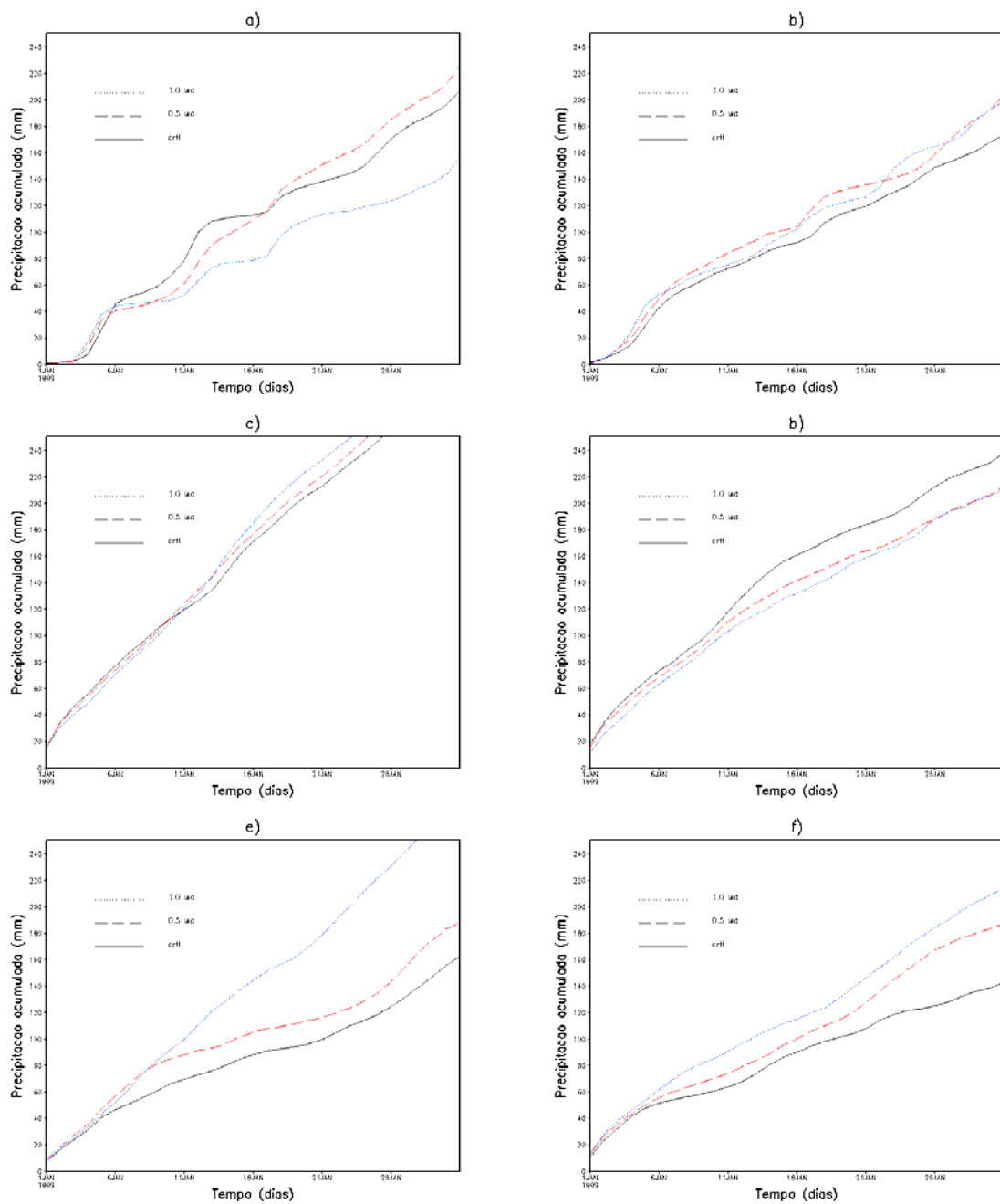


FIGURA 5.16 – Igual à Figura 5.13, para Janeiro 1999.

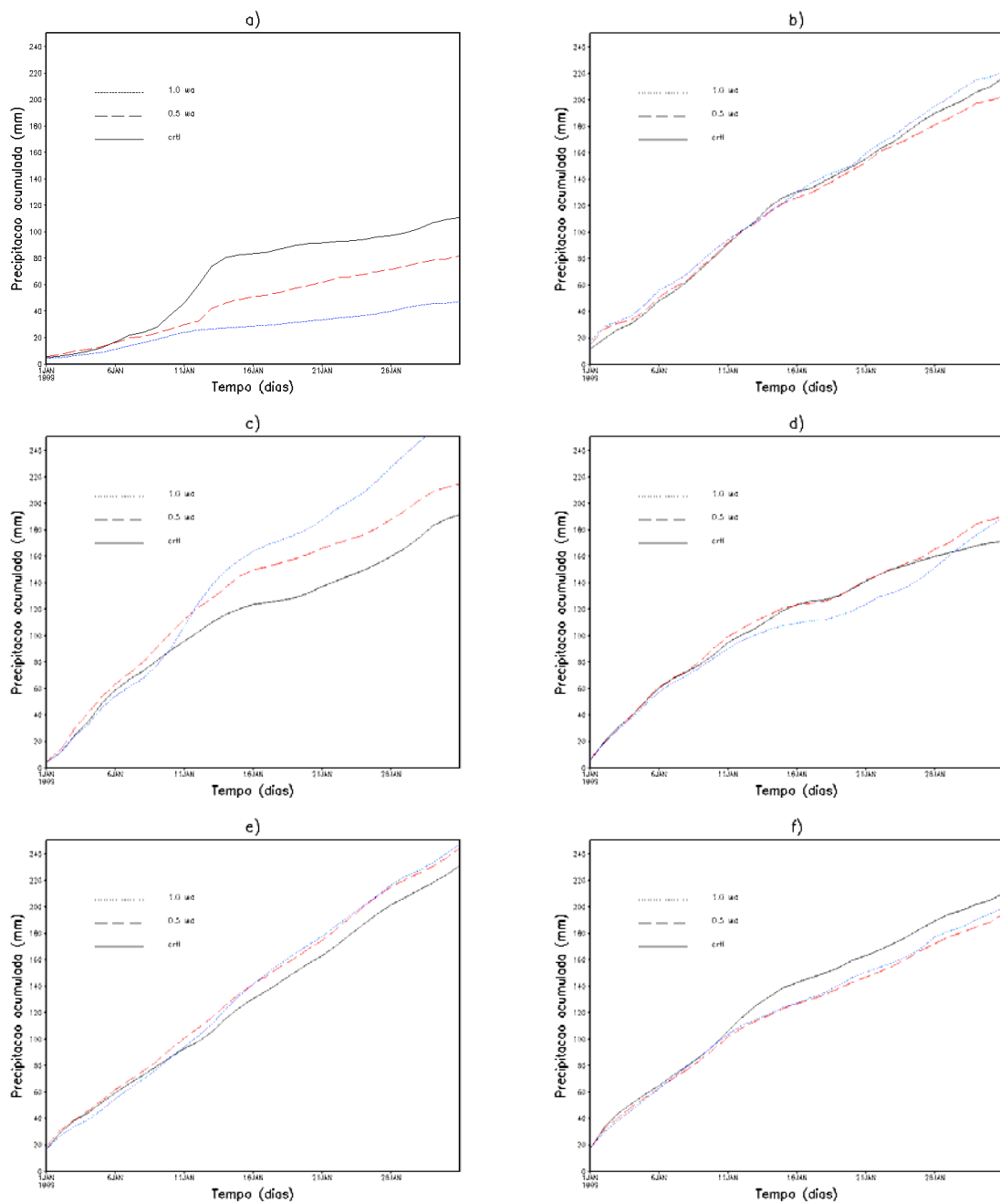


FIGURA 5.17 – Igual à Figura 5.16, para as regiões AND, CO e NO.

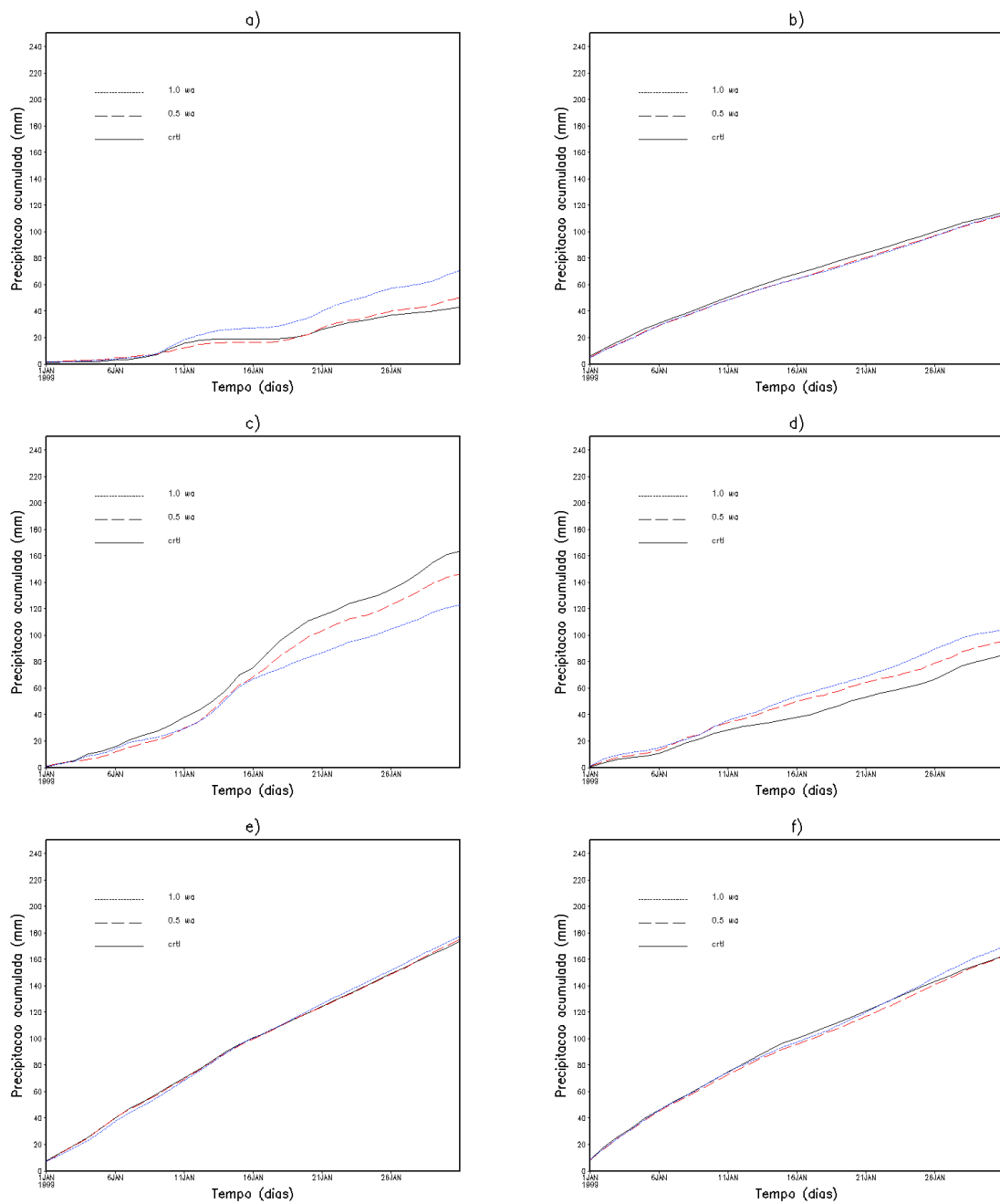


FIGURA 5.18 – Igual à Figura 5.16, para as regiões NE, NP e BR.

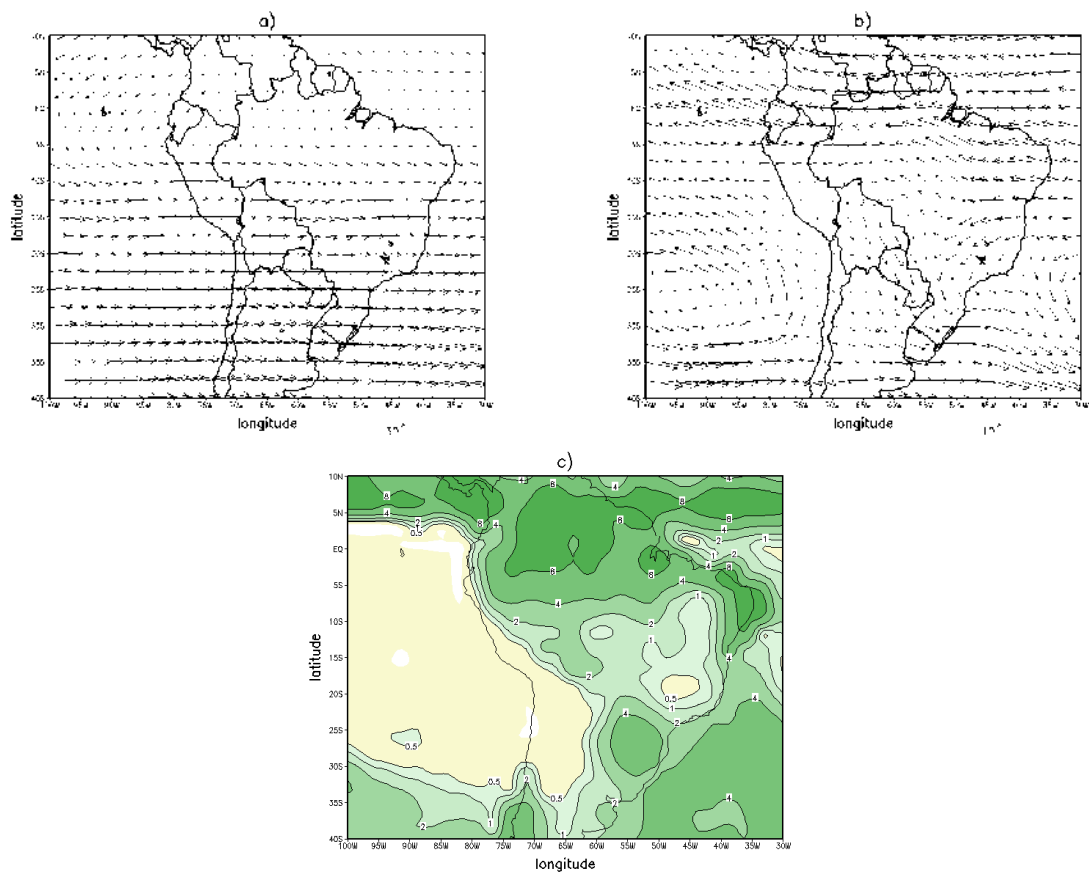


FIGURA 5.19 – Características observadas em junho de 1994: a) vento ao nível de 200 hPa (m s^{-1}); b) vento ao nível de 850 hPa (m s^{-1}) e c) precipitação (mm dia^{-1}).

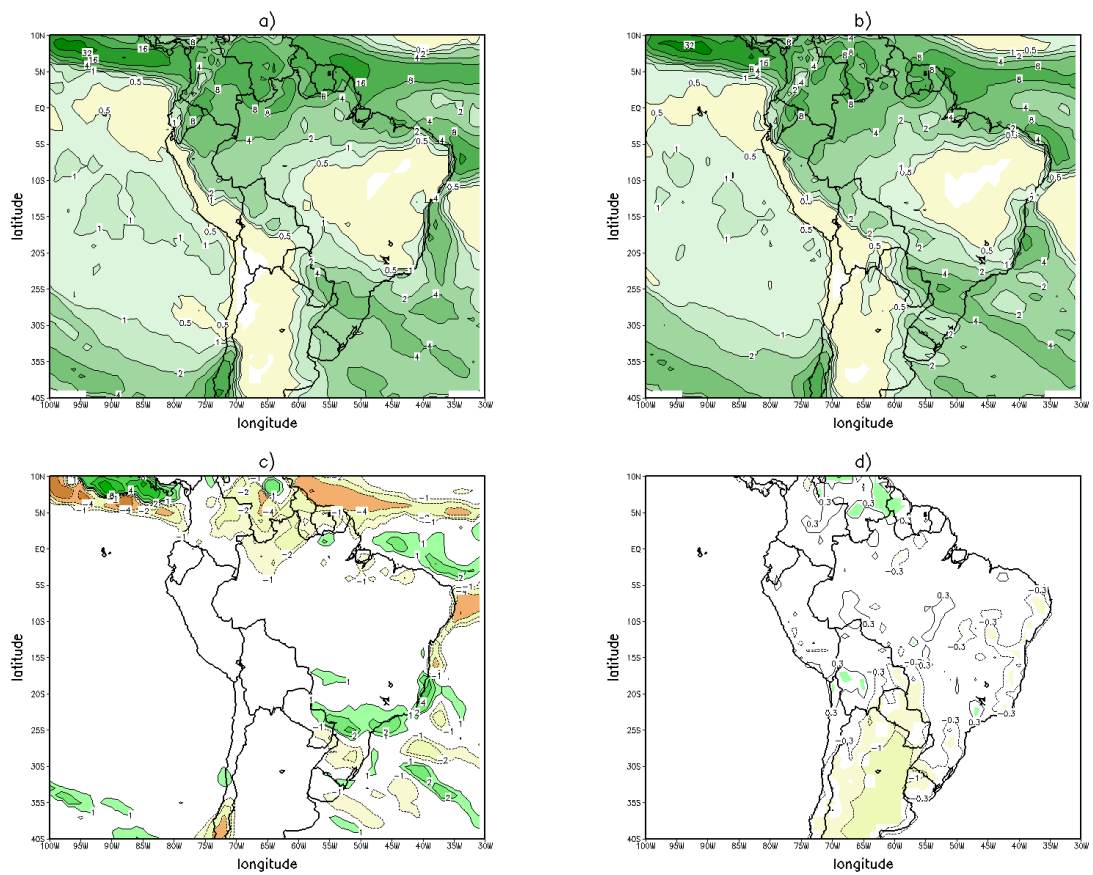


FIGURA 5.20 – Precipitação para junho 1994 do modelo ETACLIM: a) controle; b) com anomalias filtradas totalmente; c) diferença entre a e b; e d) diferença de temperatura simulada (filtrada menos controle).

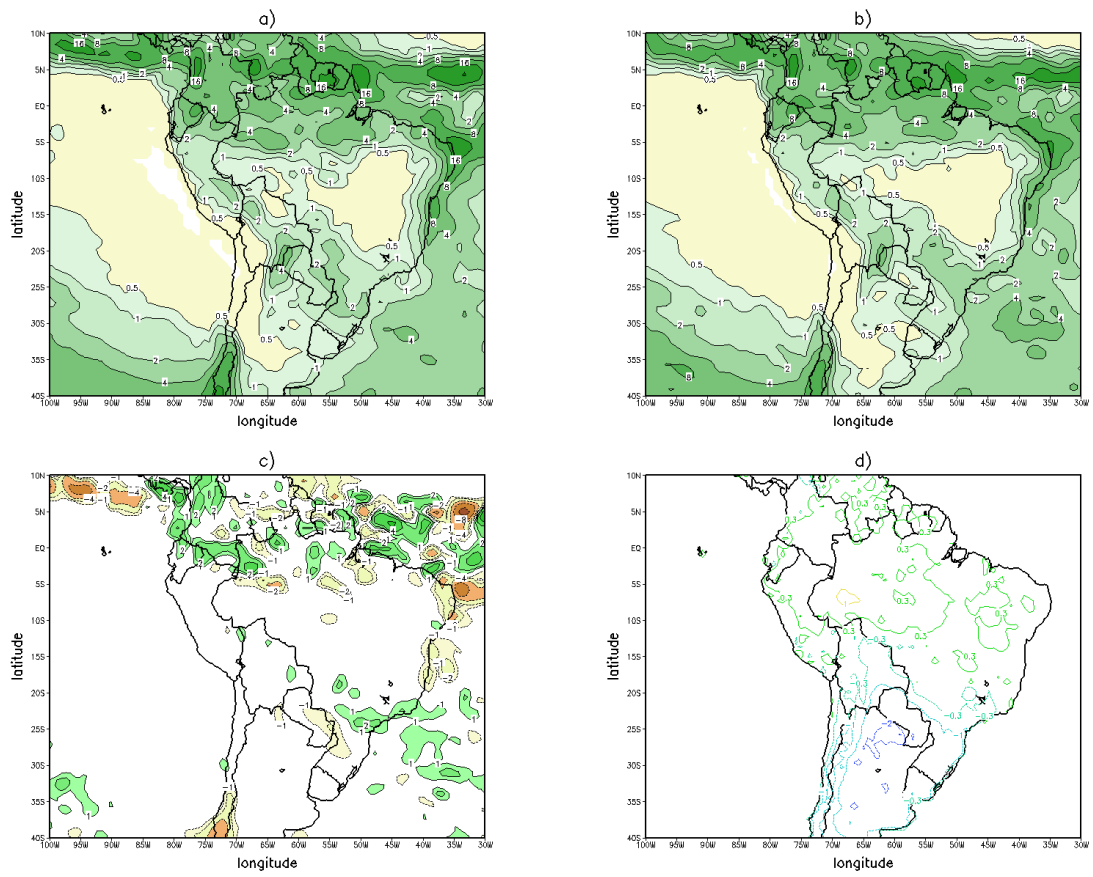


FIGURA 5.21 – Igual à Figura 5.20, para o modelo RegCM3.

Os resultados apresentados aqui mostram os efeitos das OEs remotas na geração de climas mais severos, principalmente em latitudes médias; nos trópicos este sinal é muito fraco. Neste caso (junho de 1994), a associação com uma fonte origem das anomalias não são diretas.

Isto mostra claramente o impacto que as anomalias das OEs tem sobre a região da América do Sul, durante um verão afetado por eventos extremos (El Niño ou La Niña) e um inverno muito rigoroso, e o grau que os modelos regionais climáticos conseguem reproduzir estas anomalias.

5.4 Sumário

Realizou-se experimentos climáticos regionais com dois modelos com diferente física e coordenada vertical para a simulação da variabilidade interanual durante eventos extremos e os efeitos das anomalias de OEs sobre o clima na região.

A variabilidade interanual foi simulada com êxito por ambos os modelos ETACLIM e RegCM3. Entretanto, as simulações do ETACLIM sobre a região tropical apresentaram maior sucesso nestas simulações, já que seus resultados mostraram melhor concordância com as observações.

Observou-se uma intensificação do jato subtropical durante os eventos El Niño, que favoreceram o bloqueio dos transientes neste período e provocaram uma intensificação da precipitação na região sul do Brasil. Durante La Niña, os modelos simularam o incremento da precipitação no norte da Amazônia e um decréscimo no oeste durante El Niño. A circulação em altos níveis foi concordante com a distribuição da precipitação simulada. Destacou-se a simulação, muito próxima do observado, do fluxo de umidade integrado na vertical no modelo ETACLIM.

Experimentos foram realizados onde as anomalias das OEs para os eventos El Niño e La Niña foram filtradas em forma total ou parcialmente. Constatou-se que seu efeito, como esperado, em grande parte do continente é levar a distribuição média mensal da precipitação a um estado climatológico. Entretanto, este estado não foi atingido de forma total. Também, os sinais foram melhores definidos quando a anomalia foi filtrada totalmente.

As diferenças entre as simulações com anomalias filtradas e o controle através da anomalia do vento meridional, apresentam durante La Niña um padrão ondulatório, que se propaga a longo do litoral leste do continente, o qual pode ser o padrão tipo PSA obser-

vado na Figura 3.15. Este padrão durante El Niño se propaga ao longo do litoral oeste do continente. Estes resultados mostram que a simulação do modelo RegCM3 consegue reproduzir a propagação das ondas anômalas dentro do domínio de integração, entretanto, isto é menos evidente na simulação do ETACLIM.

Foi avaliado o efeito remoto sobre diferentes sub-regiões da América do Sul, em sua grande maioria sobre o Brasil. Encontrou-se nas simulações resultados contrários entre ambos os modelos, em algumas regiões uma tendência para voltar às condições climatológicas pelo modelo ETACLIM e o contrário, aponta o RegCM3. Destaca-se que as maiores discrepâncias do RegCM3 devem-se à necessidade de um melhor ajuste à região da América do Sul.

Baseados somente nos resultados do ETACLIM pode-se afirmar que a maioria das regiões tendem a seu estado climatológico. Entre as quais, pode se mencionar a Amazônia, norte e sul do Brasil e a América do Sul como um todo. Aplicada esta filtragem parcialmente nas simulações notou-se que algumas regiões são muito mais sensíveis que outras aos efeitos remotos.

Estes resultados fornecem subsídios para dizer que os efeitos remotos são importantes, embora não se afirmando que os efeitos locais não os sejam. Um maior número de estudos são necessários para se ter uma idéia mais clara da interação entre ambos na região sul-americana.

Os modelos coincidem grosso modo na simulação dos efeitos sobre o clima regional no que diz respeito às variações interanuais. Entretanto, as anomalias quase-estacionárias são melhores reproduzidas nas simulações do RegCM3. Isto dá confiabilidade aos resultados, uma vez que com o uso de diferentes ferramentas (modelos) obteve-se respostas similares.

Os experimentos acima comentados demonstram a influência das anomalias das OEs no clima regional da América do Sul.

CAPÍTULO 6

SUMÁRIO E CONCLUSÕES

Neste trabalho foi realizada uma análise do comportamento climatológico das OEs no HS e suas características durante eventos extremos de El Niño e La Niña. O trabalho compreende duas partes: na primeira em um estudo observacional, utilizando dados da reanálise do NCEP/NCAR, foi realizada uma análise dos campos de geopotencial média mensal decomposta nas ondas 1, 2 e 3, e analisado o transporte de energia na troposfera e baixa estratosfera. Na segunda parte, um estudo numérico foi realizado usando-se os modelos regionais climáticos (ETACLIM e RegCM3) implementados no CPTEC, com o objetivo de simular a atuação das OEs na América do Sul, e avaliar os efeitos remotos das suas anomalias durante o verão austral.

6.1 Estudo Observacional

Para estudar as características climatológicas das OEs no HS foram usados 49 anos da reanálise do NCEP/NCAR, diferentemente de estudos anteriores que usaram séries menores. Os dados do geopotencial média mensal da reanálise do NCEP/NCAR foram decompostos através de séries de Fourier. As ondas 1, 2 e 3 foram analisadas. Os principais resultados foram:

- A amplitude da onda 1 tem dois máximos, um em 30° S e outro em 60°S. O máximo mais ao sul é observado em todas as estações do ano, sendo mais que o dobro que o dos sub-trópicos. O máximo nos sub-trópicos é forte no inverno austral na troposfera superior, enquanto que o de latitudes mais altas é mais forte durante a primavera e na estratosfera.
- Foi observado que a amplitude da onda 1 é dominante e aumenta desde a troposfera à baixa estratosfera, com exceção no verão, indicando a propagação vertical. Entretanto, as ondas 2 e 3 apresentaram menores amplitudes. A onda 2 consegue propagar-se à estratosfera, já a onda 3 fica confinada na troposfera.
- Inferidos através dos fluxos de EP média zonal, os fluxos de momentum e calor são transportados pelas OEs na baixa estratosfera durante a primavera. Estes fluxos são dirigidos principalmente para o pólo. Isto é, as OEs se propagam para cima e em direção ao equador.

- Examinando a variabilidade interanual das OEs no HS, através do desvio-padrão para o período de estudo, observou-se que os maiores valores ocorrem durante a primavera na baixa estratosfera. Nota-se que a amplitude durante o outono é da mesma ordem de magnitude que a amplitude da onda 1.
- Utilizando os fluxos de Plumb (generalização tri-dimensional de EP) determinaram-se como regiões de origem das OEs a Antártida e adjacências (topográfico e térmico) e do Oceano Índico tropical (térmico).
- As diferenças entre os compostos para os anos El Niño e La Niña e a média mostraram que durante a fase quente do ENOS existe um incremento da amplitude da onda 1 durante o outono e na primavera na estratosfera. Durante o inverno e primavera ocorre um incremento da amplitude da onda 1 na troposfera nos sub-tropicais. No caso de La Niña, notou-se um decréscimo da amplitude da onda 1 na troposfera e estratosfera no outono e inverno. Na comparação dos fluxos de EP para os compostos de El Niño e La Niña encontrou-se que durante El Niño existe uma forte propagação das OEs para o equador. Também, há um forte transporte de energia para o pólo na alta troposfera entre as latitudes 30°-50° S.
- As anomalias de altura geopotencial no nível de 300 hPa para os compostos de El Niño e La Niña para as quatro estações em 300 hPa foram examinadas. Foi identificado um trem de ondas na primavera, diferindo dos resultados de Karoly (1989) que observou este trem durante os meses de inverno. A atividade da onda na primavera no composto de El Niño mostra a propagação de uma OE sobre um guia de ondas de Rossby, primeiro em direção do pólo até girar nas latitudes médias para o equador nas proximidades da América do Sul (Hoskins e Ambrizzi, 1993). Como foi mostrado por Ambrizzi e Hoskins (1997), este padrão sobre o setor do Oceano Pacífico sul-americano é a rota preferida de dispersão de energia. Durante o verão austral, Ambrizzi e Hoskins (1997) notaram a existência de um guia de ondas ao longo do jato dos Oceanos Pacífico e do Atlântico sul. Porém, os resultados encontrados no presente trabalho mostraram que o trem de ondas é melhor definido durante a primavera austral. A diferença entre estes resultados e os de Karoly (1989) e Ambrizzi e Hoskins (1997), deve-se à menor quantidade de eventos e estações (verão e inverno) consideradas naqueles estudos.
- A posição dos centros de anomalias positivas (negativas) de geopotencial durante os eventos El Niño (La Niña), sobre o Pacífico sudeste, é relevante para o fenômeno de bloqueio. A existência de centros positivos (negativos) é favorável (desfavorável) para a

ocorrência de altas de bloqueio sobre o Pacífico sudeste nas proximidades da América do Sul. Renwick e Revell (1999), através de estudos numéricos, encontraram um aumento na frequência de bloqueios sobre o Pacífico sudeste durante os eventos El Niño associado à propagação de ondas de Rossby. Os resultados encontrados neste trabalho corroboram a hipótese proposta por eles.

Os eventos El Niño e La Niña, como observado em Rao et al. (2000b), favorecem a alta e baixa frequência de bloqueios na região do Pacífico sudeste associadas à atividade de OEs forçadas por anomalias positivas e negativas de TSM (Renwick e Revell, 1999; Rao et al., 2000b). Esta característica no Pacífico sudeste tem um forte impacto no regime de precipitação sobre América do Sul, causando alta e baixa precipitação sobre os subtropicais e nas altas latitudes, respectivamente.

6.2 Estudo Numérico

Realizou-se um estudo numérico usando dois modelos regionais implementados no CPTEC, para avaliar as simulações sobre a América do Sul das circulações quase-estacionárias presentes durante o verão austral e os efeitos das anomalias das OEs durante eventos extremos (El Niño e La Niña).

Os modelos utilizados neste trabalho, o ETACLIM e o RegCM3 apresentam diferenças significativas com respeito à física e a dinâmica, o qual é desejável para se testar uma hipótese.

Foi realizada uma avaliação das integrações de ambos os modelos, para a qual foram integrados durante 45 dias desde meados de dezembro até início de fevereiro do ano seguinte, para o período de 1991 a 2000 (10 anos). Ao serem forçados por dados da reanálise do NCEP/NCAR (fronteira perfeita) foram diminuídas as possíveis influências externas sobre o domínio.

Encontrou-se nas avaliações que os modelos ETACLIM e RegCM3 sub-estimam a precipitação sobre grande parte da América do Sul e super-estimam na região dos Andes. O ETACLIM super-estima a temperatura da superfície, enquanto que o RegCM3 a sub-estima. Os maiores valores de rms e bias de pressão e temperatura foram encontrados na região dos Andes, representando esta região um desafio para a modelagem climática. Entretanto, os melhores índices de correlação da precipitação são encontrados na simulação do ETACLIM.

Nesta avaliação se define que ainda é necessário maior ajuste dos modelos para reproduzir com maior fidelidade o clima regional. As deficiências encontradas podem ser atribuídas à escolha incorreta de alguns dos parâmetros, principalmente, aos associados à convecção. Também, não é descartada a falta de um melhor ajuste nas parametrizações de processos de superfície e radiação. Contudo, de um modo geral há uma boa concordância com as observações.

As simulações da circulação quase-estacionária de verão sobre a América do Sul dos modelos apresentaram diferenças e semelhanças significativas. Com relação à simulação da AB, o modelo ETACLIM conseguiu na média reproduzir sua localização climatológica. Entretanto, o vórtice do NEB ficou mais intenso e deslocado mais para o interior do continente que o observado; em baixos níveis a simulação da circulação proveniente do oeste da Região Amazônica para as Regiões Sul/Sudeste do Brasil foi coerente com o observado. Já o modelo RegCM3, em altos níveis simula a AB mais ao sul e menos intensa que o observado e posiciona corretamente o vórtice no leste do NEB; em baixos níveis o escoamento na região norte da Argentina é mais meridional e com giro para sudoeste.

As características descritas causam um efeito direto em ambas as simulações da distribuição da precipitação. O modelo ETACLIM posiciona os máximos na região da Amazônia ocidental, no sudeste e em menor grau sobre os Andes. O RegCM3 tem uma deficiência na simulação da precipitação na bacia amazônica e uma convergência artificial na parte central dos Andes. No caso do ETACLIM há uma melhor representação da circulação em baixos e altos níveis, porém o posicionamento mais ao norte da ZCIT no Atlântico provoca que a região NEB seja mais seca que o observado. No caso do RegCM3 a ausência da liberação de calor latente na região amazônica provoca, por compensação, que a circulação anticiclônica em altos níveis se desloque mais ao sul. Entretanto, uma melhor distribuição da ZCIT no Atlântico favorece que a simulação no NEB seja mais próxima da observação. Fisicamente, as distribuições de precipitação (calor latente) sobre o continente contribuem para estabelecer a dinâmica dentro do domínio de integração.

Constatou-se que as circulações e a distribuição de precipitação anômalas durante eventos extremos (El Niño, 1998; La Niña, 1999) simuladas por ambos os modelos são similares. Com a climatologia dos modelos elaboraram-se as anomalias, as quais foram comparadas com as anomalias tomadas de forma direta entre ambos os períodos. Encontrou-se que, em geral, os resultados dos modelos são coincidentes, isto é, foi encontrado um aumento no regime de precipitação no setor oeste da Região Amazônica durante o ano de La Niña

e um decréscimo na Amazônia durante o ano de El Niño; as regiões norte do NEB, norte do Peru e sul do Brasil são mais úmidas durante o ano de El Niño (janeiro de 1998), o contrário acontecendo durante o ano de La Niña (janeiro de 1999). Em relação às características da circulação sobre a América do Sul, encontraram-se padrões anômalos similares aos observados, por exemplo, a intensificação do jato subtropical durante El Niño e o deslocamento da alta mais para sul durante este período; a AB no caso de La Niña ficou mais ao norte que sua posição climatológica. Pequenas diferenças são encontradas entre ambas as simulações, porém, em geral elas coincidem. Estes resultados são coerentes com as observações e fornecem confiabilidade nas simulações de ambos os modelos.

O impacto das anomalias das OEs sobre o clima de verão foi estudado filtrando as mesmas das condições iniciais e de fronteira. Utilizando o método descrito por Pan et al. (1999) estas anomalias foram filtradas totalmente e de forma parcial, sendo avaliado seu efeito sobre varias regiões do Brasil e América do Sul. Em geral, encontrou-se que o efeito das anomalias sobre o clima regional do continente sul-americano varia de fraco a moderado, isto é, quando filtradas a distribuição de precipitação tendeu mais para a climatologia, sem que a mesma fosse atingida. Aparentemente as anomalias das OEs (forçante remota) não são muito importantes durante este período e as forçantes locais são em geral determinantes. Porém, durante o verão austral a interação trópico-extratropical e as interações não-lineares podem ter mascarado o verdadeiro papel das anomalias das OEs. Em ambos os casos de El Niño e La Niña os modelos apresentaram características similares sobre a Região Amazônica; sobre outras regiões a avaliação é muito mais complexa.

Quando verificadas as variações interanuais e anomalias quase-estacionárias nas suas simulações os modelos coincidem com respeito aos efeitos sobre o clima regional, principalmente na Região Amazônica e no sudeste do continente sul-americano. Isto dá maior confiabilidade nos resultados devido ao fato de que usando diferentes ferramentas (modelos) obteve-se a mesma resposta.

Entretanto, algumas limitações devem ser apontadas: os modelos ainda têm dificuldade em capturar corretamente a distribuição da precipitação, principalmente em latitudes tropicais, o que pode ser devido à falta de um ajuste mais preciso nas parametrizações físicas. Isto pode ser devido à falta de um ajuste correto na parametrização da convecção cumulus, da sua interação com a microfísica e ainda, devido à incerteza de alguns dos parâmetros associados. Ainda mais, há necessidade de um melhor conhecimento sobre os

fenômenos e suas parametrizações mais adequadas. Nestas integrações usaram-se dados observados (reanálise) como forçante, pois com a utilização de dados provenientes de MCGs os resultados podem ser afetados devido ao fato de que problemas inerentes aos mesmos podem ser transferidos aos modelos regionais.

Também, destaca-se que nos experimentos realizados não existe interação entre a forçante de grande escala e o modelo. Isto é, mudanças de aquecimento e/ou circulação dentro do domínio de integração não são consideradas pela forçante (reanálise), porém, mudanças numa região podem afetar outras através de teleconexões que, por sua vez, afetam ou intensificam um fenômeno local. Uma forma de se estabelecer estas interações é o uso de MCGs.

Pode-se concluir que os modelos regionais climáticos regionais implantados no CPTEC, apesar de possuírem erros sistemáticos, apresentam-se como ferramentas úteis para o estudo do clima sobre a América do Sul.

6.3 Sugestões para Trabalhos Futuros

Como futuros trabalhos nesta área sugerem-se:

Estudar as OEs com modelos simples (linearizados), onde a causa e o efeito à determinada forçante podem ser melhor definidos. Por exemplo, determinar a importância do fluxo médio sobre as anomalias das OEs durante as estações de transição (outono), o que pode melhorar ainda mais o nosso entendimento da sua dinâmica sobre o HS.

Realizar um estudo das OEs utilizando as integrações climáticas do MCG CPTEC/COLA com modificações nas parametrizações de radiação e convecção, devido ao forte impacto que têm na simulação das OEs, principalmente no HS.

Realizar rodadas climáticas regionais nas outras estações do ano não abordadas neste trabalho com o intuito de verificar como as OEs afetam o clima na região de América do Sul.

Continuar o aperfeiçoamento dos modelos regionais climáticos em uso no CPTEC, principalmente na parte de convecção, sem desmerecer a importância dos outros processos físicos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Ambrizzi, T.; Hoskins, B. J. Stationary Rossby–wave propagation in a baroclinic atmosphere. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 123, n. 540, p. 919–928, Apr. 1997. 31, 35, 96, 108, 110, 180

Ambrizzi, T.; Hoskins, B. J.; Hsu, H. H. Rossby wave propagation and teleconnection patterns in the Austral winter. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 52, n. 21, p. 3661–3672, Nov. 1995. 96

Andrews, D. G.; Holton, J. R.; Leovy, C. B. **Middle atmosphere dynamics**. San Diego, CA, USA: Academic Press, 1987. 489 p. 29, 60

Anthes, R. A.; Hsie, E. Y.; Kuo, Y. H. **Description of the Penn State NCAR mesoscale model version 4 (MM4)**. Boulder: NCAR, 1987. 66 p. (NCAR/TN-282+STR). 240

AviSSar, R.; Dias, P. L. S.; Dias, M. A. F. S.; Nobre, C. The large–scale biosphere–atmosphere experiment in Amazonia (LBA): insights and future research needs. **Journal Geophysical Research**, v. 107, n. D20, p. 8086–1, Sep–Oct. 2002. 233

Black, R. X. Deducing anomalous wave source regions during the life cycles of persistent flow anomalies. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 54, n. 7, p. 895–907, Apr. 1997. 47, 85

Black, T. The new NMC Mesoscale ETA model: description and forecast examples. **Weather and Forecasting**, v. 9, n. 2, p. 265–278, Sep. 1994. 236

Bohm, A. U.; Podzum, B. R.; Jacob, C. D. Surface water balance estimation for a semi–arid region using a regional climate model and comparison of water balance components with global circulation model output and analysis data. **Physics and Chemistry of the Earth**, v. 23, n. 4, p. 405–411, 1998. 37

Cavalcanti, I. F. A. Teleconnection patterns orographically induced in model results and from observational data in the austral winter of the Southern Hemisphere. **International Journal of Climatology**, v. 20, n. 10, p. 1191–1206, Aug. 2000. 35

Charney, J. G.; Drazin, P. G. Propagation of planetary scale disturbances from the lower into the upper atmosphere. **Journal Geophysical Research**, v. 66, n. 1, p. 83–109, Jan. 1961. 55, 60

- Charney, J. G.; Eliassen, A. A numerical method for predicting the perturbations of the middle latitude westerlies. **Tellus**, v. 1, n. 2, p. 38–54, Mar. 1949. 29
- Chen, F.; Janjic, Z.; Mitchell, K. Impact of atmospheric surface layer parameterization in the new land-surface scheme of the NCEP mesoscale Eta numerical model. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 85, n. 3, p. 391–421, Dec. 1997. 237
- Chen, F.; Mitchell, K. Using the GEWEX/ISLSCP forcing data to simulate global soil moisture fields and hydrological cycle for 1987–1988. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 77, n. 1B, p. 167–182, Mar. 1999. 237
- Chen, S.-C.; Roads, J. Regional spectral model simulations for South America. **Journal of Hydrometeorology**, 2003. 37
- Chen, T.; Weng, S.; Schuberth, S. Maintenance of austral summertime upper-tropospheric circulation over tropical South America: the Bolivian High-Nordeste low system. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 56, n. 13, p. 2081–2100, July 1999. 32, 33, 111
- Chen, W.; Takahashi, M.; Graf, H.-F. Interannual variations of stationary planetary wave activity in the northern winter troposphere and stratosphere and their relations to NAM and SST. **Journal Geophysical Research**, v. 108, n. D24, p. 4797, doi:10.1029/2003JD003834, Dec. 2003. 46
- Chou, M.-D. A solar radiation model for use in climate studies. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 49, n. 9, p. 762–772, May 1992. 238
- . Atmospheric solar heating in minor absorption band. **Terrestrial Atmospheric and Oceanic Sciences**, v. 10, n. 3, p. 511–528, Sep. 1999. 238, 243
- Chou, S. C.; Nunes, A. M. B.; Cavalcanti, I. F. A. Extended range forecast over South America using the regional Eta model. **Journal Geophysical Research**, v. 105, n. D8, p. 10147–10160, Apr. 2000. 37, 233, 238
- Chou, S. C.; Tanajura, C. A. S.; Xue, Y.; Nobre, C. A. Validation of the coupled Eta/SSiB model over South America. **Journal Geophysical Research**, v. 107, n. D20, p. doi:10.1029/2000JD000270, Oct. 2002. 34, 37, 233, 238

- Christensen, J. H.; Machehauer, B.; Jones, R. G.; Schar, C.; Ruti, P. M.; Castro, M.; Visconti, G. Validation of present-day regional climate simulations over Europe: LAM simulations with observed boundary conditions. **Climate Dynamics**, v. 13, n. 7–8, p. 489–506, Aug. 1997. 120
- Dickinson, R. E.; Henderson-Sellers, A.; Kennedy, P. J. **Biosphere–atmosphere transfer scheme BATS version 1e as coupled to the NCAR Community Climate Model**. Boulder: NCAR, 1993. 72 p. (NCAR/TN-387+STR). 240
- Druyan, L. M.; Fulakeza, M.; Lonergan, P. Dynamic downscaling of seasonal climate predictions over Brazil. **Journal of Climate**, v. 15, n. 23, p. 3411–3426, Dec. 2002. 34, 37
- Edmon, H. J.; Hoskins, B. J.; McIntyre, M. E. Eliassen–Palm cross sections for the troposphere. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 37, n. 12, p. 2600–2616, Dec. 1980. 66, 67, 74, 88
- Elguindi, N.; Bi, X.; Giorgi, F.; Nagarajan, B.; Pal, J.; Solomon, F. **RegCM version 3.0 user's guide**. Trieste: ICTP, 2004. 48 p. 239
- Eliassen, A.; Palm, E. On the transfer of energy in stationary mountain waves. **Geofysiske Publikasjoner**, v. 22, n. 3, p. 1–23, 1961. 46, 67, 71, 88
- Fels, S. B.; Schwartzkopf, M. D. The simplified exchange approximation: a new method for radiative transfer calculations. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 32, n. 7, p. 1475–1488, July 1975. 237
- Ferrier, B. S.; Jin, Y.; Lin, Y.; Black, T.; Rogers, E.; DiMego, G. Implementation of a new grid-scale cloud and precipitation scheme in the NCEP Eta model. In: Conference on Numerical Weather Prediction, 15, 12–15 August 2002, San Antonio, Texas. **Proceedings...** AMS, 2002. p. 280–283. 237
- Figuroa, S. N. **Estudos dos sistemas de circulação de verão sobre a América do Sul e suas simulações com modelos numéricos**, 1997. 181 p. (INPE-7121-TDL/672). Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São Jose dos Campos, 1997. 32, 111, 112
- Figuroa, S. N.; Satyamurty, P.; Dias, P. L. S. Simulations of the summer circulations over the South American region with an eta coordinate model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 52, n. 10, p. 1573–1584, May 1995. 32

- Gadd, A. J. A split–explicit integration scheme for numerical weather prediction. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 104, n. 441, p. 569–582, July 1978. 236
- Gandu, A. W.; Dias, P. L. S. Impact of tropical heat sources on the South America tropospheric upper circulation and subsidence. **Journal Geophysical Research**, v. 103, n. D6, p. 6001–6015, Mar. 1998. 32
- Giorgi, F.; Marinucci, M. R.; Bates, G. T. Development of a second–generation regional climate model (RegCM2). Part I: boundary–layer and radiative transfer process. **Monthly Weather Review**, v. 121, n. 10, p. 2794–2812, Oct. 1993a. 239, 240, 251, 252
- Giorgi, F.; Marinucci, M. R.; Bates, G. T.; Decanio, G. Development of a second–generation regional climate model (RegCM2). Part II: convective process and assimilation of lateral boundary conditions. **Monthly Weather Review**, v. 121, n. 10, p. 2814–2831, Oct. 1993b. 239, 241, 251, 252
- Giorgi, F.; Mearns, L. O. Introduction to special section: regional climate modeling revisited. **Journal Geophysical Research**, v. 104, n. D6, p. 6335–6352, Mar. 1999. 144, 234, 252
- Giorgi, F.; Mearns, L. O.; Shields, C.; Mayer, L. A regional model study of the importance of local versus remote controls on the 1988 drought and the 1993 flood over the central United States. **Journal of Climate**, v. 9, n. 5, p. 1150–1162, May 1996. 30
- Giorgi, F.; Shields, C. Test of precipitation parametrization available in latest version of NCAR regional climate model (RegCM) over continental United States. **Journal Geophysical Research**, v. 104, n. D6, p. 6353–6375, Mar. 1999. 239, 240, 254
- Grell, G. A. Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterization. **Monthly Weather Review**, v. 121, n. 3, p. 764–787, Mar. 1993. 240
- Grimm, A. M. The El Niño impact on the summer monsoon in Brazil: regional process versus remote influences. **Journal of Climate**, v. 16, n. 2, p. 263–280, Jan. 2003. 42, 111

- Gutman, G.; Ignatov, A. The derivation of the green vegetation fraction from NOAA/AVHRR data for use in numerical weather prediction models. **International Journal of Remote Sensing**, v. 19, n. 8, p. 1533–1543, May 1998. 238
- Hartmann, D. Stationary waves in the Southern Hemisphere. **Journal Geophysical Research**, v. 82, n. 31, p. 4930–4934, Oct. 1977. 30, 35
- Holopainen, E. O. On the dynamic forcing of the long term flow by large-scale Reynolds' stresses in the atmosphere. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 35, n. 9, p. 1596–1604, Sep. 1978. 29
- Holopainen, E. O.; Rontu, L.; Lau, N.-C. The effect of large-scale transient eddies on the mean flow in the atmosphere. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 39, n. 9, p. 1972–1984, Sep. 1982. 29
- Holtzlag, A. A. M.; f. Bruijn, E. I.; Pan, H. L. A high resolution air mass transformation model for short-range weather forecasting. **Monthly Weather Review**, v. 118, n. 8, p. 1561–1575, Aug. 1990. 240
- Horel, J. D.; Pechmann, J. B.; Hahmann, A. N.; Gleisler, J. E. Simulations of the Amazon basin circulation with a regional model. **Journal of Climate**, v. 7, n. 1, p. 56–71, Jan. 1994. 33, 233
- 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, June 1993. 31, 96, 180
- Hsie, E. Y.; Anthes, R. A.; Keysler, D. Numerical simulation of frontogenesis in a moist atmosphere. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 41, n. 7, p. 2581–2594, Sep. 1984. 240
- Huffman, G.; Adler, R. F.; Arkin, P. A.; Chang, A.; Gruber, A.; Janowiak, J.; McNab, A.; Rudolf, B.; Schneider, U. The global precipitation climatology project (GPCP) combined precipitation dataset. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, n. 1, p. 5–20, Jan. 1997. 116, 243
- Huffman, G. J.; Adler, R. F.; Morrisey, M. M.; Bolvin, D. T.; Curtis, S.; Joyce, R.; McGavock, B.; Susskind, J. Global precipitation at one-degree daily resolution from multisatellite observations. **Journal of Hydrometeorology**, v. 2, n. 1, p. 36–50, Feb. 2000. 116

- Hurrell, J. W.; van Loon, H.; Shea, D. J. The mean state of the troposphere. In: Karoly, D. J.; Vincent, D. G. (ed.) **Meteorology of the Southern Hemisphere**. Boston: American Meteorology Society, 1998. cap. 1, p. 1–46. 31, 64, 66
- Janjic, Z. I. The step–mountain coordinate: physical package. **Monthly Weather Review**, v. 118, n. 7, p. 1429–1443, July 1990. 236
- . The step–mountain coordinate: further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulent closure schemes. **Monthly Weather Review**, v. 122, n. 5, p. 927–945, May 1994. 236
- Kain, J. S. The Kain–Fritsch convective parameterization: an updated. **Journal Applied Meteorology**, v. 43, n. 1, p. 170–181, Jan. 2004. 237
- Kalnay, E.; Kanamitsu, M.; Kistler, R.; Collins, W.; Deaven, D.; Gandin, L.; Iredell, M.; White, G.; Woollen, J.; Zhu, Y.; Chelliah, M.; Ebisuzaki, W.; Higgins, W.; Janowiak, J.; Mo, K. C.; Ropelewsky, C.; Wang, J.; Leetmaa, A.; Reynolds, R.; Jenne, R.; Joseph, D. The NCEP/NCAR 40–year reanalysis project. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 77, n. 3, p. 437–471, Mar. 1996. 35, 42
- Karoly, D. Southern Hemisphere circulations features associated with El Niño–Southern Oscillation events. **Journal of Climate**, v. 2, n. 11, p. 1239–1252, Nov. 1989. 30, 35, 38, 71, 83, 88, 93, 96, 154, 180
- Karoly, D.; Plumb, R. A.; Ting, M. F. Examples of the propagation of quase–stationary waves. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 46, n. 8, p. 2802–2811, Sep. 1989. 46, 71, 83
- Kidson, J. W. Principal modes of Southern Hemisphere low–frequency variability obtained from NCEP–NCAR reanalysis. **Journal of Climate**, v. 12, n. 9, p. 2808–2830, Sep. 1999. 42
- Kiehl, J. T.; Hack, J. J.; Bonan, G. B.; Boville, B. A.; Briegleb, B. P.; Williamson, D. L.; Rash, P. J. **Description of the NCAR Community Climate Model(CCM3)**. Boulder: NCAR, 1996. 152 p. (NCAR/TN-420+STR). 240
- Kiladis, G. N.; Mo, K. C. Interannual and intraseasonal variability in the Southern Hemisphere. In: Karoly, D. J.; Vincent, D. G. (ed.) **Meteorology of the Southern Hemisphere**. Boston: American Meteorology Society, 1998. cap. 8, p. 307–336. 31, 99, 110

Kistler, R.; Kalnay, E.; Collins, W.; Saha, S.; White, G.; Woollen, J.; Chelliah, M.; Ebisuzaki, W.; Kanamitsu, M.; Kousky, V.; van den Dool, H.; Jenne, R.; Fiorino, M. The NCEP–NCAR 50–year reanalysis: monthly means cd–rom and documentation. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 82, n. 2, p. 247–267, Feb. 2001. 35, 42

Kousky, V. E. **Classificação de eventos ENOS no CDC/NOAA**. [mensagem pessoal]. Mensagem recebida por <pablo@cptec.inpe.br> em 11 Jul, 2003. 83

Kousky, V. E.; Gan, M. A. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. **Tellus**, v. 33, n. 6, p. 538–551, 1981. 32

Lacis, A. A.; Hansen, J. E. A parametrization of absorption of solar radiation in the earth’s atmosphere. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 31, n. 1, p. 118–133, Jan. 1974. 237

Lau, K. M.; Peng, L. Dynamics of atmospheric teleconnections during the northern summer. **Journal of Climate**, v. 5, n. 2, p. 140–158, Feb. 1992. 46

Lau, K. M.; Zhou, J. Anomalies of the South American summer monsoon associated with the 1997–1999 El Niño–Southern Oscillation. **International Journal of Climatology**, v. 23, n. 5, p. 529–539, Apr. 2003. 104, 111, 147

Lenters, J. D.; Cook, K. Simulation and diagnostic of the regional summertime precipitation climatology of South America. **Journal of Climate**, v. 8, n. 12, p. 2988–3005, Dec. 1995. 32, 33

———. On the origin of the Bolivian High and related circulations features of the South America climate. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 54, n. 5, p. 656–677, Mar. 1997. 111

Liu, A. Z.; Ting, M. F.; Wang, H. L. Maintenance of circulation anomalies during the 1988 drought and 1993 floods over the United States. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 55, n. 17, p. 2810–2832, Sep. 1998. 30

Lyon, B.; Dole, R. M. A diagnostic comparison of the 1980 and 1988 US summer heat wave–drought. **Journal of Climate**, v. 8, n. 6, p. 1658–1675, June 1995. 29

Marbaix, P. **A regional atmospheric model over Europe: adaptation for climate studies and validation**, 2000. 174 p. Ph.D. diss. – Université Catholique de Lovain, Institut d’Astronomie et de Géophysique, 2000. 120

- Marbaix, P.; Gallee, H.; Brasseur, O.; van Ypersele, J.-P. Lateral boundary conditions in regional climate models: a detailed study of the relaxation procedure. **Monthly Weather Review**, v. 131, n. 3, p. 461–479, Mar. 2003. 241
- Marengo, J.; Cornejo, A.; Satyamurty, P.; Nobre, C.; Sea, W. Cold surges in tropical and extratropical South America: the strong event in June 1994. **Monthly Weather Review**, v. 125, n. 11, p. 2759–2786, Nov. 1997. 167
- Marques, R. F. C.; Rao, V. B. Interannual variations of blocking in the Southern Hemisphere and their energetics. **Journal Geophysical Research**, v. 105, n. D5, p. 4625–4636, Mar. 2000. 29, 32
- Matsuno, T. Vertical propagation of stationary waves in the winter Northern Hemisphere. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 27, n. 6, p. 871–883, Sep. 1970. 29
- McGregor, J. L. Regional climate modeling. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 63, n. 1–2, p. 105–117, 1997. 234
- Mechoso, C. R.; Hartmann, D. L. An observational study of travelling planetary waves in the Southern Hemisphere. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 39, n. 9, p. 1921–1935, Sep. 1982. 30, 50
- Mellor, G. L.; Yamada, T. A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 31, n. 7, p. 1791–1806, Sep. 1974. 236
- Menendez, C. G.; Saulo, A. C.; Li, Z.-X. Simulation of South American wintertime climate with a nesting system. **Climate Dynamics**, v. 17, n. 2-3, p. 219–231, Jan. 2001. 37
- Misra, V.; Dirmeyer, P. A.; Kirtman, B. P. A comparative study of two land surface schemes in regional climate integrations over South America. **Journal Geophysical Research**, v. 107, n. D20, p. doi:10.1029/2001JD001284, Set. 2002a. 34, 37
- . Dynamical downscaling of seasonal simulations over South America. **Journal of Climate**, v. 16, n. 1, p. 103–117, Jan. 2003. 34, 37
- Misra, V.; Dirmeyer, P. A.; Kirtman, B. P.; Juang, H.-M. H.; Kanamitsu, M. Regional simulation of interannual variability over South America. **Journal**

Geophysical Research, v. 107, n. D20, p. doi:10.1029/2001JD900216, Aug. 2002b. 34, 37

Mo, K. C. Relationships between low-frequency variability in the Southern Hemisphere and sea surface temperature anomalies. **Journal of Climate**, v. 13, n. 20, p. 3599–3611, Oct. 2000. 42, 48

Mo, K. C.; Wang, X.; Kistler, R.; Kanamitsu, M.; Kalnay, E. Impact of satellite data on the CDAS–reanalysis system. **Monthly Weather Review**, v. 123, n. 11, p. 124–139, Jan. 1995. 42

Nicolini, M.; Salio, P.; Katzfey, J. J.; McGregor, J. L.; Saulo, A. C. January and July regional climate simulation over South America. **Journal Geophysical Research**, v. 107, n. D22, p. doi:10.1029/2001JD000736, Nov. 2002. 37

Nobre, P.; Moura, A. D.; Sun, L. Dynamical downscaling of seasonal climate prediction over Nordeste Brazil with ECHAM3 and NCEP regional spectral model at IRI. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 82, n. 12, p. 2787–2796, Dec. 2001. 33, 37

Nockovic, S.; Mihailovic, D.; Rajkovic, B. **Scientific documentation of the ETA model**. WMO/FHI, 1998. 177 p. 236

Pal, J. S.; Small, E. E.; Eltahir, E. A. B. Simulation of regional-scale water and energy budgets: representation of subgrid cloud and precipitation process within RegCM. **Journal Geophysical Research**, v. 105, n. D24, p. 29579–29594, Dec. 2000. 251, 254

Pan, Z.; Arrit, R. W.; Segal, M.; Chen, T.; Weng, S. Effects of quasi-stationary large-scale anomalies on some mesoscale features associated with the 1993 flood: a regional model simulation. **Journal Geophysical Research**, v. 105, n. D24, p. 29551–29564, Dec. 2000. 33, 154

Pan, Z.; Segal, M.; Arrit, R. W. A method for simulating effects of quasi-stationary wave anomalies on regional climate. **Journal of Climate**, v. 12, n. 5, p. 1336–1343, May 1999. 33, 152, 154, 183

Peagle, J.; Mo, K. C.; Noguees-Peagle, J. Dependence of simulated precipitation on surface evaporation during the 1993 United States summer floods. **Monthly Weather Review**, v. 124, n. 3, p. 345–361, Mar. 1996. 30

- Plumb, R. A. On three-dimensional propagation of stationary waves. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 42, n. 3, p. 217–229, Feb. 1985. 38, 46, 47, 74, 93
- Quintanar, A. I.; Mechoso, C. R. Quasi-stationary waves in the Southern Hemisphere. Part I: observational data. **Journal of Climate**, v. 8, n. 11, p. 2659–2672, Nov. 1995a. 30, 35, 46, 47, 49, 67, 82, 93
- . Quasi-stationary waves in the Southern Hemisphere. Part II: generation mechanisms. **Journal of Climate**, v. 8, n. 11, p. 2673–2690, Nov. 1995b. 30, 35
- Randel, W.; Newman, R. The stratosphere in the Southern Hemisphere. In: Karoly, D. J.; Vincent, D. G. (ed.) **Meteorology of the Southern Hemisphere**. Boston: American Meteorology Society, 1998. cap. 6, p. 243–282. 29
- Randel, W. J. A study of planetary waves in the Southern winter troposphere and stratosphere. Part I: wave structure and vertical propagation. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 44, n. 6, p. 917–935, Mar. 1987. 43
- . The seasonal evolution of planetary waves in the Southern Hemisphere stratosphere and troposphere. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 114, n. 484, p. 1385–1409, Oct. 1988. 30, 35, 43, 44
- . **Global Atmospheric circulation Statistics, 1000–1mb**. Boulder: NCAR, 1992. 256 p. (NCAR/TN-366+STR). 43, 44, 82
- Randel, W. J.; Williamson, D. L. A comparison of the climate simulated by the NCAR community climate model (CCM1:R15) with ECMWF analysis. **Journal of Climate**, v. 3, n. 6, p. 608–633, June 1990. 35
- Rao, V. B.; Bonatti, J. P. On 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. 32
- Rao, V. B.; Carmo, A. M.; Franchito, S. H. Seasonal variations in the Southern Hemisphere of storm tracks and associated wave propagation. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 59, n. 6, p. 1029–1040, Mar. 2002a. 29
- Rao, V. B.; Chapa, S. R.; Fernandez, J. P. R.; Franchito, S. H. A diagnosis of rainfall over South America during the 1997/1998 El Niño event. Part II: roles of water transport and stationary waves. **Journal of Climate**, v. 15, n. 5, p. 512–525, Mar. 2002b. 104, 108, 147

- Rao, V. B.; Fernandez, J. P. R.; Franchito, S. H. Monsoonlike circulations in a zonally averaged numerical model with topography. **Monthly Weather Review**, v. 128, n. 3, p. 779–794, Mar. 2000a. 32
- . Quasi-stationary waves in the Southern Hemisphere during El Niño and La Niña events. **Annales Geophysicae**, v. 22, n. 3, p. 789–806, Mar. 2004. 42, 83
- Rao, V. B.; Franchito, S. H.; Fernandez, J. P. R. Comments on "Blocking over the South Pacific and Rossby wave propagation". **Monthly Weather Review**, v. 128, n. 12, p. 4660–4661, Dec. 2000b. 42, 83, 181
- Renwick, J. A.; Revell, M. Blocking over the South Pacific and Rossby wave propagation. **Monthly Weather Review**, v. 127, n. 10, p. 2233–2247, Oct. 1999. 32, 42, 96, 99, 110, 181
- Reynolds, R. W.; Smith, T. A. A high-resolution global sea surface temperature climatology. **Journal of Climate**, v. 8, n. 6, p. 1571–1583, June 1995. 117, 238
- Roads, J.; Chen, S.-C.; Druyan, L.; Fulakeza, M.; LaRow, T.; Lonergan, P.; Qian, J.-H.; Zebiak, S. The IRI/ARCs regional model intercomparison over South America. **Journal Geophysical Research**, v. 108, n. D14, p. 4425, July 2003. 37, 233
- Rojas, M.; Seth, A. Simulation and sensitivity in a nested modeling system for South America. Part II: GCM boundary forcing. **Journal of Climate**, v. 16, n. 15, p. 2454–2471, Aug. 2003. 37, 233
- Rutllant, J.; Fuenzalida, H. Synoptic aspects of the Central Chile rainfall variability associated with the Southern Oscillation. **International Journal of Climatology**, v. 11, n. 1, p. 63–76, Jan-Feb. 1991. 32
- Satyamurty, P.; Nobre, C. A.; Dias, P. L. S. South America. In: Karoly, D. J.; Vincent, D. G. (ed.) **Meteorology of the Southern Hemisphere**. Boston: American Meteorology Society, 1998. cap. 3, p. 243–282. 18, 111, 112, 114
- Schubert, S. D.; Suarez, M.; Park, C. K.; Moorthi, S. GCM simulations of intraseasonal variability in the Pacific/North American region. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 50, n. 13, p. 1991–2007, July 1993. 46
- Seth, A.; Rojas, M. Simulation and sensitivity in a nested modeling system for South America. Part I: reanalysis boundary forcing. **Journal of Climate**, v. 16, n. 15, p. 2437–2453, Aug. 2003. 37, 233

da Silva Dias, P. L.; Schubert, W. H.; DeMaria, M. Large-scale response of the tropical atmosphere to the transient convection. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 40, n. 11, p. 2689–2707, Nov. 1983. 32

Smagorinsky, J. The dynamical influence of large-scale heat sources and sinks on the quasi-stationary mean motions of the atmosphere. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 79, n. 341, p. 342–366, 1953. 29

Sun, L.; Semazzi, F. H. M.; Giorgi, F.; Ogallo, L. Application of the NCAR regional climate model to eastern Africa. 1. Simulations of the short rains of 1998. **Journal Geophysical Research**, v. 104, n. D6, p. 6529–6548, Mar. 1999a. 233, 241, 252, 255

———. Application of the NCAR regional climate model to eastern Africa. 2. Simulations of interannual variability of short rains. **Journal Geophysical Research**, v. 104, n. D6, p. 6549–6562, Mar. 1999b. 252

Tanajura, C. A. S. **Modeling and analysis of the South American summer climate**, 1996. 164 p. Ph.D. diss. – University of Maryland, College Park Maryland, 1996. 33, 36, 37, 233

Tarasova, T. A.; Fernandez, J. P. R.; Pisnitchenko, I. A.; Marengo, J. A.; Ceballos, J. C.; Bottino, M. J. The impact of new solar radiation parameterization in the NCEP ETA model on the South America summer climate. **jam**, v. 45, n. 1, p. 318–333, 2006. 238

Tarasova, T. A.; Fomin, B. A. Solar radiation absorption due to water vapor: Advanced broadband parameterizations. **Journal of Applied Meteorology**, v. 39, n. 11, p. 1947–1951, Nov. 2000. 243

Trenberth, K. E. Planetary waves at 500mb in the Southern Hemisphere. **Monthly Weather Review**, v. 108, n. 9, p. 1378–1389, Sep. 1980. 30, 35

———. Storm tracks in the Southern Hemisphere. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 48, n. 19, p. 2159–2178, Oct. 1991. 29

Trenberth, K. E.; Branstator, G.; Karoly, D.; Kumar, A.; Lau, N.; Ropelewski, C. Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures. **Journal Geophysical Research**, v. 103, n. C7, p. 14291–14324, June 1998. 29

- Trenberth, K. E.; Olson, J. G. An evaluation and intercomparison of global analysis of the National Meteorological Center and the European Center for Medium Range Weather Forecast. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 69, n. 9, p. 1047–1057, Sep. 1988. 35
- Trenberth, K. R.; Stepaniak, D. P. A pathological problem with NCEP reanalysis in the stratosphere. **Journal of Climate**, v. 15, n. 6, p. 690–695, Mar. 2002. 42
- Trenberth, K. R.; Stepaniak, D. P.; Hurrell, J. W. Quality of reanalysis in the tropics. **Journal of Climate**, v. 14, n. 7, p. 1499–1510, Apr. 2001. 42
- van Loon, H. V.; Jenne, R. The zonal harmonic standing waves in the Southern Hemisphere. **Journal Geophysical Research**, v. 77, p. 992–1003, Feb. 1972. 30, 35
- Verneker, A. D.; Kirtman, B. P.; Fennessy, M. J. Low level jets and their effects on the South America summer climate as simulated by the NCEP Eta model. **Journal of Climate**, v. 16, n. 2, p. 297–311, Jan. 2003. 34, 37, 233
- Wallace, J. M. The climatological mean stationary waves: observational evidence. In: Hoskins, B. J.; Karoly, D. J. (ed.) **Large-scale dynamical process in the atmosphere**. London: Academic Press, 1983. cap. 2, p. 27–53. 47, 81
- Wang, H. L.; Ting, M. F. Seasonal cycle of the climatological stationary waves in the NCEP-NCAR reanalysis. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 56, n. 22, p. 3892–3919, Nov. 1999. 35
- Wirth, V. Quasi-stationary planetary waves in total ozone and their correlation with lower stratospheric temperature. **Journal Geophysical Research**, v. 98, n. D5, p. 8873–8882, May 1993. 29
- Yang, S.; Gutowski, W. J. GCM simulations of the 3-dimensional propagation of stationary waves. **Journal of Climate**, v. 7, n. 3, p. 414–433, Mar. 1994. 35, 46, 67, 71
- Yang, Z.; Arritt, R. W. Test of a perturbed physics ensemble approach for regional climate modeling. **Journal of Climate**, v. 15, n. 20, p. 2881–2896, Oct. 2002. 251, 254

APÊNDICE A

ONDAS QUASE-ESTACIONÁRIAS: TEMPERATURA

Seções transversais longitude-altitude para as OEs da temperatura:

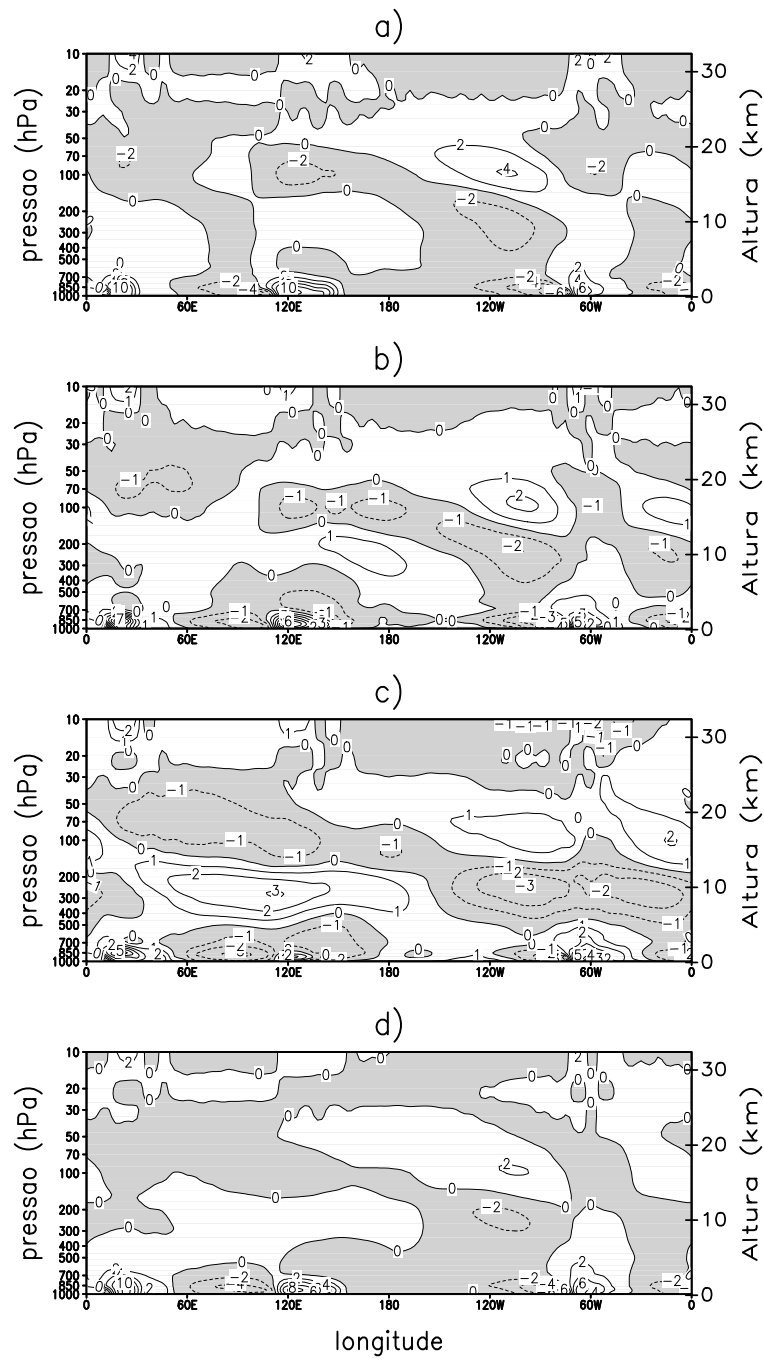


FIGURA A.1 – Seção longitude-altitude da OE T^* (K) em 25° S para a) DJF; b) MAM; c) JJA e d) SON.

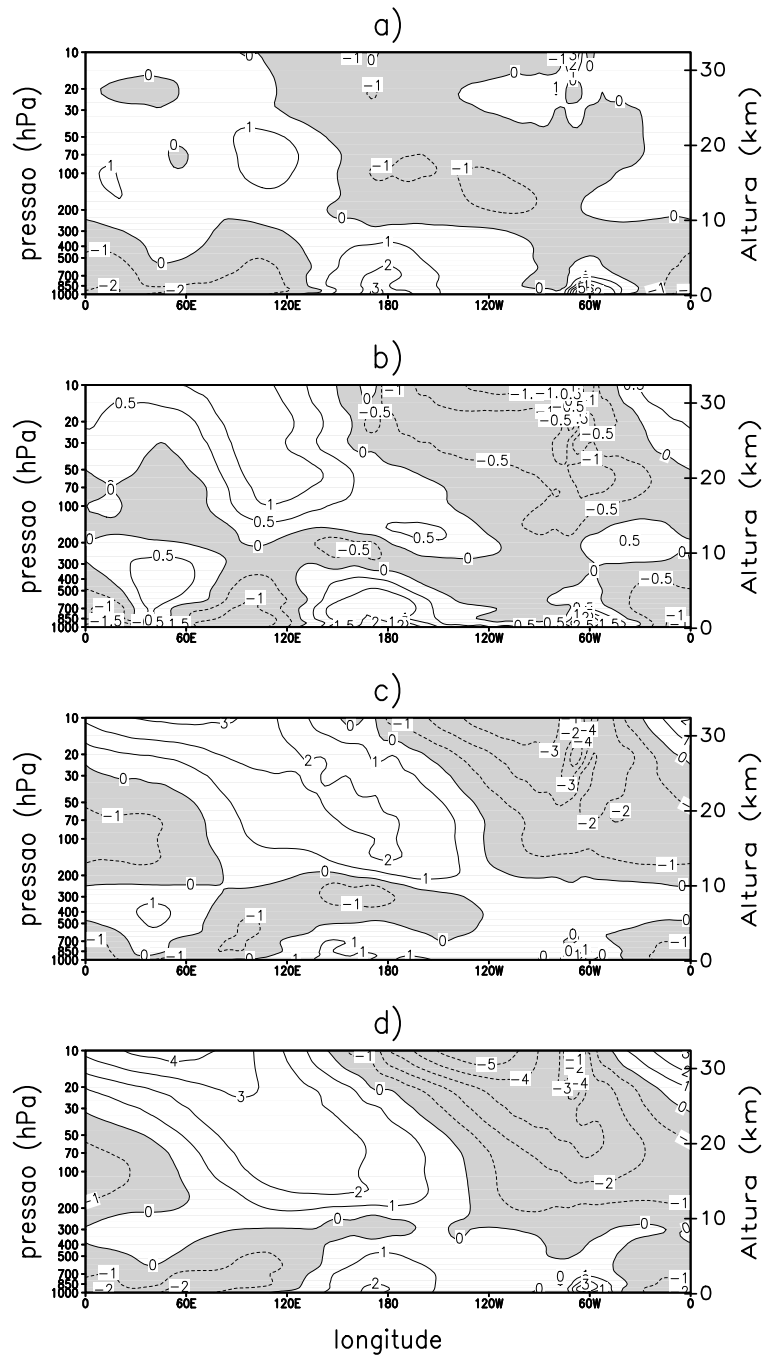


FIGURA A.2 – Igual à Figura A.1, em 45° S.

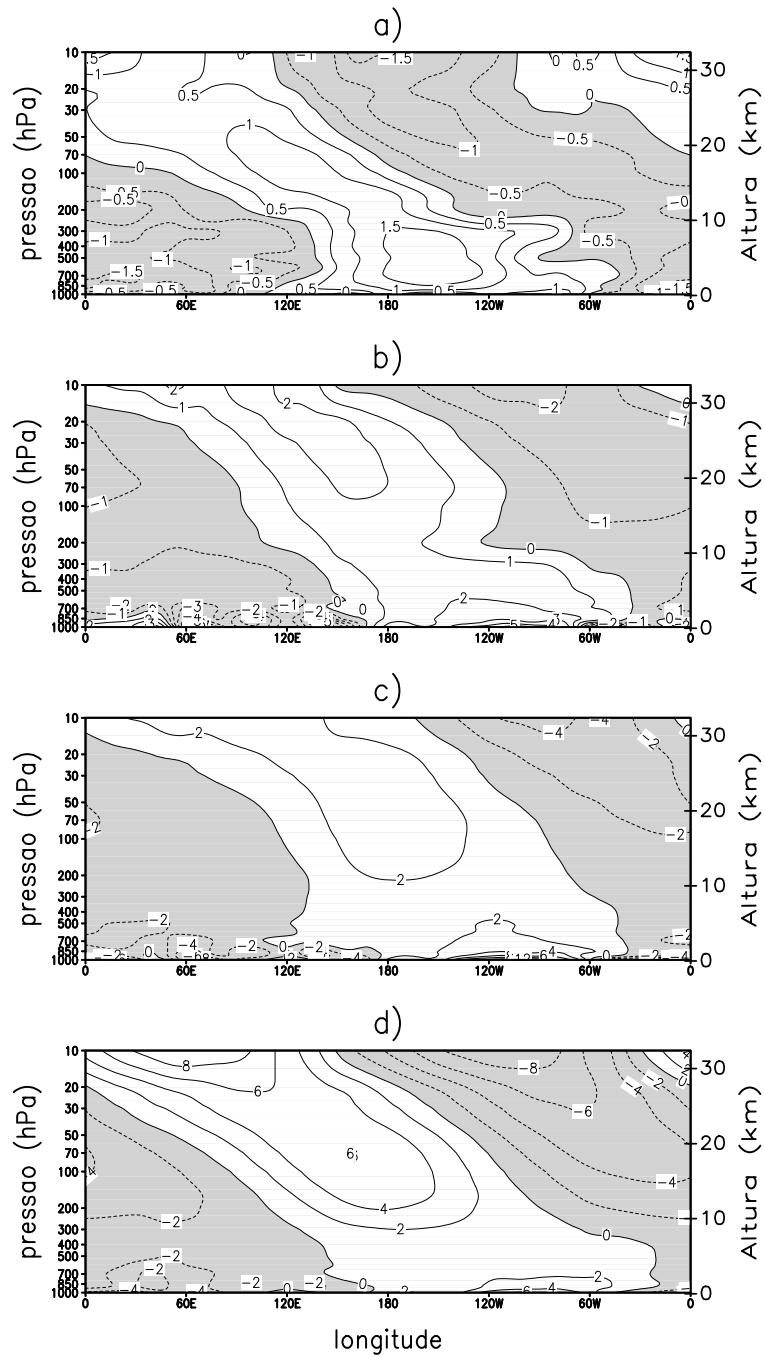


FIGURA A.3 – Igual à Figura A.1, em 60° S.

APÊNDICE B

RESULTADOS PUBLICADOS

Encontra-se em anexo cópia dos artigos "A Diagnosis of Rainfall over South America during the 1997/1998 El Niño Event: Part II: Roles of Water Vapor Transport and Stationary Waves" por V. B. Rao; S. R. Rao; J. P. R. Fernandez and S. H. Franchito o qual foi publicado na revista *Journal of Climate* vol. 15, n. 5, março 2002; e "Quasi-Stationary waves in the Southern Hemisphere during El Niño and La Niña events" por V. B. Rao; J. P. R. Fernandez and S. H. Franchito o qual foi publicado na revista *Annales Geophysicae* vol. 22, março 2004.

Os resultados apresentados nestes artigos, também se encontram nos Capítulos 2 e 3.

A Diagnosis of Rainfall over South America during the 1997/98 El Niño Event. Part II: Roles of Water Vapor Transport and Stationary Waves

V. BRAHMANANDA RAO, SRINIVASA R. CHAPA, J. P. R. FERNANDEZ, AND SERGIO H. FRANCHITO

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Sao Jose dos Campos, Sao Paulo, Brazil

(Manuscript received 12 June 2001, in final form 12 June 2001)

ABSTRACT

A diagnosis of rainfall over South America (SA) during the 1997/98 El Niño year is made examining the roles of water vapor transport and stationary waves. It is found that the low-level jet (LLJ) on the eastern side of the central Andes is stronger during the El Niño event and transports more moisture. This seems to be the source for higher rainfall over southeast SA noted during the El Niño years.

A calculation of three-dimensional stationary wave activity (F_s) for 1997 and 1998 showed that in the summer of 1996/97 stationary waves propagate poleward and eastward from midlatitudes into the higher latitudes to the west of south SA and then propagate equatorward to the east of SA. During the autumn of 1997, the vertical component of F_s is consistent with a blocking high over the southeast Pacific. To the east of this high cold air advection from Antarctica occurs, and to the west warm air advection occurs. This is consistent with negative and positive centers seen in the vertical component of F_s to the east and west of south SA. The rainfall anomalies during a particular season seem to be due to multiple causes and this complicates a direct connection between them. Although over the southeast of SA, the higher rainfall during 1997 and 1998 can be attributed to some specific causes such as higher water vapor transport by LLJ in summer of 1997/98, in other parts such an association was not possible.

1. Introduction

Interannual variations of rainfall over several parts of South America (SA) are linked closely to the occurrence of El Niño and La Niña events. Since the early study of Walker (1928), several authors discussed the connection between the El Niño–Southern Oscillation (ENSO) and rainfall over SA (e.g., Aceituno 1988; Rao and Hada 1990; and others). In Part I (Rao et al. 2002), we discussed the characteristics of rainfall over SA in the National Centers for Environmental Predictions–National Center for Atmospheric Research (NCEP–NCAR) reanalysis (Kalnay et al. 1996) and rain gauge data, and examined the rainfall changes during 1997 and 1998. In the Tropics, regions of higher (lower) rainfall are generally associated with convergence (divergence) of water vapor flux. Thus, it would be interesting to study the characteristics of water vapor flux. Quasi-stationary waves influence the rainfall over SA by generating blocking episodes in the southeast Pacific near the west coast of SA. Marques and Rao (2000) found that the occurrence of blocking highs over the southeast Pacific increases during the El Niño events. Rutllant and Fuenzalida (1991) found that the rainfall in Chile during the

El Niño events is affected because of blocking. Marques and Rao (1999) noted that blocking over the southeast Pacific strongly influences rainfall over SA. Renwick and Revell (1999) and Rao et al. (2000) showed the importance of quasi-stationary waves forced during the El Niño events in generating blocking events over the southeast Pacific. In this part, we discuss the characteristics of water vapor flux and quasi-stationary waves during 1997 and 1998.

2. Data sources

We use the wind (zonal and meridional components, u and v); specific humidity q , temperature T , and geopotential ϕ data of NCEP–NCAR reanalysis. These data are given on a 2.5° by 2.5° latitude and longitude grid and span globally. These data are used to calculate the moisture flux and to identify the source regions of anomalous stationary wave activity. The details of the method of calculation are given in the following sections.

3. Moisture flux

The moisture budget equation can be written as

$$\partial w / \partial t = -\nabla \cdot \mathbf{Q} + E - P \quad (1)$$

where

Corresponding author address: Dr. V. Brahmananda Rao, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, CP 515, São José dos Campos, SP 12201-970, Brazil.
E-mail: vbrao@cptec.inpe.br

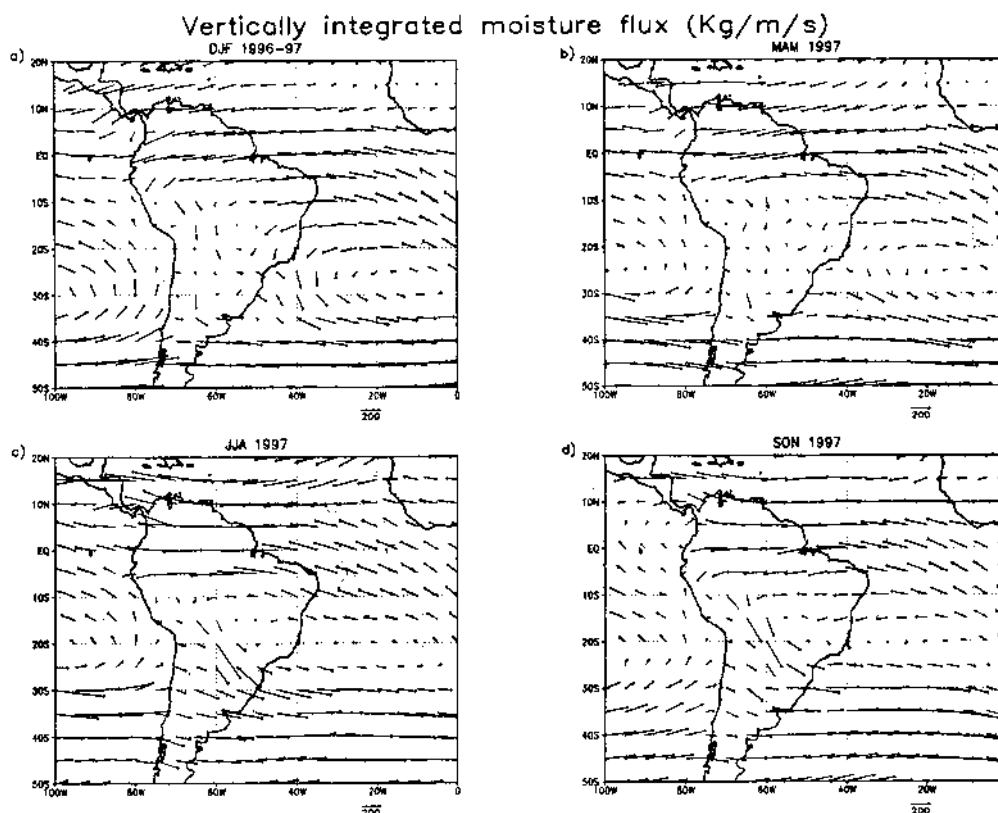


FIG. 1. Seasonal vertically integrated moisture flux ($\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$) for 1997. The magnitude of the flux is given by the length of arrows. Scale is at bottom of each panel.

$$\mathbf{Q} = \frac{1}{g} \int_{p_t}^{p_0} q \mathbf{V} dp \quad (2)$$

and $p_t = 300$ hPa, $p_0 =$ surface pressure, g is the acceleration of gravity, and \mathbf{V} is the vector wind. Equation (1) states that the change of total precipitable water (w) in the column is equal to the difference between evaporation (E) and the sum of precipitation (P) and the vertically integrated moisture flux divergence ($\nabla \cdot \mathbf{Q}$). For long-term means $\partial w / \partial t$ is small, then Eq. (1) becomes

$$E - P = \nabla \cdot \mathbf{Q}. \quad (3)$$

For estimating vertical integration of moisture flux and its divergence, data at the surface level, 1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, and 300 hPa, are used. Since surface data are not available in the pressure level data, sigma 0.995 data are used. Specific humidity at sigma 0.995 is calculated from relative humidity and surface temperature at sigma 0.995 using the Clausius-Clapeyron equation. Vertical integration is done from the surface through 300 hPa, instead of from 1000 to 300 hPa, to avoid wrong estimates over mountainous regions.

Figures 1, 2, and 3 show, respectively, the vertically integrated moisture flux for 1997, 1998, and the differ-

ence between the two. The general characteristics of moisture flux over SA are already discussed by Rao et al. (1996) and Labraga et al. (2000) and here the emphasis is given to the differences between the years 1997 and 1998. During all the four seasons the westward flux of water vapor in the Tropics is noted in both years. This shows the importance of moisture flux by trade winds into the Amazon basin. Also the anticyclonic cell of moisture flux in the subtropical Atlantic Ocean associated with the subtropical high here is clearly seen in all the seasons in both years, although it is stronger in the summer [December–January–February (DJF)]. Associated with this anticyclonic cell southward moisture flux is seen over the southeast coast of Brazil in the summer. The large southward transport of moisture from the Tropics into the subtropics and midlatitudes is seen in all the seasons to the east of central Andes mountains. This is related to the low-level jet (LLJ) noted in this region (Nogués-Paegle and Mo 1997). The moisture flux associated with LLJ is stronger during the summer and autumn seasons of the El Niño year 1998 compared to that in the year 1997. Thus Figs. 3a and 3b clearly show the higher southeastward transport. This higher transport associated with a stronger LLJ during

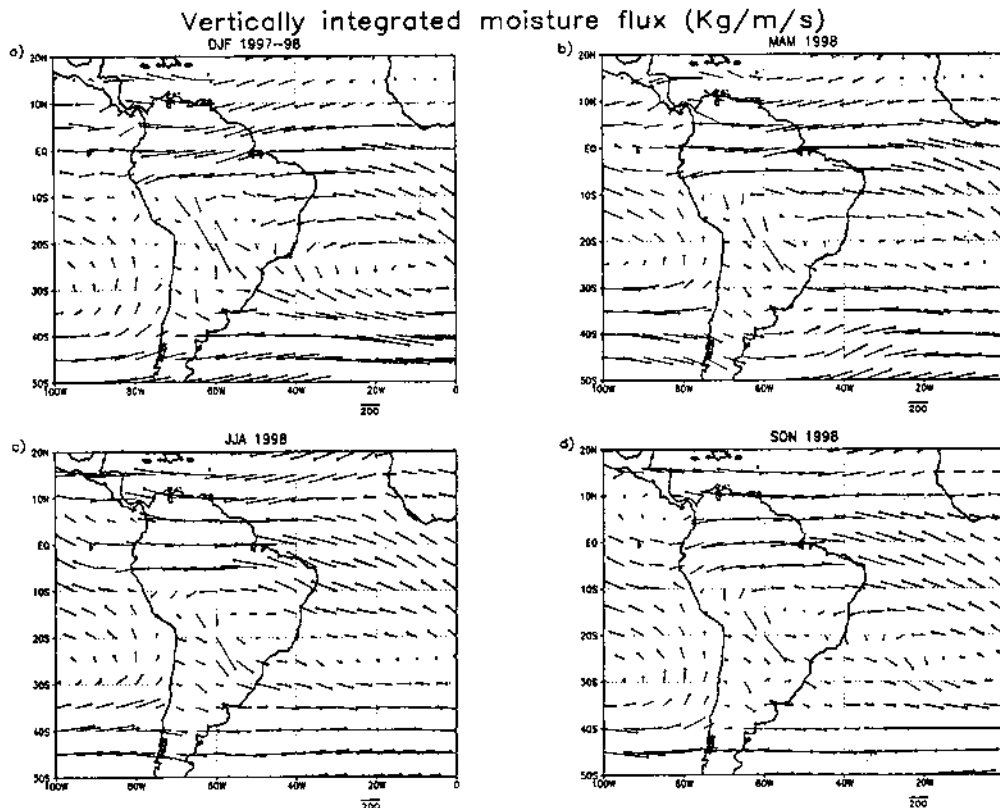


FIG. 2. Same as Fig. 1 but for 1998.

the El Niño years seems to support higher rainfall in the southeast SA noted earlier. The westward flux of water vapor in the Tropics was more in the summer and autumn seasons of 1998 compared to those of 1997.

In the midlatitudes the moisture transport is eastward associated with the westerlies there (Figs. 2 and 3). This transport is higher at 30°–40°S during DJF and MAM 1998 as shown by the eastward transport in Figs. 3a,b. However, during JJA and SON the difference shows a westward transport over the Atlantic, south SA, and the east Pacific.

Precipitation is mainly maintained by the convergence of water vapor flux. The increase (decrease) of precipitation is closely related to the enhancement (reduction) of convergence of water vapor flux. Thus, the differences in the divergence of water vapor flux between the two years, 1997 and 1998 (Fig. 4) are examined. A comparison between Fig. 7 (of Part I) and Fig. 4 (Part II) shows that the negative (positive) values in Fig. 7 (Part I) correspond in general with the positive (negative) values in Fig. 4 (Part II). The agreement is better in the summer and autumn seasons. The higher divergence of water vapor flux over northeast Brazil in MAM 1998 seen in Fig. 4b was associated with the severe drought conditions over this region. In the winter and spring seasons the differences in the divergence of

water vapor flux (Figs. 4c and 4d) show finer details that are not seen in Fig. 7 (Part I). From Eq. (3) the differences in the divergence of water vapor flux and precipitation are due to evaporation. However, this is valid for observations and numerical simulations. When the fields Q , E , and P are produced with a data assimilation system, such as the NCEP–NCAR reanalysis, the correct budget equation is given by (Schubert et al. 1995)

$$\nabla \cdot \mathbf{Q} = E - P + D_c, \quad (4)$$

where D_c represents the increment to the model state by the observational data ($\nabla \cdot \mathbf{Q}$ and P). Here, for the sake of brevity, D_c is not discussed.

Figure 5 shows the difference in evaporation between 1998 and 1997. Except in the summer, the evaporation over the Atlantic Ocean from about 10°N to 30°S is higher in 1998. South of about 30°S the reverse is true. But in summer, the evaporation was higher in 1997 in the Atlantic near the coast of Brazil. The higher rainfall over south Brazil noted earlier during 1998 seems to be supported by higher evaporation over the subtropical Atlantic and higher moisture flux particularly associated with stronger LLJ. Over the equatorial east Pacific, negative values are seen in Fig. 5 showing that the evaporation was higher in 1997. These higher values seem

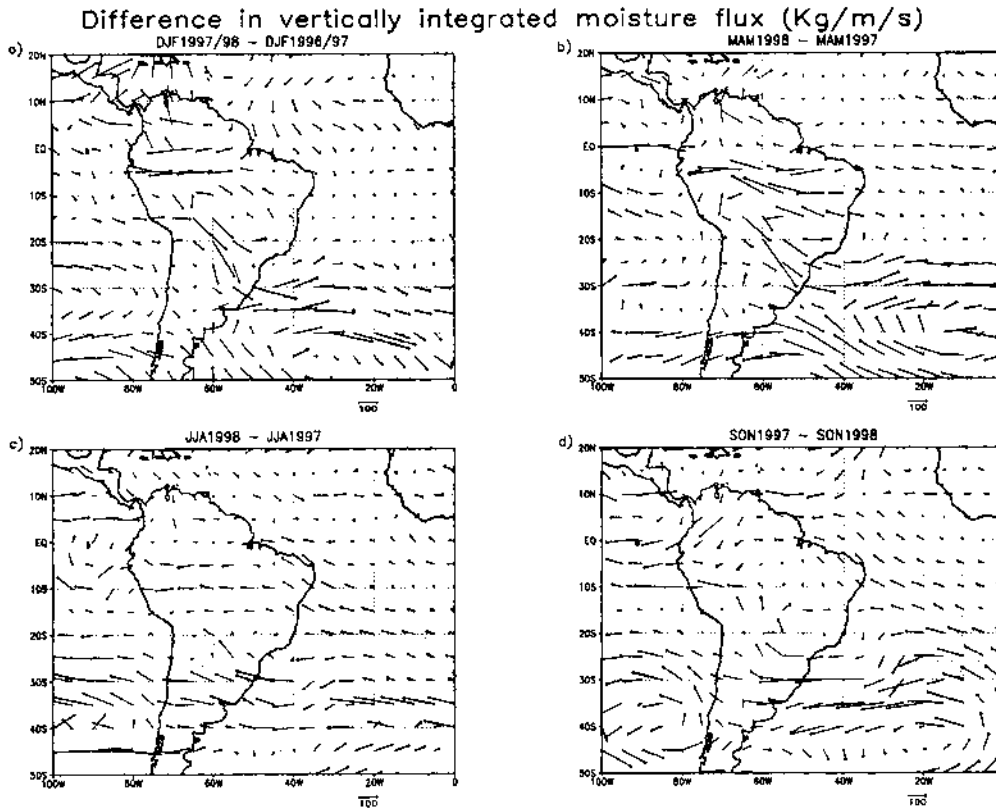


FIG. 3. Difference in vertically integrated moisture flux ($\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$) between 1998 and 1997.

to be associated with higher SST in the equatorial east Pacific. South of these negative values, positive values are seen in Fig. 5.

4. Quasi-stationary waves

As mentioned in the introduction, quasi-stationary waves influence the rainfall over SA. Here we will use the approach introduced by Plumb (1985) to study quasi-stationary waves. Although we are interested primarily in the influence of quasi-stationary waves over SA, we study quasi-stationary waves over the entire Southern Hemisphere. The approach introduced by Plumb (1985) has been extensively used in both model and observational studies (Plumb 1985; Mo et al. 1987; Karoly et al. 1989; Lau and Peng 1992; Schubert et al. 1993; Quintanar and Mechoso 1995).

For small-amplitude waves on a zonal mean flow, the conservation relationship for stationary wave activity (Plumb 1985) may be written as

$$\partial A_s / \partial t + \nabla \cdot \mathbf{F}_s = C_s, \tag{5}$$

where A_s is the stationary wave activity,

$$A_s = \frac{1}{2} p \left[\frac{\bar{q}^{*2}}{1 \frac{\partial(Q \sin \varphi)}{\partial \varphi}} \right] + p \frac{E}{U}. \tag{6}$$

Here F_s is the three-dimensional flux of stationary wave activity,

$$\mathbf{F}_s = p \cos \varphi \left\{ \bar{v}^{*2} - \frac{1}{2\Omega a \sin 2\varphi} \frac{\partial(\bar{v}^* \bar{\phi}^*)}{\partial \lambda}, - \bar{u}^* \bar{v}^* - \frac{1}{2\Omega a \sin 2\varphi} \frac{\partial(\bar{u}^* \bar{\phi}^*)}{\partial \lambda}, \frac{2\Omega \sin \varphi}{S} \times \left[\bar{v}^* \bar{T}^* - \frac{1}{2\Omega a \sin 2\varphi} \frac{\partial(\bar{T}^* \bar{\phi}^*)}{\partial \lambda} \right] \right\} \tag{7}$$

and C_s is a nonconservative source-sink term that includes diabatic and frictional effects and interactions with transient eddies. The overbar represents a time average and the quantities with asterisks denote departures from the zonal average; p is the pressure, Q and q^* are the zonal mean and perturbation quasigeostrophic potential vorticity, U is the zonal mean flow, E is the wave energy density, u^* and v^* are the eddy zonal and me-

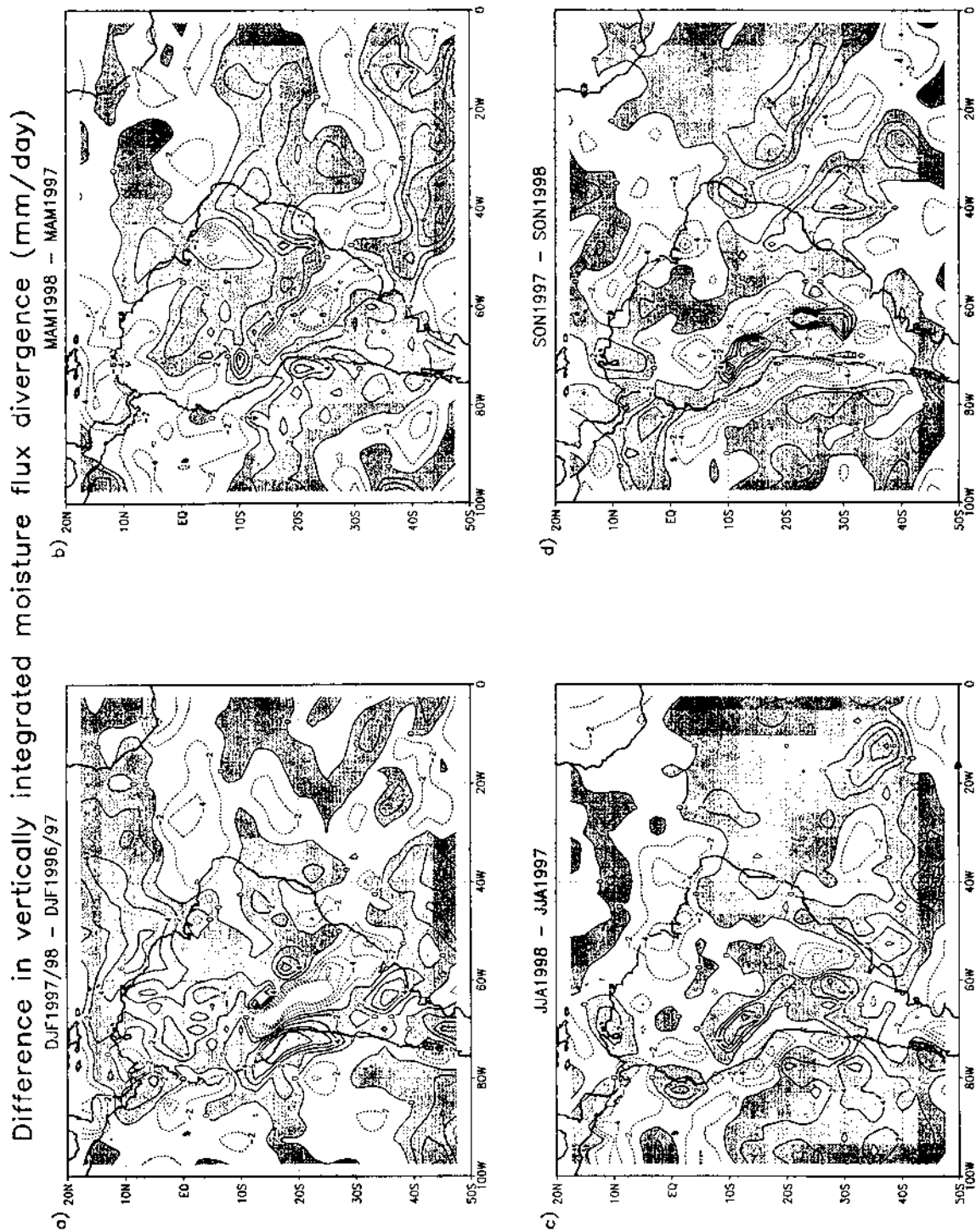


FIG. 4. Difference in vertically integrated moisture flux divergence (mm day^{-1}) between 1998 and 1997. Contour interval (CI): 2 mm day^{-1} . Positive differences are shaded.

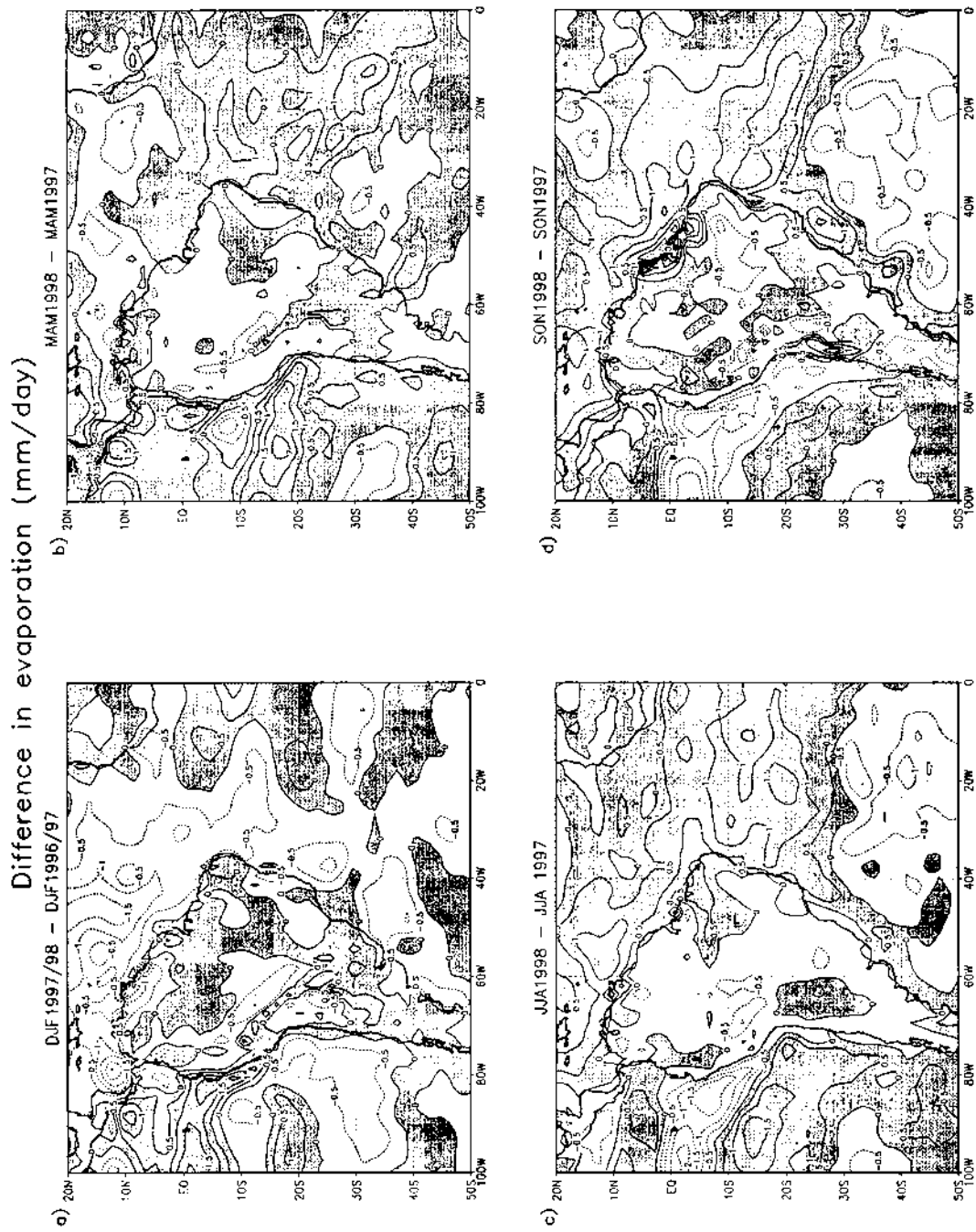


FIG. 5. Difference in evaporation (mm day⁻¹) between 1998 and 1997. CI: 0.5 mm day⁻¹. Positive differences are shaded.

ridional geostrophic wind components, a is the earth's radius, ϕ is the geopotential, T is the temperature, Ω is the angular rotation rate of the earth, and S is a time- and area-averaged static stability.

Plumb (1985) showed that for steady, conservative waves \mathbf{F}_s is nondivergent and that for slowly varying almost plane waves, \mathbf{F}_s is parallel to the group velocity. In general, the starred (wave) quantities are evaluated from time averages (a season) in which case the time derivative in expression (5) is relatively small and wave sources (sinks) are associated with regions where \mathbf{F}_s is divergent (convergent).

Since \mathbf{F}_s is derived under quasigeostrophic assumption, its validity is questionable in low latitudes and also one should be careful in interpreting the short-scale quasi-stationary waves (Quintanar and Mechoso 1995).

Figures 6 and 7 show the horizontal and vertical components of \mathbf{F}_s for 1997 and 1998, respectively. Horizontal components are shown as vectors and vertical components as contours. The distribution of horizontal components (H_c) of \mathbf{F}_s in Fig. 6a shows that in DJF quasi-stationary waves propagate poleward and eastward from midlatitudes into higher latitudes to the southwest of SA and then are refracted equatorward to the east of SA. The distribution of vertical component (V_c) of \mathbf{F}_s in this region shows negative values over the southern tip of SA and positive values to the southwest. This is consistent with the height anomaly (figure not shown) that shows a high in this region. Thus, to the east of this high cold air advection from Antarctica is expected and to the west warm air advection occurs, thus provoking the negative values of V_c to the east and positive V_c to west. Wave propagation from the midlatitudes to the Tropics is seen to the east of Australia and in this region positive values of V_c are seen. By MAM (Fig. 6b) H_c becomes stronger and shifts westward compared to DJF. In the winter (Fig. 6c) the H_c decreases in intensity. But V_c increases substantially and a strong positive center is found over south SA. As mentioned by Mo et al. (1987), V_c tends to be strongly positive over the region of intense precipitation. Figure 7c (Part I) shows negative values in this region, that is, rainfall was higher in JJA 1997 than in JJA 1998. (See also Figs. 58 and 59 of Bell and Halpert 1998.)

Figure 6d shows that there is a strong negative center of V_c of \mathbf{F}_s over south SA and a positive center to the west. The 300-hPa height anomaly (SON 1997 minus normal) shows (figure not shown) the positive and negative anomaly centers suggesting Rossby wave propagation from the tropical central Pacific to the east and then to lower latitudes with a positive anomaly center over the southeast of SA, in a way very similar to what was found by Rao et al. (2000). This wave propagation is consistent with \mathbf{F}_s vectors seen in Fig. 6d. The high (positive anomaly) to the southwest of SA is indicative of recurrent blocking in this region (Bell and Halpert 1998). SON is the favorable season of blocking in this region (Marques and Rao 2000; Rao et al. 2000). To

the east of this blocking high, cold air advection from Antarctica is expected and to the west warm air advection occurs. This is consistent with the negative and positive centers of 300-hPa anomalies (figure not shown) near south SA.

Figure 7 shows the vertical and horizontal components of \mathbf{F}_s for 1998. The year 1998 saw both extremes of the ENSO cycle with one of the strongest El Niño episodes in the historical record continuing from January to early May and La Niña conditions occurring from July to December. In the eastern subtropical Pacific strong equatorial propagation of quasi-stationary waves is seen (Fig. 7a). Also strong divergence of vectors in this region show a source of stationary waves, obviously associated with SST anomalies. To the south of this region a weak zonal propagation of stationary waves is seen. In the region of diverging vectors a positive center of V_c is seen, which is not necessarily associated with heat transports. In MAM 1998, poleward propagation of quasi-stationary waves is seen to the west of SA. By JJA 1998, the propagation of quasi-stationary waves in the mid- and high latitudes decreases. In SON, to the southeast of SA a negative 300-hPa high anomaly (figure not shown) is seen. During the El Niño SON 1997, as mentioned earlier, a high is seen. The low in this region during La Niña SON 1998 reduces the occurrence of blocking in this region (Marques and Rao 2000; Rao et al. 2000). The configuration of V_c of \mathbf{F}_s is generally opposite to what is observed in SON 1997. To the southwest of SA equatorial propagation of quasi-stationary waves is seen and the vectors diverge suggesting a source of quasi-stationary waves. In this season, to the east of Australia and New Zealand also equatorial wave propagation of quasi-stationary waves is seen and a source of quasi-stationary waves can also be inferred here. In many other regions of Figs. 6 and 7, a source region of quasi-stationary can be inferred to the east of Australia and New Zealand.

5. Conclusions

A diagnosis of rainfall characteristics over SA during the 1997/98 El Niño event is made. The large southward transport of moisture from the Tropics into the subtropics and midlatitudes to the east of the Andes is associated with the LLJ. This LLJ is stronger during the 1997/98 El Niño event. Higher transport of moisture associated with stronger LLJ seems to support higher rainfall over southeast SA during El Niño events. In general, higher (lower) precipitation seems to be supported with higher (lower) convergence of water vapor flux. The difference between the divergence of water vapor transport and precipitation is due to evaporation. The higher rainfall over southeast SA in 1997/98 seems to be supported by higher evaporation over subtropical South Atlantic and higher moisture flux associated with stronger LLJ. The severe drought over northeast Brazil (NEB) during MAM 1998 was associated with diver-

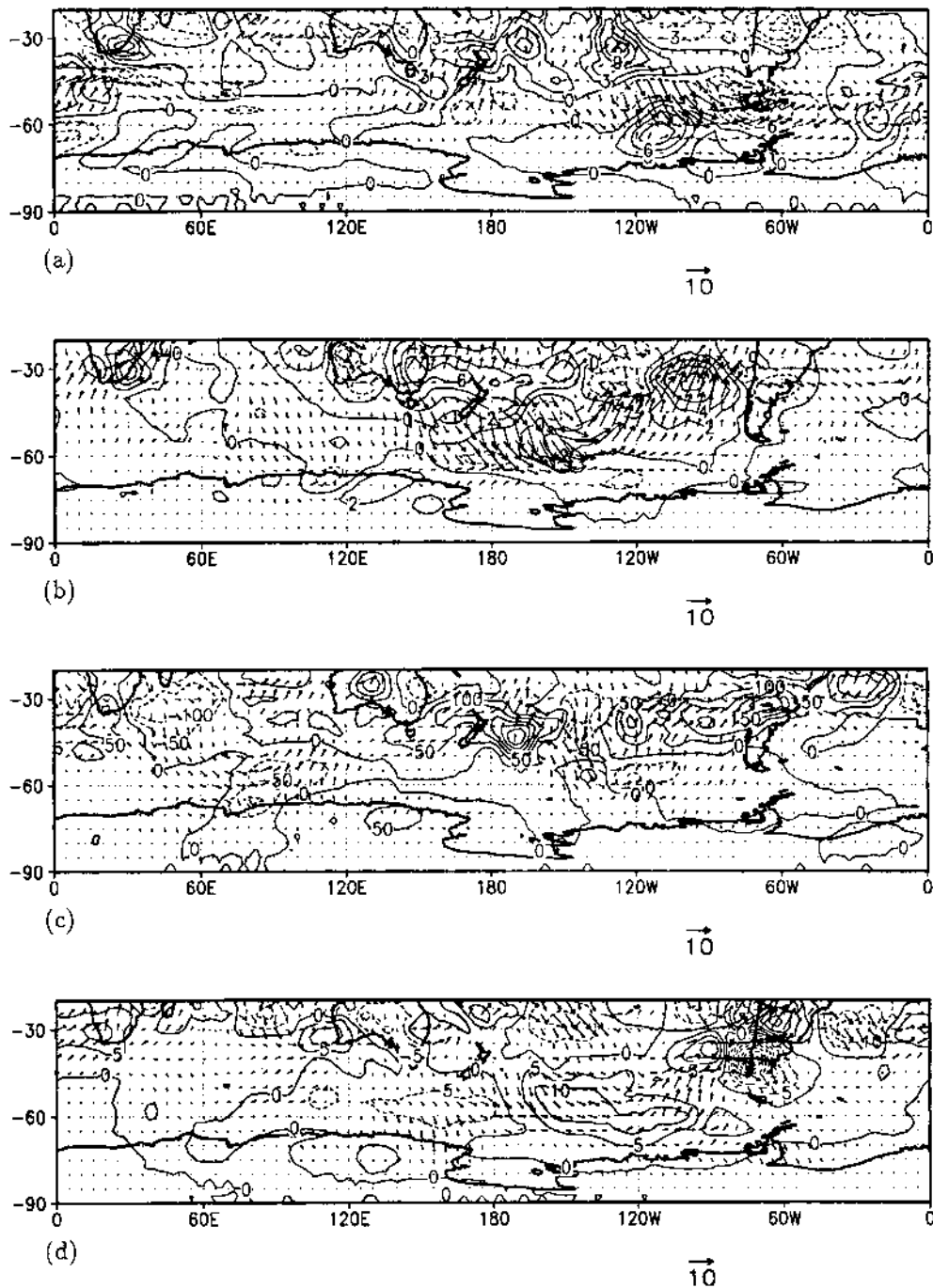


FIG. 6. Wave activity (F_s) for: (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA, and (d) SON for 1997. The reference arrow is $10 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$. Contours represent vertical component of F_s ($\text{m}^2 \text{ s}^{-2}$).

gence of vertically integrated water vapor flux. This divergence of water vapor flux, together with sinking motion over NEB seems to be responsible for the intense drought conditions during MAM 1998.

A calculation of F_s , the three-dimensional stationary wave activity for 1997 and 1998 showed that in summer of 1996/97 stationary waves propagate poleward and eastward from midlatitudes into higher latitudes to

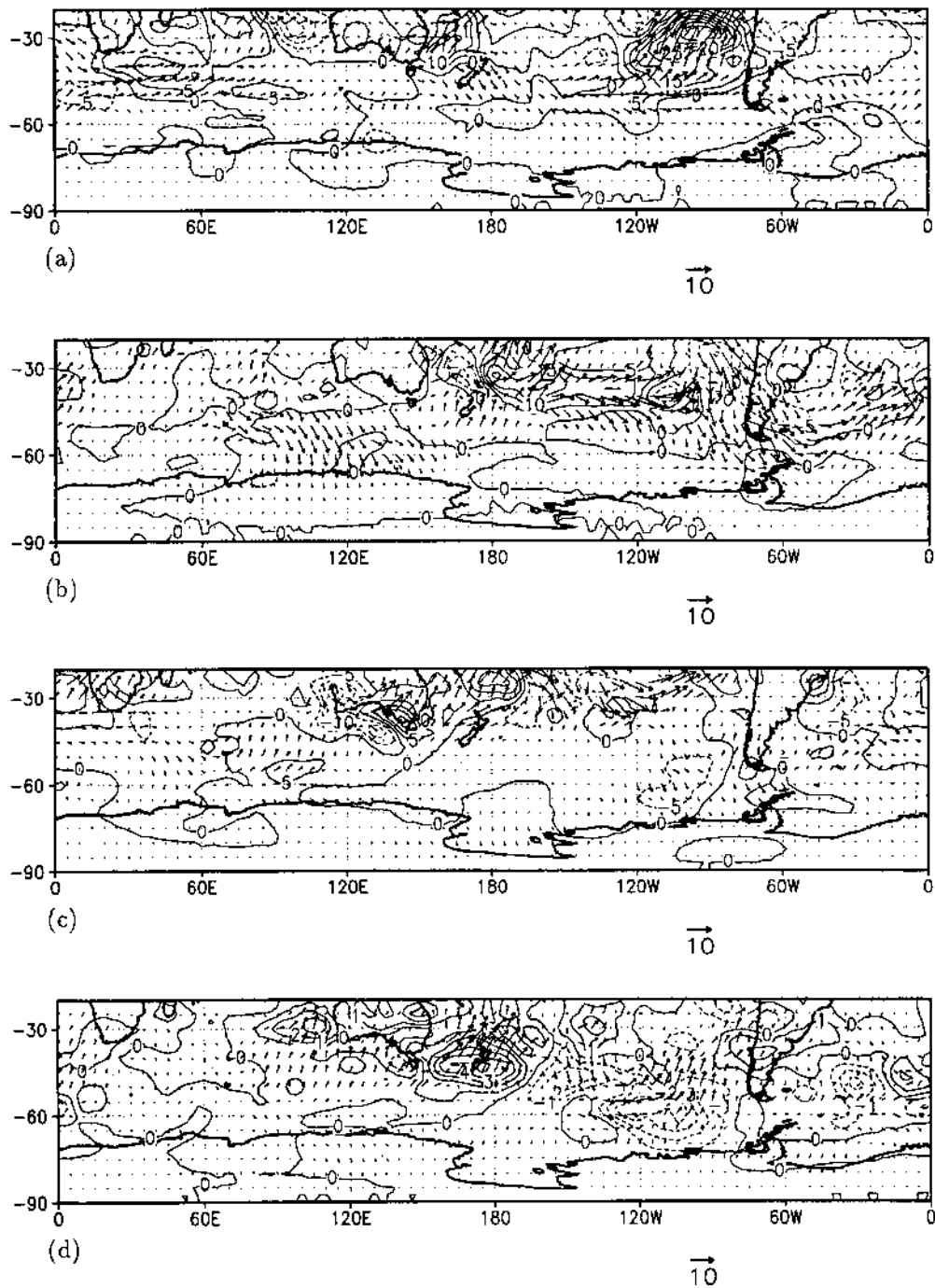


FIG. 7. Same as Fig. 6 but for 1998.

southwest SA and then propagate equatorward to the east of SA. During SON 1997, the vertical component of F_v is consistent with a blocking high over the southeast Pacific. To the east of this high cold air advection from Antarctica is expected and to the west warm air

advection occurs. This is consistent with negative and positive centers seen in the vertical component of F_v to the east and southwest of SA. During the summer of 1997/98, strong divergence of the horizontal component of F_h is seen in the eastern subtropical Pacific, sug-

gesting a source of stationary waves obviously associated with positive SST anomalies. During the La Niña period of SON 1998 opposite characteristics (to what happened in SON 1997) consistent with a low in the southeast Pacific occurred. These high and low pressure centers over the southeast Pacific during the El Niño and La Niña events favor higher and lower blocking frequency in this region associated with stationary wave activity forced by positive and negative SST anomalies (Renwick and Revell 1999; Rao et al. 2000). Higher or lower frequency of blocking in the southeast Pacific has a severe impact on the rainfall over SA causing higher rainfall over subtropical SA and lower rainfall over higher latitudes.

Acknowledgments. We are grateful to Prof. S. Hastenrath for his constructive criticism. NCEP-NCAR reanalysis data were provided by the NOAA-CIRES Climate Diagnostics Center, Boulder, Colorado, from their site online at <http://www.cdc.noaa.gov/>. Rain gauge data from Brazil were obtained from ANEEL (Agência Nacional de Energia Elétrica). J. P. R. Fernandez is supported by Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo.

REFERENCES

- Accetuno, P., 1988: On the functioning of the Southern Oscillation in the South America sector. Part I: Surface climate. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 505–524.
- Bell, G. D., and M. S. Halpert, 1998: Climate assessment for 1997. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **79**, S1–S50.
- Kalnay, E., and Coauthors, 1996: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437–471.
- Karoly, D. J., R. A. Plumb, and M. Ting, 1989: Examples of horizontal propagation of quasi-stationary waves. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 2802–2811.
- Labraga, J. C., O. Frumento, and M. Lopez, 2000: The atmospheric water vapor cycle in South America and the tropospheric circulation. *J. Climate*, **13**, 1899–1915.
- Lau, K.-M., and L. Peng, 1992: Dynamics of atmospheric teleconnections during the northern summer. *J. Climate*, **5**, 140–158.
- Marques, R. F. C., and V. B. Rao, 1999: A diagnosis of a long-lasting blocking event over the Southeast Pacific Ocean. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 1761–1775.
- , and —, 2000: Interannual variations of blockings in the Southern Hemisphere and their energetics. *J. Geophys. Res.*, **105** (D4), 4625–4636.
- Mo, K. C., J. Pfendner, and E. Kalnay, 1987: A GCM study on the maintenance of the June 1982 blocking in the Southern Hemisphere. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 1123–1142.
- Nogués-Paegle, J., and K. C. Mo, 1997: Alternating wet and dry conditions over South America during summer. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 279–291.
- Plumb, R. A., 1985: On the three-dimensional propagation of stationary waves. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 217–229.
- Quintanar, A. L., and C. R. Mechoso, 1995: Quasi-stationary waves in the Southern Hemisphere. Part I: Observational data. *J. Climate*, **8**, 2659–2672.
- Rao, V. B., and K. Hada, 1990: Characteristics of rainfall over Brazil: Annual variations and connections with the Southern Oscillation. *Theor. Appl. Climatol.*, **42**, 81–91.
- , I. F. A. Cavalcanti, and K. Hada, 1996: Annual variation of rainfall over Brazil and water vapor characteristics over South America. *J. Geophys. Res.*, **101**, 26 539–26 551.
- , S. H. Franchito, and J. P. R. Fernandez, 2000: Comments on “Blocking over the South Pacific and Rossby wave propagation.” *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 4160–4161.
- , C. E. Santo, and S. H. Franchito, 2002: A diagnosis of rainfall over South America during the 1997/98 El Niño event. Part I: Validation of NCEP-NCAR reanalysis rainfall data. *J. Climate*, **15**, 502–511.
- Renwick, J. A., and M. J. Revell, 1999: Blocking over the South Pacific and Rossby wave propagation. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 2233–2247.
- Rutllant, J., and H. Fuenzalida, 1991: Synoptic aspects of the central Chile rainfall variability associated with the Southern Oscillation. *Int. J. Climatol.*, **11**, 63–76.
- Schubert, S. D., M. Suarez, C.-K. Park, and S. Moorthi, 1993: GCM simulations of intraseasonal variability in the Pacific/North American region. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 1991–2007.
- , C. K. Park, R. B. Rood, C. Y. Wu, R. W. Higgins, Y. Kodratyeva, A. Molod, and T. Takacs, 1995: A multi-year assimilation with the GOES-1 system: An overview and results. NASA Tech. Memo. 104604, 183 pp.
- Walker, G. T., 1928: Ceará (Brazil) famines and the general air movement. *Beitr. Phys. Frain. Atmos.*, **14**, 88.

Quasi-stationary waves in the Southern Hemisphere during El Niño and La Niña events

V. Brahmananda Rao, J. P. R. Fernandez, and S. H. Franchito

Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos, CPTEC. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, INPE. CP 515, 12201-970, São José dos Campos, SP, Brazil.

Received: 26 February 2003 – Revised: 31 July 2003 – Accepted: 4 September 2003 – Published: 19 March 2004

Abstract. Characteristics of quasi-stationary (QS) waves in the Southern Hemisphere are discussed using 49 years (1950–1998) of NCEP/NCAR reanalysis data. A comparison between the stationary wave amplitudes and phases between the recent data (1979–1998) and the entire 49 years data showed that the differences are not large and the 49 years data can be used for the study. Using the 49 years of data it is found that the amplitude of QS wave 1 has two maxima in the upper atmosphere, one at 30° S and the other at 55° S. QS waves 2 and 3 have much less amplitude. Monthly variation of the amplitude of QS wave 1 shows that it is highest in October, particularly in the upper troposphere and stratosphere.

To examine the QS wave propagation Plumb's methodology is used. A comparison of Eliassen-Palm fluxes for El Niño and La Niña events showed that during El Niño events there is a stronger upward and equatorward propagation of QS waves, particularly in the austral spring. Higher upward propagation indicates higher energy transport. A clear wave train can be identified at 300 hPa in all the seasons except in summer. The horizontal component of wave activity flux in the El Niño composite seems to be a Rossby wave propagating along a Rossby wave guide, at first poleward until it reaches its turning latitude in the Southern Hemisphere mid-latitudes, then equatorward in the vicinity of South America. The position of the center of positive anomalies in the austral spring in the El Niño years over the southeast Pacific, near South America, favors the occurrence of blocking highs in this region. This agrees with a recent numerical study by Renwick and Revell (1999).

Key words. Meteorology and atmospheric dynamics (climatology; general circulation; ocean-atmosphere interactions)

1 Introduction

Any meteorological variable, ϕ (for example, geopotential height) can be divided into a time mean and a time deviation: $\phi(\lambda, \varphi, z, t) = \phi_0(\lambda, \varphi, z) + \phi'(\lambda, \varphi, z, t)$, where λ , φ , z and t are, respectively, longitude, latitude, height and time. ϕ' is termed as the transient circulation (eddies) and is responsible for weather. ϕ_0 can be divided further into a zonal mean and a zonal deviation: $\phi_0(\lambda, \varphi, z) = \phi_{00}(\varphi, z) + \phi^*(\lambda, \varphi, z)$. ϕ_{00} represents the stationary symmetric circulation and is popularly known as the Hadley type circulation. ϕ_{00} also represents a zonal flow. ϕ^* is the asymmetric stationary circulation and is popularly known as stationary waves. Since the stationary waves can change a little (in time) in position and intensity, these are called quasi-stationary (QS) waves. This is the subject of the present paper.

QS waves are forced by inhomogeneities in the Earth's surface: orography (Charney and Eliassen, 1949), land-sea contrast (Smagorinsky, 1953), etc. and are observed throughout the globe over a wide range of length scales. Also, the transient part ϕ' interacts with the QS waves and might force them (Holopainen, 1978; Holopainen et al., 1982). Most of the research on QS waves emphasized the Northern Hemisphere (NH). A few studies have been made discussing QS waves in the Southern Hemisphere (SH). van Loon and Jenne (1972), Hartmann (1977), Trenberth (1980) and Karoly (1989) discussed QS waves during winter and summer. Randel (1988) studied QS waves in the SH in the other seasons as well. He noted that the QS waves' variance has maxima at 30°–40° S and 50°–60° S, in the upper troposphere during the late winter or early spring. He also noted that the maxima in the stratosphere occurred in the latitude band 50°–60° S. QS wave number 1 dominated the field, and the momentum and heat transports. Quintanar and Mechoso (1995) used the NMC (National Meteorological Center) analysis for the period January 1979 through December 1990 to discuss the QS waves in the SH. They found that the QS wave 1 in winter is by far the most dominant part of the geopotential height field in both the troposphere and stratosphere.

Correspondence to: V. Brahmananda Rao
(vbrao@cptec.inpe.br)

Table 1. El Niño and La Niña years.

	Summer (DJF)	Autumn (MAM)	Winter (JJA)	Spring (SON)
El Niño	1958, 1959,	1953, 1957,	1953, 1957,	1951, 1957,
	1966, 1969,	1958, 1966,	1958, 1963,	1958, 1963,
	1970, 1973,	1969, 1972,	1965, 1966,	1965, 1968,
	1978, 1980,	1982, 1983,	1969, 1972,	1969, 1972,
	1983, 1987,	1987, 1991,	1982, 1986,	1976, 1977,
	1988, 1991,	1992, 1993,	1987, 1990,	1982, 1986,
	1992, 1993,	1997, 1998	1991, 1992,	1987, 1990,
	1995, 1998		1993, 1994,	1991, 1992,
			1997	1993, 1994,
				1997
La Niña	1950, 1951,	1950, 1955,	1950, 1954,	1950, 1954,
	1955, 1956,	1956, 1971,	1955, 1956,	1955, 1956,
	1965, 1971,	1974, 1975,	1964, 1971,	1964, 1970,
	1974, 1975,	1984, 1985,	1973, 1974,	1971, 1973,
	1976, 1984,	1989	1975, 1988	1974, 1975,
	1985, 1989,		1998	1983, 1984,
	1996			1988, 1995
				1998

More recently, Hurrell et al. (1998) discussed the characteristics of stationary waves in the SH, and Kiladis and Mo (1998) discussed their interannual variability. As in Randel (1988), Hurrell et al. (1998) found that at 500 hPa wave 1 reaches its peak between 50° S and 60° S in both winter and summer. They noted that wave 1 over the southern oceans closely follows the pattern of the latitude anomalies of temperature, suggesting the importance of surface thermal forcing. Hurrell et al. (1998) also found that the interannual variability is largest in the Pacific, where the influence of the southern oscillation is highest.

Kiladis and Mo (1998) studied the interannual variability of QS waves in the SH using empirical orthogonal function (EOF) analysis. The wave train-like nature of these EOF modes (see Fig. 8.3c of Kiladis and Mo, 1998) suggests the propagation of Rossby wave energy with a source region in the subtropics. Seasonal composite of 500 hPa height anomalies for warm (El Niño) events (see Fig. 8.4 of Kiladis and Mo, 1998) also strongly suggests the Rossby wave propagation. A ridge in the southeast Pacific associated with the wave train during the warm events is favorable for blocking in this region and the reverse happens during cold events. Rutllant and Fuenzalida (1991) and Marques and Rao (2000) showed the connection between blocking over the southeast Pacific and ENSO (El Niño-Southern Oscillation). Using a barotropic numerical model, Renwick and Revell (1999) showed that the tropical convective heating associated with the OLR (outgoing longwave radiation) anomaly, presumably generated during ENSO events, forces a Rossby wave train which is responsible for higher blocking over the southeast Pacific during El Niño events. In the present study we propose to test the hypothesis of Renwick and Revell (1999)

observationally. We use Plumb's (1985) approach to examine the three-dimensional propagation of QS waves in the SH, giving emphasis for the El Niño and La Niña events.

2 Data source and methodology

In the present study we use monthly mean values of the geopotential height ϕ for the period 1950–1998. These data were obtained from NCEP (National Centers for Environmental Predictions)/NCAR (National Center for Atmospheric Research) reanalysis and are available at 1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20 and 10 hPa levels, at 2.5° × 2.5° (latitude × longitude) intervals. For a detailed description of the NCEP/NCAR data assimilation method, see Kalnay et al. (1996).

In our case time mean is taken over a period of three months. We can write the zonal wave components for ϕ^* as:

$$\phi_k^*(\lambda, \varphi, p) = A_k(\varphi, p) \cos[(k\lambda + \alpha_k(\varphi, p))], \quad (1)$$

where k is the wave number, A_k , the amplitude and α_k is the phase. In our case, $k=1, 20$.

The values of temperature T , zonal (u) and meridional (v) wind component for the same period are obtained using the method given by Randel (1987, 1988). In this method, the geopotential heights are harmonically analysed based on the zonal wave number. Fluxes of heat and momentum are evaluated using winds derived via the linearized zonal and meridional momentum equations. Eliassen-Palm (EP) flux divergences are calculated from the primitive equation expressions, neglecting terms involving the vertical velocity. EP flux vectors are scaled with the inverse square root of

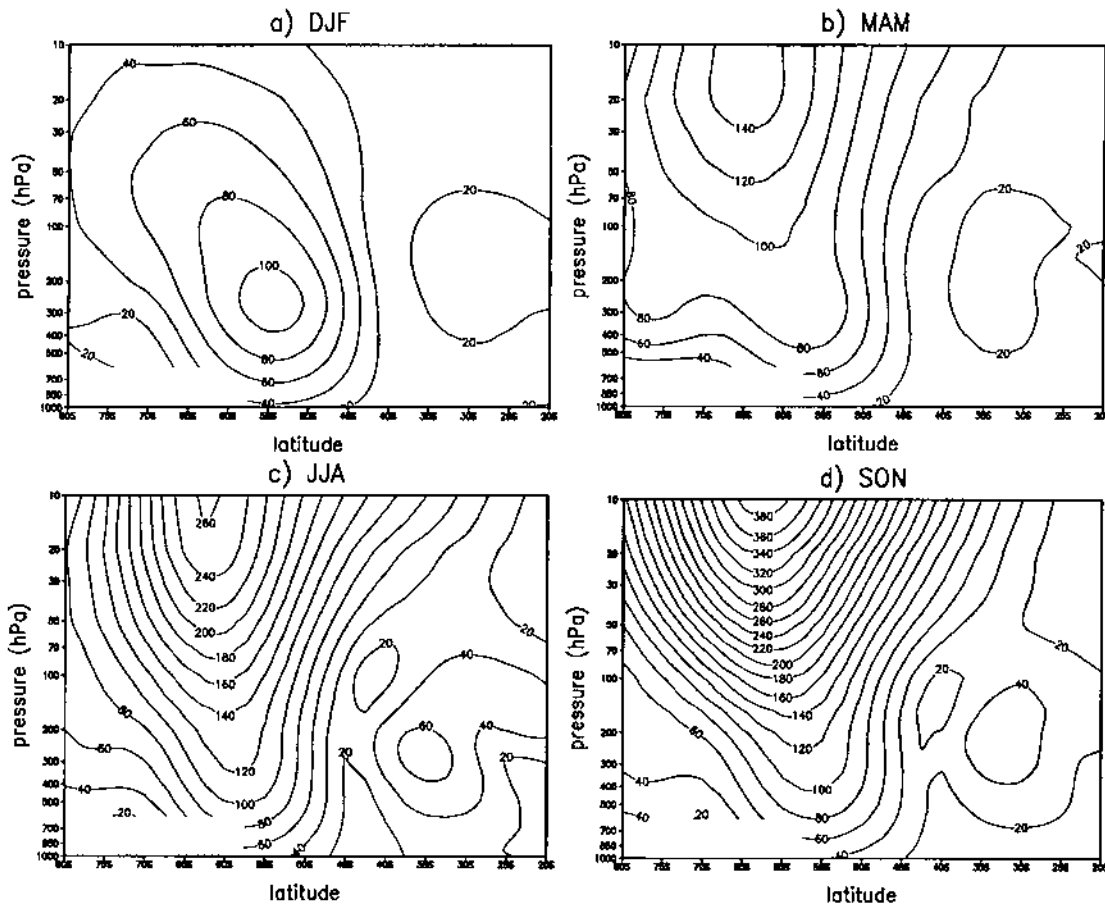


Fig. 1. Amplitudes of QS wave 1 (m) in the data set for the period 1950–1998 for: (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA and (c) SON. Contour interval is 20 m.

density, in order to make them visible throughout the stratosphere. The differences are small if the wind and temperature from NCEP/NCAR reanalysis data are directly used.

The list of El Niño and La Niña episodes was obtained from NCEP (http://www.cpc.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/). For compiling this list it was attempted to classify the intensity of each event by focusing on a key region of the tropical Pacific (along the equator from 150° W to the date line). The process of classification was primarily subjective using reanalyzed sea surface temperature (SST) analyses produced at the NCEP/Climate Prediction Center (CPC) and at the United Kingdom Meteorological Office. In the period considered (1950–1998) there are 16 El Niño summers (December, January and February) and 13 La Niña summers. There are 14 El Niño autumns (March, April and May) and 9 La Niña autumns. There are 17 El Niño winters (June, July and August) and 11 La Niña winters. Finally, there are 19 El Niño springs (September, October and November) and 15 La Niña springs. The list of these years is given in Table 1.

3 Characteristics of QS waves

In the present study we used data from 1950 through 1998. Before the advent of meteorological satellites the data were sparse in the SH. Thus, it would be necessary to verify the differences in characteristics of QS waves in the data for 1950–1998 and in recent data. Figure 1 shows the amplitude of QS wave 1 for different seasons for the periods 1950 through 1998. The corresponding amplitude values for the period 1979 through 1998 are shown in the Appendix (Fig. A1). The magnitude and distribution of the amplitudes of wave 1 in DJF and MAM are very similar in both data sets. Although the distribution in JJA and SON is very similar, the magnitude is slightly higher in spring in the recent data. The differences in amplitudes of wave 1 between the two periods are not entirely due to the improvement of data coverage in recent years. Part of the differences could be due to natural interannual variability.

Figure 2 shows the phase of wave 1 in the period 1950 through 1998. The phase of wave 1 in the recent data set

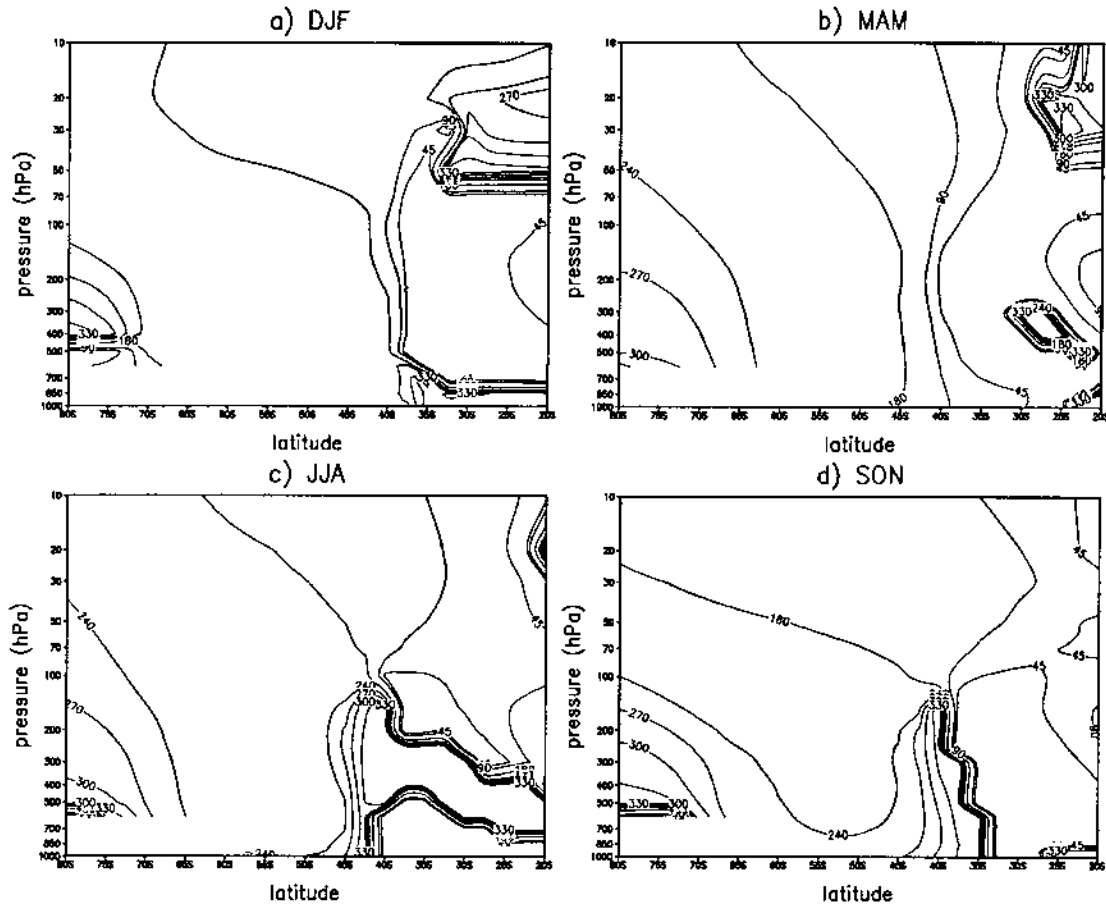


Fig. 2. Same as Fig 1, but for the phase (degrees).

is shown in the Appendix (Fig. A2). The phase distribution is also very similar, except for a small difference in summer, when the amplitude of wave 1 is weakest. Amplitudes of waves 2 and 3 (figures not shown) are also very similar in magnitude and distribution. The amplitude of wave 2 is slightly less and that of wave 3 is slightly more in the recent data set. The distribution and magnitude of wave 3 is very similar in both data sets. The phases of waves 2 and 3 are similar in winter in both data sets and slightly different in other seasons. Wave 1 explains about 90% of the total variance in the geopotential field and all other waves (mostly waves 2 and 3) together explain the remaining 10%. Since the most dominant characteristics of amplitude and phase, particularly of wave 1, are similar in the data set for 1950–1998 and in the recent data set for 1979–1998, we propose to use the total period of 49 years to study the characteristics of stationary waves in the SH.

Figure 1 shows several interesting characteristics. In summer in the upper troposphere there are two maxima, one at

30° S and another at 55° S. The value in the higher latitudes is much larger than that in the subtropics. A comparison with the values in other seasons shows that the QS wave 1 is trapped in the lower atmosphere in summer, while in other seasons it propagates into the stratosphere. In spring the amplitude values in the lower stratosphere are highest.

The amplitudes of QS waves 2 and 3 (figures not shown) are much less than that of wave 1. It is known that these waves (wave 2 and 3) are primarily eastward moving (Metchosov and Hartman, 1982). QS wave 2 is confined to the lower atmosphere in DJF, whereas in other seasons it propagates into the lower stratosphere. QS wave 3 is essentially confined to the lower atmosphere in all the seasons. The maximum value is about 50 m in the lower stratosphere for wave 2 and 30 m for wave 3 in spring. In the upper troposphere, however, the amplitude of wave 3 is more (about 30 m) than that of wave 2 (about 10 m). The seasonal evolution of QS waves can be understood in terms of the linear wave theory (Charney and Drazin, 1961). The

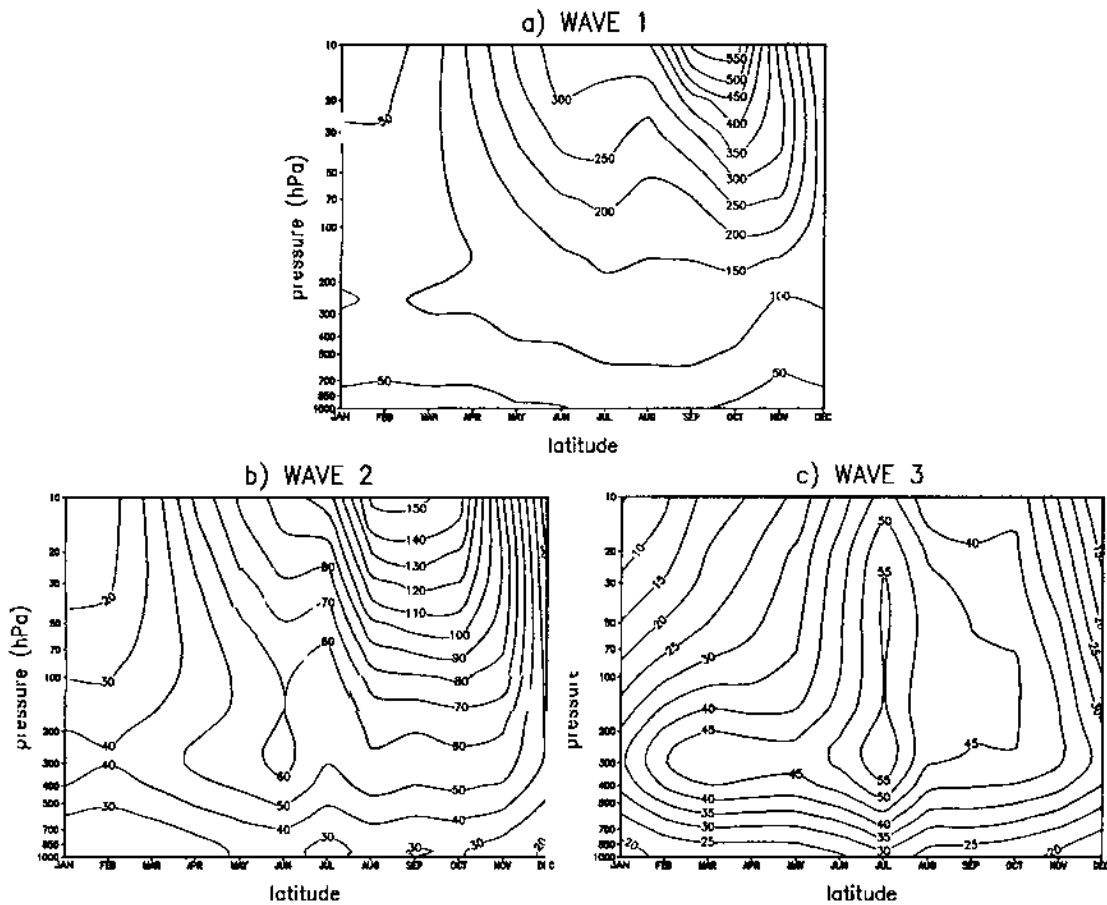


Fig. 3. Monthly variation of the amplitudes (m) of QS waves 1 (a), 2 (b) and 3 (c) at 60° S. Contour interval is : (a) 50 m, (b) 10 m, and (c) 5 m.

presence of easterlies in the stratosphere in DJF (figure not shown) does not permit the vertical propagation of QS waves, (Charney and Drazin, 1961). Again, in JJA the strong westerlies are not favorable for vertical propagation. The decreasing of westerlies in spring is favorable for the vertical propagation of QS waves and this propagation is connected to the final warming in the SH stratosphere. From Fig. 2 it can be seen that the phase angle of wave 1 does not change much in the lower troposphere, while in the upper troposphere and stratosphere it decreases with height, indicating a westward inclination. Westward inclination is better defined in winter and spring. This westward inclination is associated with poleward heat transport and vertical propagation.

Figure 3 shows the monthly variation of amplitude of QS waves 1, 2 and 3 at 60° S. At this latitude, the maximum amplitude (100 m) of QS wave 1, in the troposphere is in August, and the maximum amplitude in the stratosphere is in October (550 m). In the stratosphere there is a secondary maximum in July (300 m). The lowest value of amplitudes of

QS wave 1 is found in summer (50 m). The monthly variation of the amplitude of QS wave 2 is similar to that of QS wave 1 except that the amplitudes are less and in the stratosphere in October they are about the same as those of QS wave 1.

The monthly variation of QS wave 3 is very different. A clear winter (July) maximum is found both in troposphere and stratosphere. Compared to QS waves 1 and 2 the amplitudes of QS wave 3 are much less. As we have seen earlier (Fig. 3), QS wave 3 is essentially trapped in the troposphere and lower stratosphere. Thus, from the above discussion we can infer the contribution of QS wave 1 for the zonal variance of ϕ^* is by far the most dominant.

Hurrell et al. (1998) also discussed the observed characteristics of stationary waves. However, they described the features of wave number 1 in summer and winter seasons only. Although the amplitude of wave number 1 in summer is comparable to our values, in winter our values are much higher. The other features are similar.

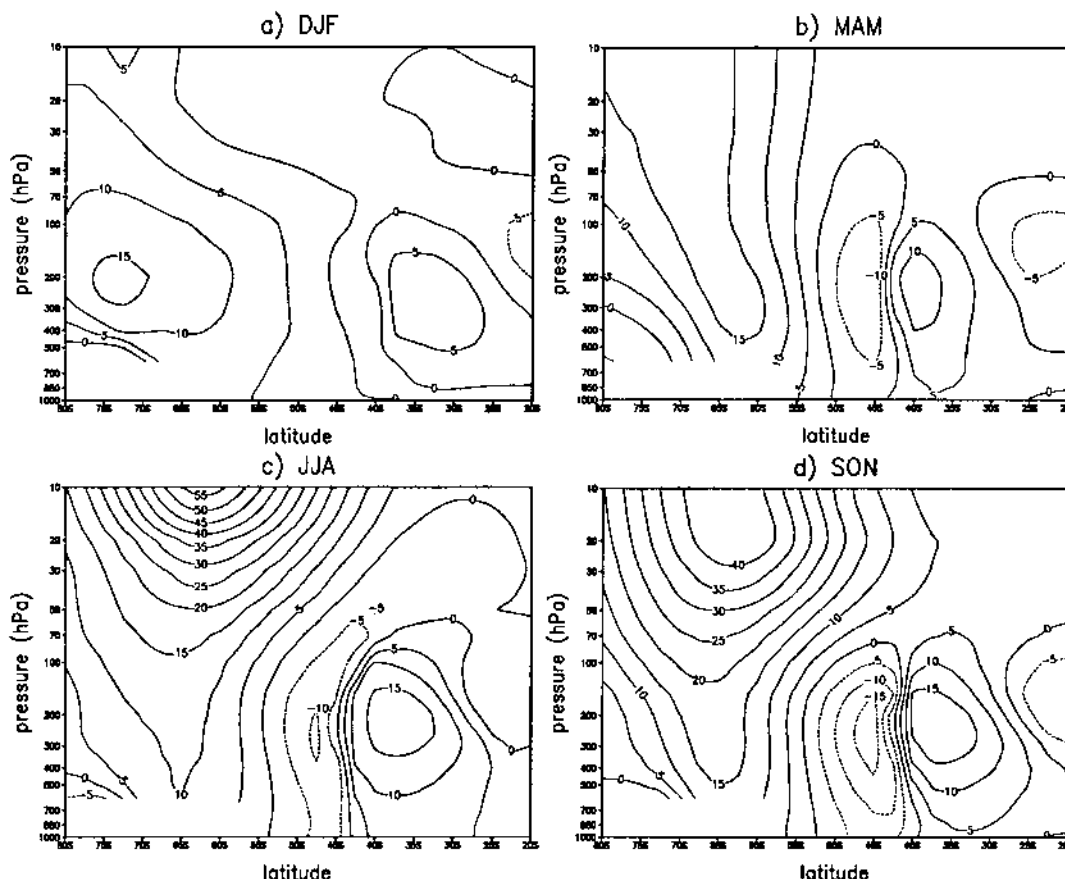


Fig. 4. Difference of amplitude of QS wave 1 (m) between El Niño composite and the mean for: (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA, and (d) SON. Contour interval is 5 m.

Figure 4 shows the difference in amplitude of QS wave 1 between El Niño composite and the mean for the four seasons. The differences are small in DJF and MAM. In JJA and SON there is an increase in the higher latitudes, particularly in the stratosphere. In the mid-latitudes in the troposphere there is a slight decrease and in the subtropics there is an increase. The differences in the La Niña composite (figure not shown) are in general opposite to those of El Niño.

In the EP fluxes for El Niño and La Niña periods (figures not shown) large changes are found mostly in the high-latitude spring stratosphere. The general characteristics of the EP fluxes are similar to the known features (e.g. Edmon et al., 1980). There is mostly upward propagation of QS waves in the lower levels in mid and high latitudes and then upward and equatorward propagation in the lower stratosphere. As is well known, the upward propagation of QS waves is associated with poleward sensible heat transport and the equatorward propagation is associated with pole-

ward momentum transport (Eliassen and Palm, 1961). Since the vectors of EP fluxes are parallel to the group velocity vectors, when the idea of group velocity is applicable, they represent the direction of energy propagation (Edmon et al., 1980; Eliassen and Palm, 1961). Figure 5 shows the anomalous (differences from the mean) EP fluxes for the El Niño composite. In both DJF and MAM there is mostly higher meridional propagation of QS waves with large values in the mid-latitudes in the upper troposphere. In JJA there is higher upward propagation in the high latitudes. It is seen that the fluxes are the largest in SON. In SON there is higher upward propagation in the high latitudes and higher meridional propagation in the midlatitudes with high values in the lower stratosphere. Figure 6 shows the differences between El Niño and La Niña periods. During El Niño there seems to be larger equatorward focussing of QS waves. This is consistent with a larger poleward transport of momentum (figures not shown) during El Niño periods. At lower latitudes from 20° S up to

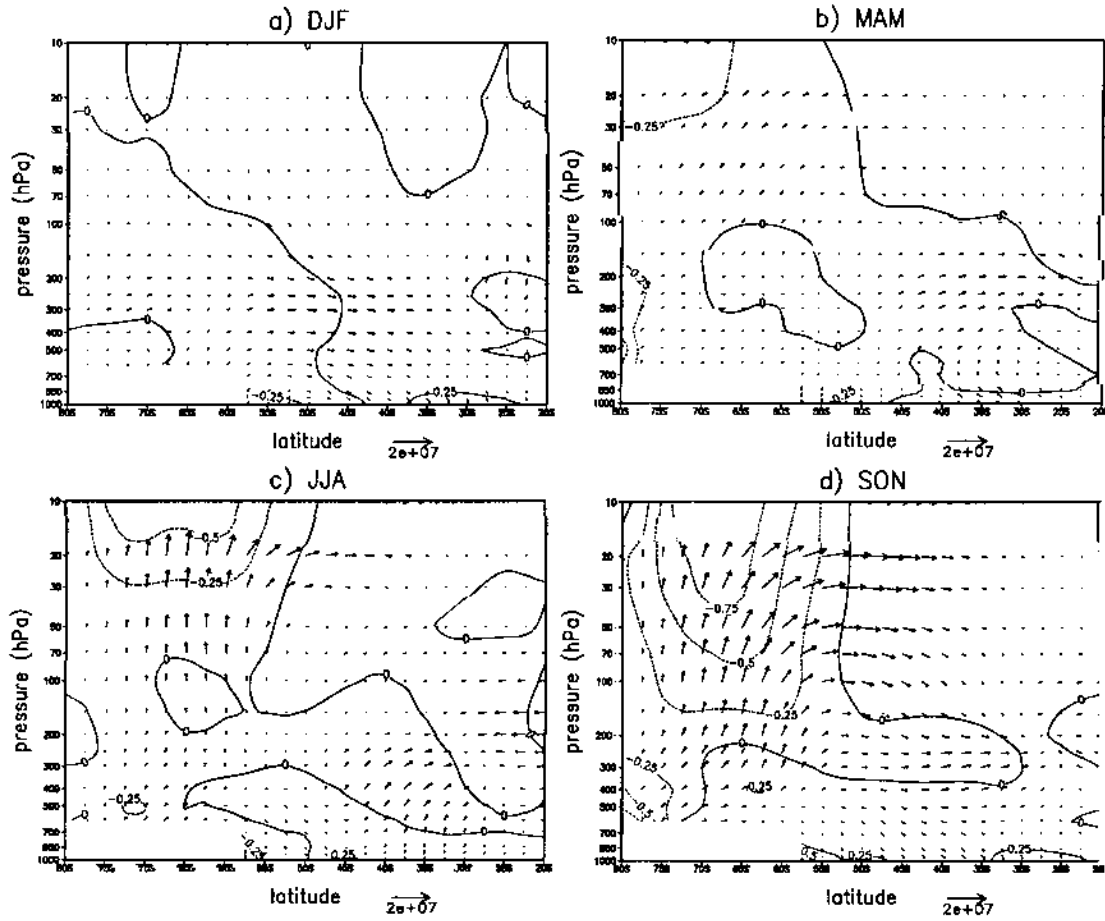


Fig. 5. Zonally-averaged EP flux cross sections for El Niño composite minus the mean for: (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA, and (d) SON. Lines indicate divergence of EP flux. The horizontal arrow scale for EP flux is in units of $m^3 s^{-2}$ and indicated at the bottom of the figures. The EP divergence contour interval is $0.25 m s^{-1} day^{-1}$.

about about $35^\circ S$, there is a larger poleward propagation of QS waves in the upper troposphere during El Niño periods in all seasons. Another interesting feature is a larger upward focussing of QS waves in the upper troposphere in the latitudes $50^\circ-65^\circ S$ and larger equatorward focussing in the stratosphere.

4 Propagation of QS waves in the SH during El Niño and La Niña events

We will use the approach introduced by Plumb (1985) to study the QS wave propagation. This approach has been extensively used in both model and observational studies (Karoly et al., 1989; Lau and Peng, 1992; Schubert et al., 1993; Quintanar and Mechoso, 1995). For small-amplitude

waves on a zonal mean flow, the conservation relationship for stationary wave activity (Plumb, 1985) may be written as

$$\partial A_s / \partial t + \nabla \cdot F_s = C_s \tag{2}$$

where A_s is the stationary wave activity,

$$A_s = \frac{1}{2} p \left[\frac{\overline{q^{*2}}}{\frac{1}{a \sin \varphi} \frac{\partial(\overline{Q \sin \varphi})}{\partial \varphi}} \right] + p \frac{E}{\overline{U}} \tag{3}$$

F_s is the three-dimensional flux of stationary wave activity,

$$F_s = p \cos \varphi \left\{ \overline{v^{*2}} \frac{\partial(\overline{v^* \phi^*})}{2\Omega a \sin 2\varphi \partial \lambda} \right. \\ \left. - \overline{u^* v^*} - \frac{1}{2\Omega a \sin 2\varphi} \frac{\partial(\overline{u^* \phi^*})}{\partial \lambda} \right.$$

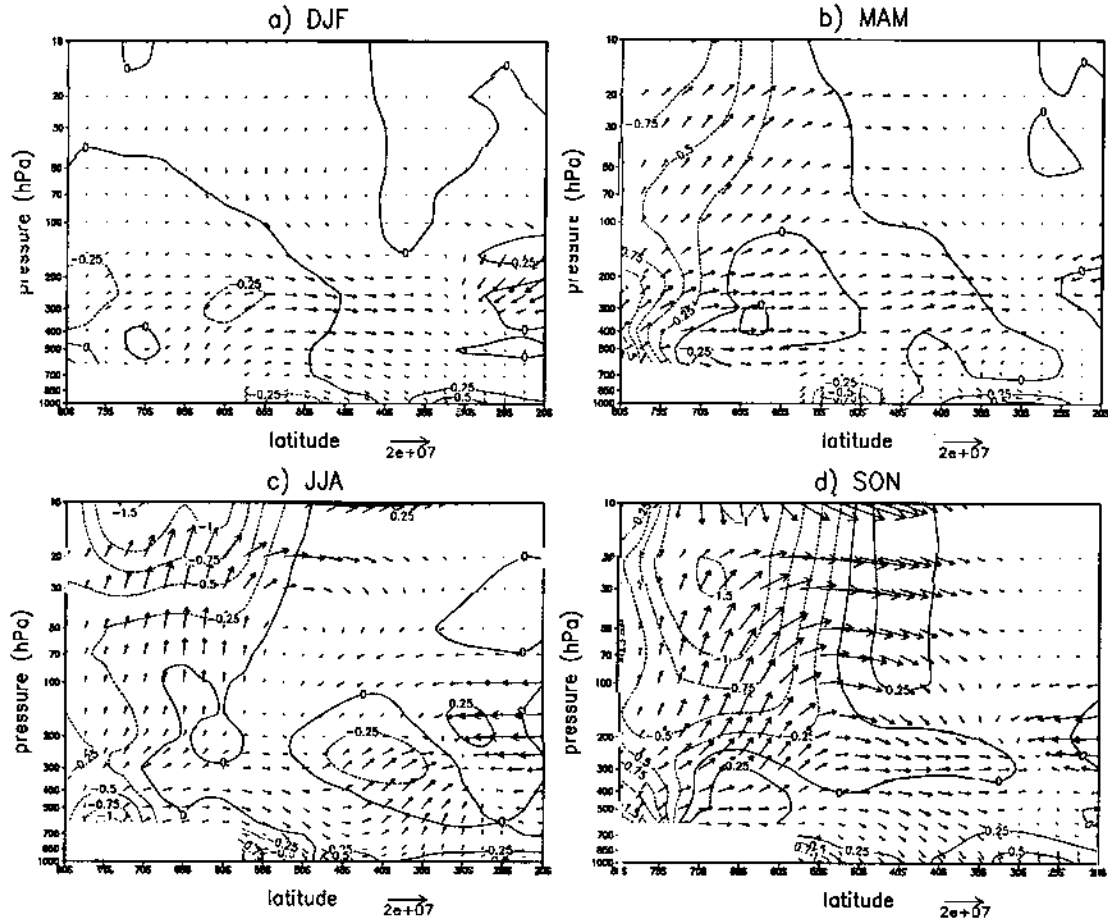


Fig. 6. Same as Fig. 5, but for El Niño minus La Niña.

$$\frac{2\Omega \sin \phi}{S} \left[v^* \overline{T^*} - \frac{1}{2\Omega a \sin 2\phi} \left(\overline{T^* \phi^*} \right) \right] \quad (4)$$

and C_s is a nonconservative source-sink term that includes diabatic and frictional effects and interactions with transient eddies. The overbar represents a time-average and the quantities with asterisks denote departures from the zonal average; p is the pressure, Q and q^* are the zonal mean and perturbation quasi-geostrophic potential vorticity, U is the zonal mean flow, E is the wave energy density, u^* and v^* are the eddy zonal and meridional geostrophic wind components, a is the Earth's radius, ϕ is the geopotential, T is the temperature, Ω is the angular rotation rate of the Earth and S is a time and area averaged static stability.

Plumb (1985) showed that for steady, conservative waves F_x is nondivergent and that for slowly varying almost plane waves, F_x is parallel to the group velocity. In general, the starred (wave) quantities are evaluated from time averages (over a season) in which case the time-derivative in expres-

sion (2) is relatively small and wave sources (sinks) are associated with regions where F_x is divergent (convergent). Since F_x is derived under the quasi-geostrophic assumption, its validity is questionable in low latitudes and also one should be careful in interpreting the short-scale quasi-stationary waves (Quintanar and Mechoso, 1995).

Figures 7 and 8 show the horizontal component of F_x (H_c) and the geopotential height anomalies (El Niño or La Niña minus the mean) for the El Niño and La Niña composites, respectively. Shaded areas show the significance at the 95% confidence level. In summer (Fig. 7a) H_c is generally weak compared to the other seasons. The height anomalies show a high (positive center) over southern South America and a weak low to the northwest of this. H_c vectors indicate southeastward wave propagation to the west of southern South America. Divergence of vectors in this region suggests a source of QS waves. Over the low to the northwest, H_c vectors indicate equatorward propagation. As the season advances the vectors become stronger and the configuration

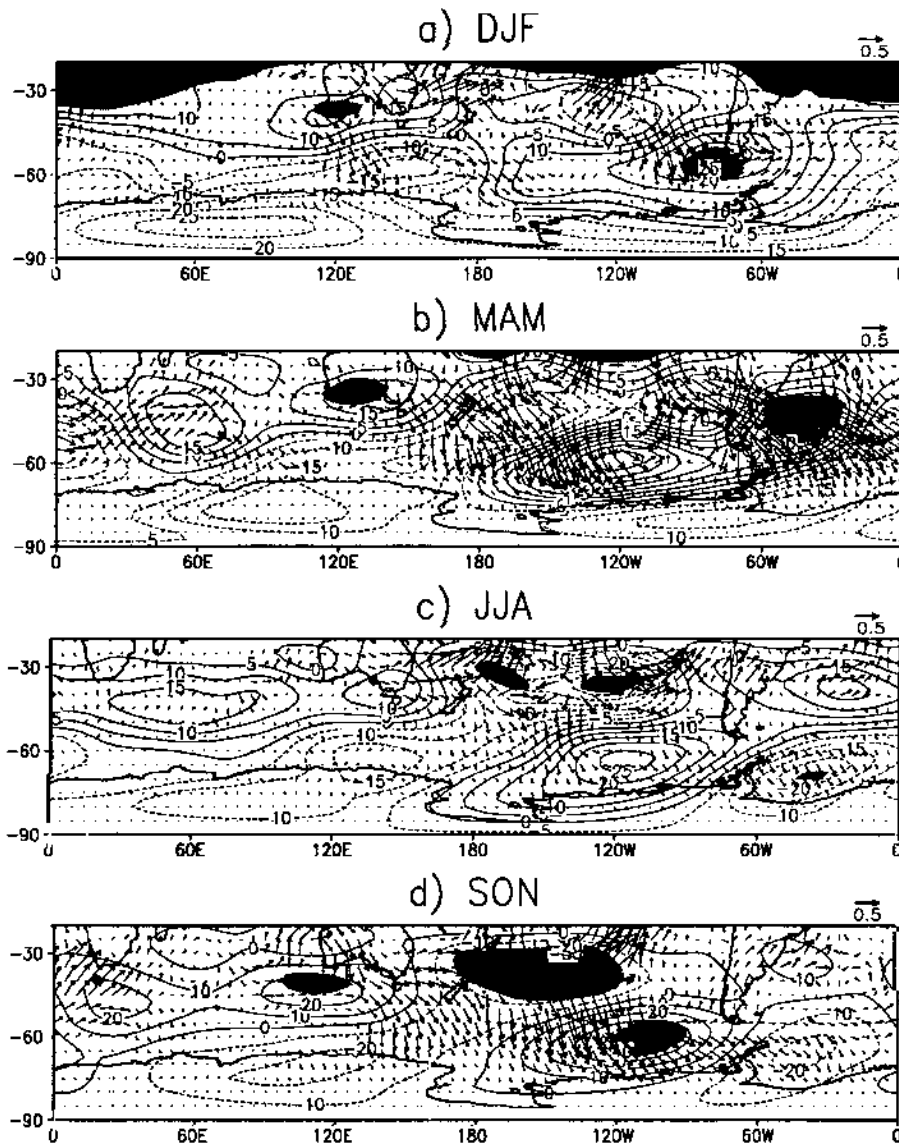


Fig. 7. Horizontal component of QS wave activity (H_c) and geopotential height anomalies (El Niño minus the mean) at 300 hPa for the El Niño composites for: (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA, and (d) SON. Contour interval of height anomalies for (a), (b) and (c) is 5 m, and for (d) 10 m. Vectors are in $m^2 s^{-2}$.

(highs and lows) in the remaining three seasons is similar. A positive anomaly can be seen over southern Australia, a negative anomaly to the east and again, a positive anomaly to the southeast over southeastern Pacific. This is similar to what Karoly (1989) and Karoly et al. (1989) noted. The H_c vectors in this region show a wave propagation poleward from southern Australia to the southeast and then equatorward in the vicinity of South America. To the west of South America in MAM strong divergence of H_c vectors is seen, suggesting

a stationary wave source. In other seasons the wave activity is weak in this region.

In the La Niña composite (Fig. 8) the height anomalies are in general opposite to those noted in the El Niño composite. Again, the wave activity, as indicated by the magnitude of the H_c vector, is strong in autumn, particularly in the south Pacific. H_c vectors in autumn indicate wave propagation from southern Australia to the southeast and equatorward propagation in the vicinity of South America. This path over

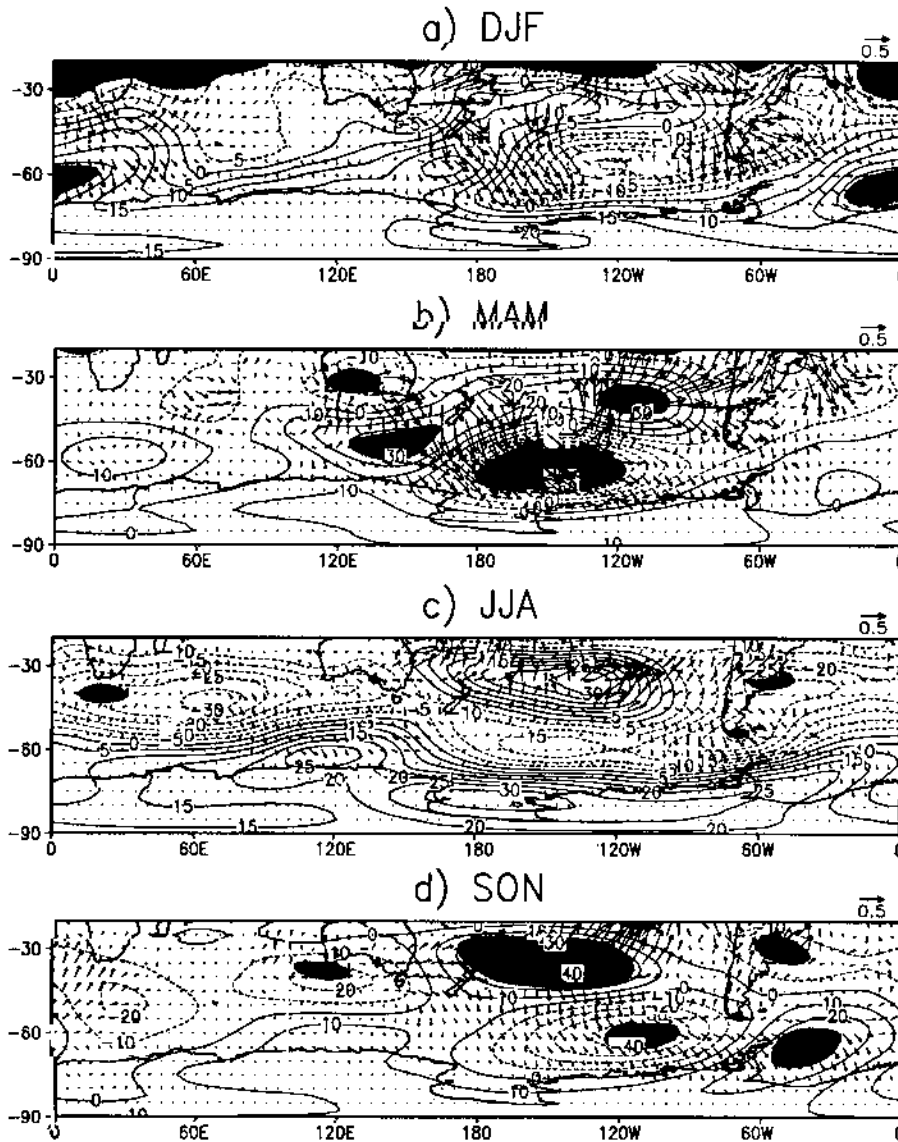


Fig. 8. Same as Fig. 7, but for the La Niña composites.

Pacific American sectors seems to be a preferred route of energy dispersion (Ambrizzi and Hoskins, 1997). The strong divergence of \mathbf{H}_e vectors to the southeast of Australia indicate a source of QS waves. In winter the wave activity is not strong. This is somewhat different from what Karoly (1989) noted. He noted the wave pattern in winter. Also Karoly (1989) used only 3 ENSO events and only for the winter and summer seasons. In the present work we use a much larger sample of ENSO events and study the wave propagation in all four seasons. Further Karoly (1989) did not discuss La Niña cases explicitly.

In both Figs. 7 and 8 the wave train is most dominant in the MAM season and less clear in other seasons. The reason for this seasonal difference is worthy of discussion. Two explanations are likely. Probably Plumb vectors are picking up the initial development in MAM in response to the SST and convection anomalies, while in winter (JJA) feedback with transients and other processes might be producing multiple energy sources, which might affect the waves such that less propagation is seen. An alternative explanation is that the MAM base state could be favoring the QS wave propagation. However, from Table 1 it can be seen that both initial and

mature phases of El Niño events (such as 1982, 1983, 1997 and 1998) are joined together and so it is more likely that the base state in MAM could be favoring the QS wave propagation during ENSO events. Hoskins and Ambrizzi (1993) and Ambrizzi et al. (1995) have shown the importance of base state on the propagation of QS Rossby waves.

In a recent study, Renwick and Revell (1999) noted a higher incidence of blocking in the southeast Pacific during the El Niño events in the austral spring. Making numerical experiments with a linearized barotropic model they suggested that the enhanced blocking over the southeast Pacific is forced by a particular Rossby wave train triggered by an OLR anomaly (diabatic heating or upper level divergence), presumably generated during the El Niño events. Our results seem to corroborate this hypothesis. Also in Fig. 7a the center of positive anomalies is seen over the southeast Pacific. This positive center is associated with higher frequency of blocking highs in this region. In Fig. 8d a negative anomaly center can be seen. This suggests a decrease in the frequency of blocking highs in this region during the La Niña events in spring. The predisposition towards blocking over this region during the El Niño events and vice versa during the La Niña events was pointed out by Kiladis and Mo (1998) as well. However, in the present study it is shown that the formation of a positive center over southeast Pacific is associated with stationary wave propagation. The vertical component of F_z for the El Niño and La Niña composites (figures not shown) did not show large differences, except that during the El Niño events there seems to be higher vertical propagation.

To see the vertical variation of the QS wave configuration, H_c vectors and the height anomalies are computed for 200 and 500 hPa. These are shown in the Appendix (Figs. A3–A6). The characteristics of height anomalies and H_c vectors are very similar to what was seen earlier in Figs. 7 and 8. This shows that the configuration of QS waves are essentially barotropic in nature, and a barotropic model will be able to simulate well the propagation of QS waves. Indeed, Renwick and Revell (1999) were successful in simulating QS Rossby wave propagation using a barotropic model.

5 Summary and conclusions

In this paper we studied the characteristics of QS waves in the SH using 49 years (1950–1998) of NCEP/NCAR reanalysis data. Earlier studies (e.g. Quintanar and Mechoso, 1995) used much less data. A comparison between the characteristics of QS waves in the 49 years data and recent data (1979–1998), which included satellite soundings, showed that the differences are not large and the entire 49 years of data can be used with confidence. The amplitude of QS wave 1 has two maxima, one at 30° S and the other at 55° S. The maximum at 55° S is noted in all four seasons and this maximum is more than double that in the subtropics. The maximum in the subtropics is strongest in the austral winter, while the maximum at 55° S is strongest in spring. Except in summer, the QS wave 1 amplitude increases from the troposphere into

the stratosphere, indicating a vertical propagation. QS waves 2 and 3 have much less amplitudes. Monthly variation of the amplitude of QS wave 1 clearly shows that it is highest in October, particularly in the upper troposphere and the lower stratosphere.

The difference between the El Niño and La Niña years and the mean showed that during the El Niño years there is an increase in the amplitude of QS 1 in winter and spring in the higher latitudes, mainly in the stratosphere. Both in winter and spring there is an increase of the amplitude of QS wave 1 in the troposphere in the subtropics. During the La Niña years there is a decrease in the amplitude of QS wave 1 in the troposphere and stratosphere in winter. A comparison of EP fluxes for El Niño and La Niña periods showed that during the El Niño period there is a stronger upward and equatorward focussing of QS waves, particularly in spring. Since the EP vectors are parallel to the direction of energy propagation, the differences between the El Niño and La Niña periods give the direction of differences in energy transport.

To examine the QS wave propagation for El Niño and La Niña periods Plumb's (1985) methodology is used. A clear wave train can be identified at 300 hPa throughout the year, except in summer. The horizontal component of wave activity in the El Niño composite showed a Rossby wave propagation along a Rossby wave guide, at first poleward until it reaches its turning latitude in the SH mid-latitudes, then equatorward in the vicinity of the South America (Hoskins and Ambrizzi, 1993). This path over the Pacific-American sectors seems to be a preferred route of energy dispersion (Ambrizzi and Hoskins, 1997). Ambrizzi and Hoskins (1997) noted the existence of a wave guide along the South Pacific jet and into the subtropics of the South Atlantic during the austral summer. But our results show that the wave train is not clearly defined in summer.

The position of the center of positive anomalies over the southeast Pacific in Figs. 7c-d is relevant for blocking (the positive anomaly center is favorable for the occurrence of blocking highs over the southeast Pacific near South America). We also noted a center of negative anomalies in the La Niña composite (Fig. 8d). This seems to favor a reduction in the occurrence of blocking highs in this region. The relevance of these positive and negative anomaly centers during the El Niño and La Niña events is also pointed out by Kiladis and Mo (1998). But our results showed the importance of Rossby wave propagation which they did not discuss. Recently, Renwick and Revell (1999) found that the blocking frequency over the southeast Pacific increases during El Niño events. Their numerical experiments suggest that the enhanced blocking is favored by Rossby wave propagation. Thus, our results corroborate this hypothesis.

Appendix

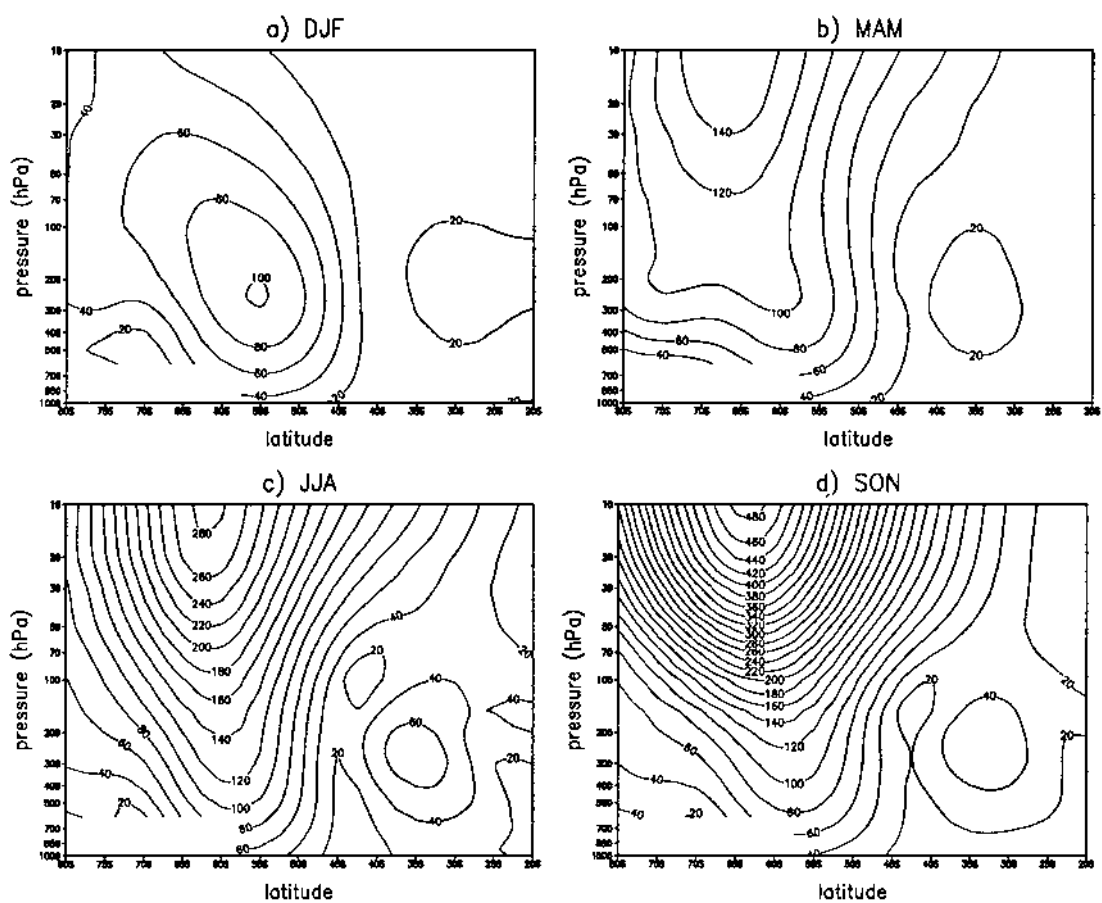


Fig. A1. Amplitudes of QS wave 1 (m) in the data set for the period 1979–1998: (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA, and (d) SON. Contour interval is 20 m.

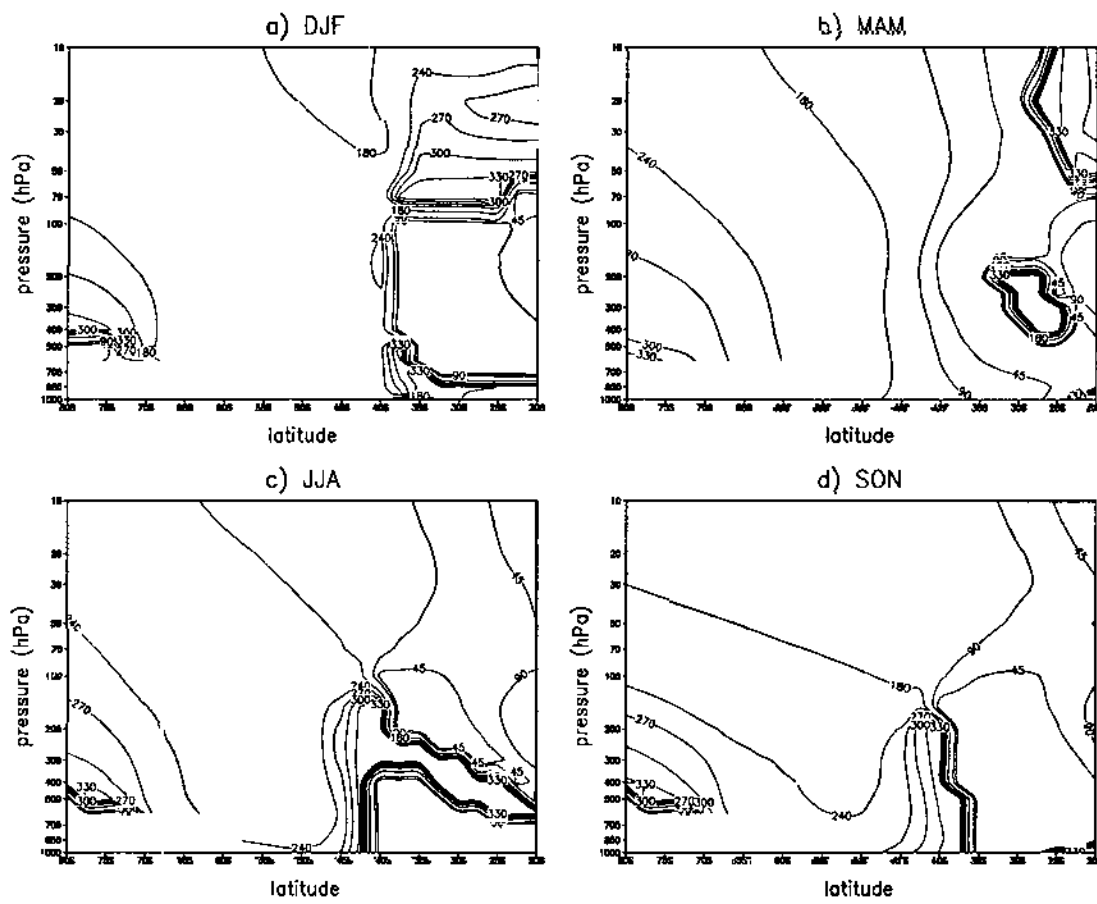


Fig. A2. Same as Fig. A1, but for the phase (degrees).

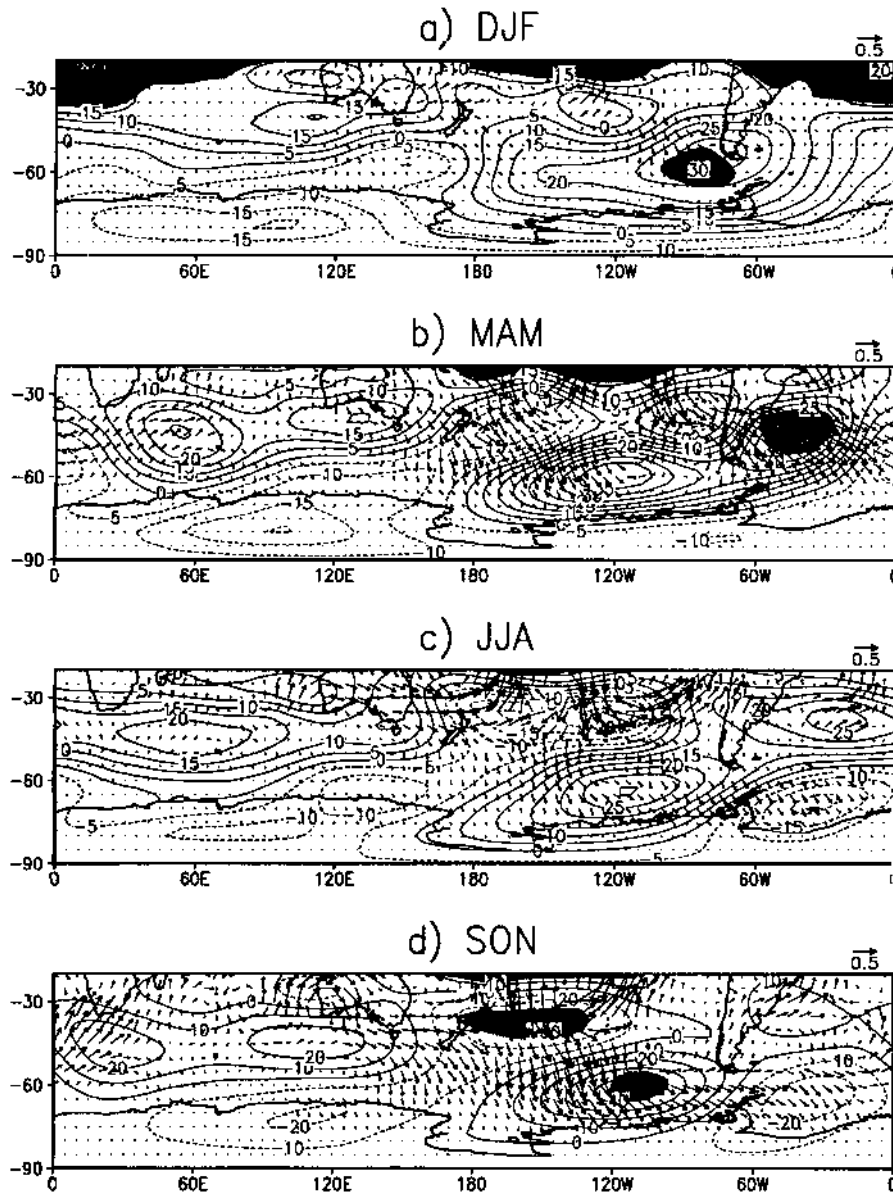


Fig. A3. Horizontal component of QS wave activity (H_c) and geopotential height anomalies (El Niño minus the mean) at 200 hPa for the El Niño composites for: (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA, and (d) SON. Contour interval for height anomalies for (a), (b), and (c) is 5 m and for (d) 10 m. Vectors are in $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$.

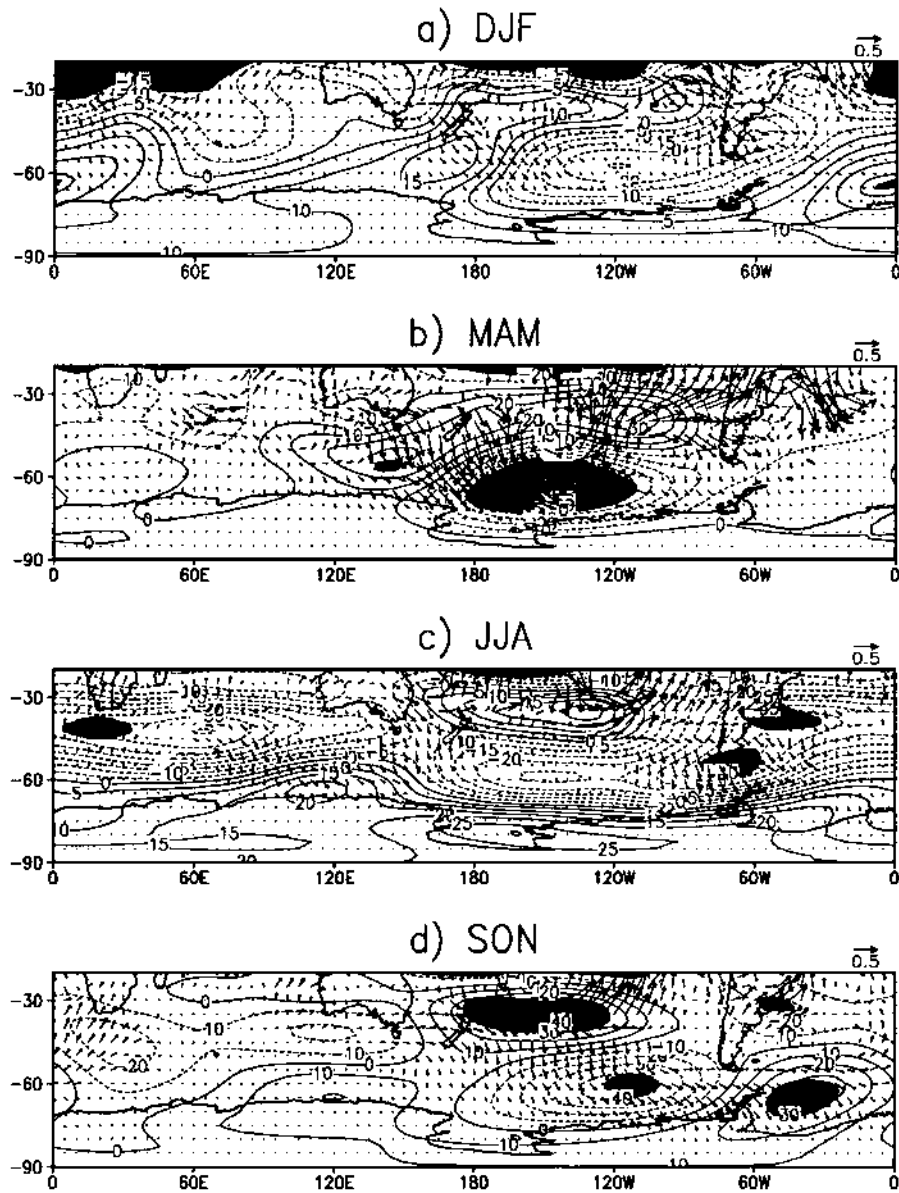


Fig. A4. Same as Fig. A3, but for the La Niña composites.

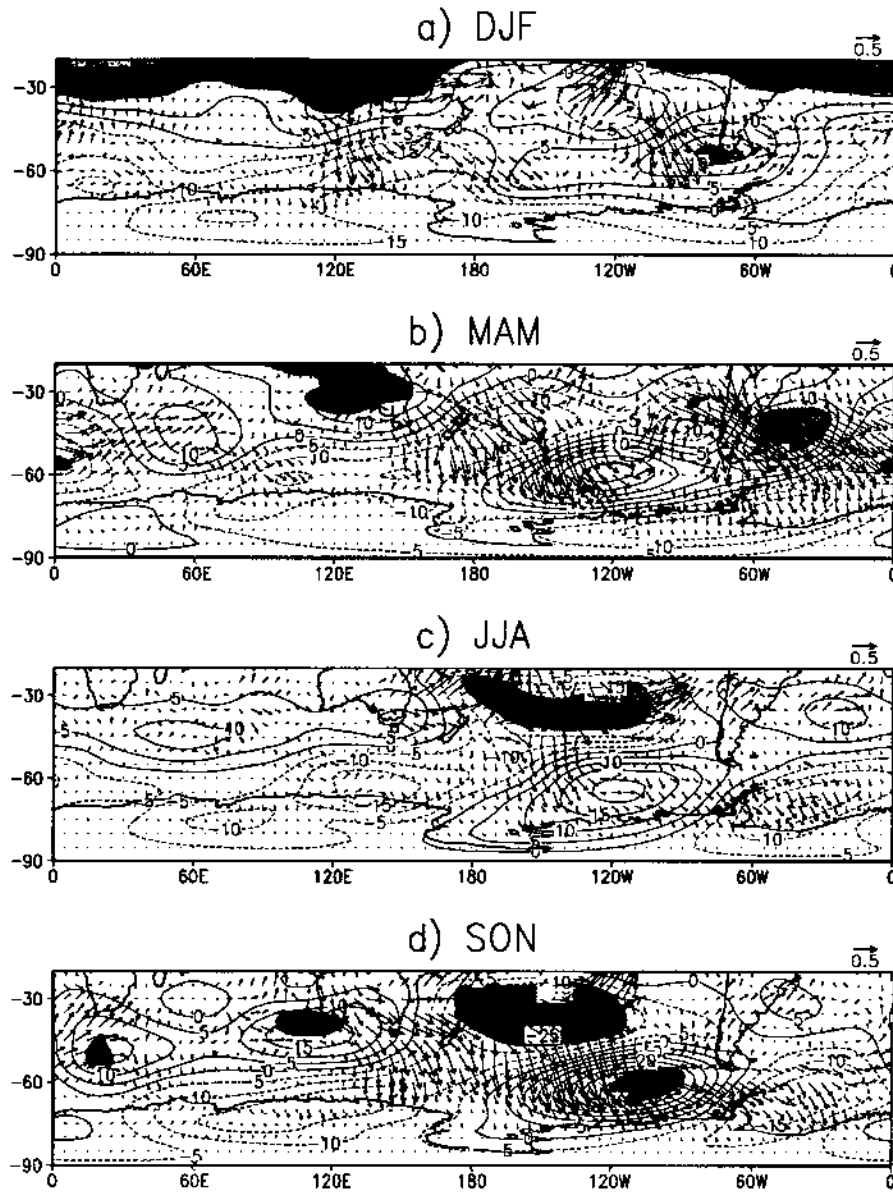


Fig. A5. Same as Fig. A3, but for 500 hPa level.

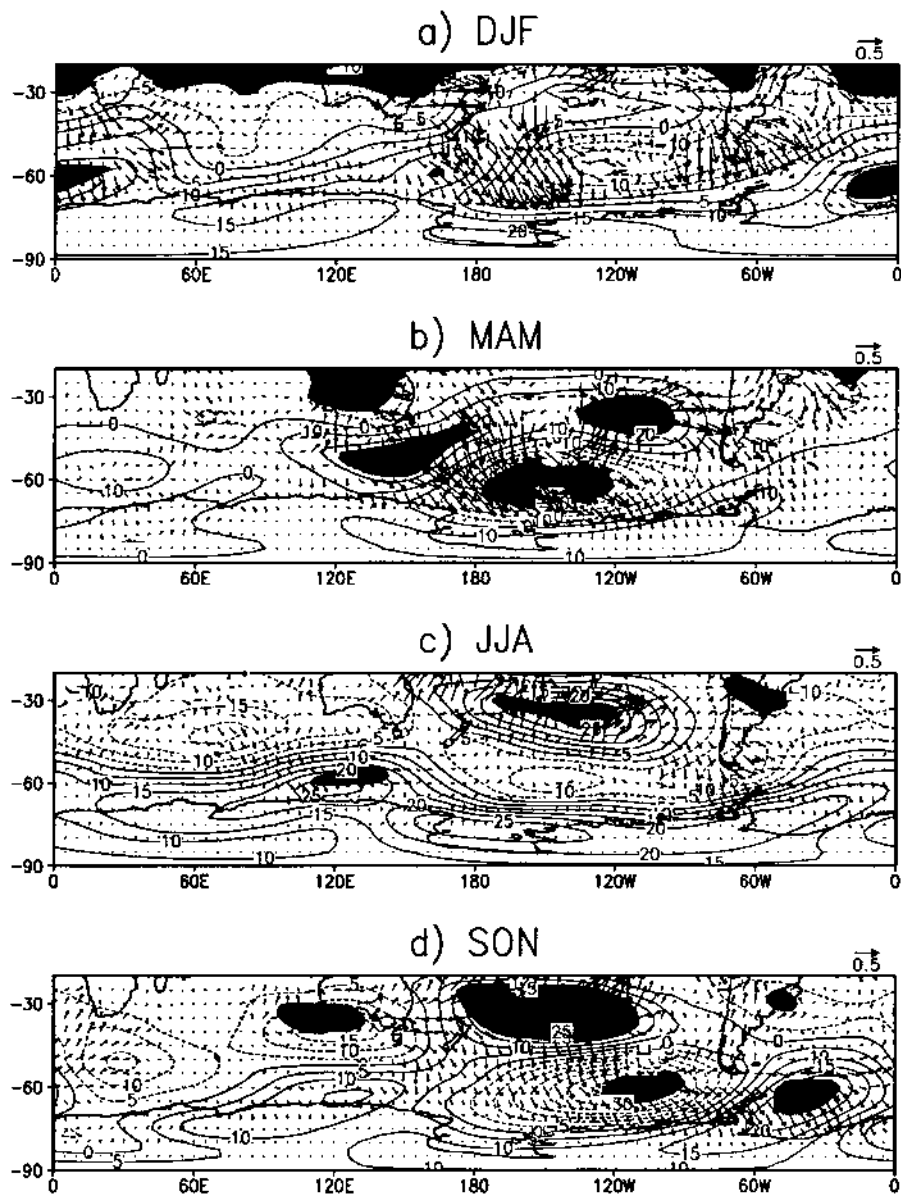


Fig. A6. Same as Fig. A3, but for the La Niña composites and for 500 hPa level.

Acknowledgements. One of the authors (J. P. R. Fernandez) was supported by Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP/Processo 98/16035-6). Thanks are due to the two referees for their useful suggestions.

Topical Editor U.-P. Hoppe thanks two referees for their help in evaluating this paper.

References

- Ambrizzi, T. and Hoskins, B. J.: Stationary Rossby wave propagation in a baroclinic atmosphere, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 123, 919–928, 1997.
- Ambrizzi, T., Hoskins, B. J., and Hsu, H. H.: Rossby wave propagation and teleconnection patterns in the austral winter, *J. Atmos. Sci.*, 52, 3661–3672, 1995.
- Charney, J. G. and Eliassen, A.: A numerical method for predicting the perturbations of the middle-latitude westerlies, *Tellus*, 1, 38–54, 1949.
- Charney, J. G. and Drazin, P. G.: Propagation of planetary-scale disturbances from the lower into upper atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 66, 83–109, 1961.
- Edmon, H. J., Hoskins, B. J., and McIntyre, M. E.: Eliassen-Palm cross sections for the troposphere, *J. Atmos. Sci.*, 37, 2600–2616, 1980.
- Eliassen, A. and Palm, E.: On the transfer of energy in stationary mountain waves, *Geophys. Publ.*, 22, No. 3, 1–23, 1961.
- Hartman, D. L.: Stationary planetary waves in the Southern Hemisphere, *J. Geophys. Res.*, 82, 4930–4934, 1977.
- Holopainen, E. O.: On the dynamic forcing of the long term flow by large-scale Reynolds's stresses in the atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, 35, 1596–1604, 1978.
- Holopainen, E. O., Rontu, L., and Lau, N.-C.: The effect of large-scale transient eddies on the mean flow in the atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, 39, 1702–1984, 1982.
- Hoskins, B. J. and Ambrizzi, T.: Rossby wave propagation on a realistic longitudinally varying flow, *J. Atmos. Sci.*, 50, 1661–1671, 1993.
- Hurrell, J. W., van Loon, H., and Shea, D. J.: The mean state of the troposphere, in: *Meteorology of the Southern Hemisphere*, edited by Karoly, D. J. and Vincent, D. G., Meteorological Monographs, American Meteorological Society, 1–46, 1998.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., and Kistler, R. et al.: The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437–471, 1996.
- Karoly, D. J.: Southern Hemisphere circulation features associated with El-Niño-southern oscillation events, *J. Climate*, 2, 1239–1252, 1989.
- Karoly, D. J., Plumb, R. A., and Ting, M.: Examples of horizontal propagation of quasi-stationary waves, *J. Atmos. Sci.*, 46, 2802–2811, 1989.
- Kiladis, G. N. and Mo, K. G.: Interannual and intraseasonal variability in the Southern Hemisphere, in: *Meteorology of the Southern Hemisphere*, edited by Karoly, D. J. and Vincent, D. G., Meteorological Monographs, American Meteorological Society, 307–336, 1998.
- Lau, K. M. and Peng, L.: Dynamics of atmospheric teleconnections during the northern summer, *J. Climate*, 5, 140–158, 1992.
- Marques, R. F. C. and Rao, V. B.: Interannual variations of blockings in the Southern Hemisphere and their energetics, *J. Geophys. Res.*, 105, D4, 4625–4636, 2000.
- Mechoso, C. R. and Hartman, D. L.: An observational study of travelling planetary waves in the Southern Hemisphere, *J. Atmos. Sci.*, 39, 1921–1935, 1982.
- Plumb, R. A.: On the three-dimensional propagation of stationary waves, *J. Atmos. Sci.*, 42, 217–229, 1985.
- Quintanar, A. I. and Mechoso, C. R.: Quasi-stationary waves in the Southern Hemisphere, Part I: Observational data, *J. Climate*, 8, 2659–2672, 1995.
- Randel, W. J.: A evaluation of winds from geopotential height data in the stratosphere, *J. Atmos. Sci.*, 44, 3097–3120, 1987.
- Randel, W. J.: The seasonal evolution of planetary waves in the Southern Hemisphere stratosphere and troposphere, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 114, 1385–1409, 1988.
- Renwick, J. A. and Reveil, M. J.: Blocking over the South Pacific and Rossby wave propagation, *Mon. Wea. Rev.*, 127, 2233–2247, 1999.
- Rutllant, J. and Fuenzalida, H.: Synoptic aspects of the central Chile rainfall variability associated with the southern oscillation, *Int. J. Climatol.*, 11, 63–76, 1991.
- Schubert, S. D., Suarez, M., Park, C.-K., and Moorthi, S.: GCM simulations of intraseasonal variability in the Pacific/North American region, *J. Atmos. Sci.*, 50, 1991–2007, 1993.
- Smagorinsky, J.: The dynamical influences of large scale heat sources and sinks on the quasi-stationary mean motions of the atmosphere, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 79, 342–366, 1953.
- Trenberth, K. E.: Planetary waves at 500 hPa in the Southern Hemisphere, *Mon. Wea. Rev.*, 108, 1378–1389, 1980.
- van Loon, H. and Jenne, R. L.: The zonal harmonic standing waves in the Southern Hemisphere, *J. Geophys. Res.*, 77, 992–1003, 1972.

APÊNDICE C

MODELOS REGIONAIS CLIMÁTICOS NO CPTEC: ADAPTAÇÃO PARA AMÉRICA DO SUL

C.1 Introdução

Neste Apêndice descrevem-se as características e a adaptação dos modelos regionais climáticos implementados no CPTEC, que foram utilizados nas simulações das condições climáticas sobre a América do Sul, principalmente para o verão austral, onde a influência das OEs é maior.

Os modelos descritos a seguir têm sido utilizados amplamente em diferentes regiões localizadas nas latitudes médias do HN. O RegCM foi desenvolvido para a realização de estudos climáticos, paleoclimáticos e de mudanças climáticas, já o ETA é utilizado mais freqüentemente em previsão numérica de tempo. Entretanto, são poucos os estudos climáticos que utilizam estes modelos na região tropical, principalmente sobre a América do Sul (Horel et al., 1994; Tanajura, 1996; Chou et al., 2000, 2002; Verneker et al., 2003; Seth e Rojas, 2003; Rojas e Seth, 2003; Roads et al., 2003).

Os fatores que governam o clima em latitudes baixas são intrinsecamente diferentes dos que determinam a conduta do clima extratropical. Nas latitudes médias, a fonte principal é a energia potencial disponível associada ao gradiente meridional de temperatura ou atividade baroclínica; já nos trópicos, o aquecimento devido à liberação de calor latente, associado aos sistemas convectivos, é a fonte primária. A parametrização dos processos convectivos é um dos maiores desafios que se enfrenta para melhorar a simulação e previsão climática, tanto global como regional. Destaca-se que modelos numéricos em latitudes médias apresentam maior destreza na simulação do clima regional devido ao fato de ser os regimens baroclínicos de grande escala mais previsíveis. De acordo com Sun et al. (1999a) a simulação do clima tropical requer o tratamento correto da interação entre a convecção cumulus e as circulações de meso e grande escala. Sem desprezar a importância das condições iniciais e de fronteira nos modelos regionais, estes não devem ser utilizados como caixas pretas (Avissar et al., 2002).

Os experimentos climáticos realizados sobre a América do Sul com os modelos regionais anteriormente citados e outros (RSM, RCM, FSURSM, RAMS), precisam de ajustes nas parametrizações para se obter simulações mais realistas nos trópicos. Devido a isto, os modelos regionais devem ser adaptados, mais do que simplesmente serem usados

diretamente (caixa preta), para os trópicos antes de utilizar-se para a previsão climática e/ou estudos de sensibilidade sobre a região. Sua utilização direta pode levar às vezes a resultados contraditórios os quais são baseados na utilização errada da ferramenta (modelo regional).

Basicamente, os modelos regionais climáticos são desenvolvidos a partir de modelos de previsão numérica de tempo, alterados para serem integrados por períodos de tempo maiores, simulando o clima. Isto implica, principalmente, em modificar as parametrizações de transferência radiativa e de processos de superfície para uma melhor representação das condições de fronteira (Giorgi e Mearns, 1999). Como condições iniciais e de fronteira são usadas as saídas de MCG ou da reanálise do NCEP/NCAR ou ECMWF. Estes modelos regionais têm sido empregados no estudo do clima e de mudanças climáticas regionais, com rodadas mensais, anuais ou multianuais, utilizando-se grades que variam de 20 a 80 km de resolução (Giorgi e Mearns, 1999). McGregor (1997) apresenta uma completa descrição da modelagem regional climática, indicando que é possível obter, de modo computacionalmente econômico, climatologias detalhadas sobre regiões específicas. Porém, as fronteiras, a topografia e a simulação nos trópicos são suas principais limitações.

A utilização de modelos com diferenças na forma de resolver a física (com diferentes parametrizações), na coordenada vertical e na dinâmica, podem trazer benefício quando empregados na abordagem de um determinado problema. Supor alguma hipótese sob os resultados de um só modelo pode ser arriscado, já que a resposta, individual neste caso, pode estar associada a uma particular parametrização física e/ou ao efeito da coordenada vertical utilizada. Porém, quando a resposta encontrada é similar, quando empregados diferentes modelos, pode-se ter uma maior confiabilidade nos resultados. Por isso, neste estudo, dadas às características da América do Sul (trópicos, topografia), são utilizados dois modelos com diferenças marcantes na suas formulações. Na Figura C.1 se mostram as coordenadas horizontal e vertical de ambos os modelos.

Na Seção C.2 é feita uma breve descrição dos modelos regionais climáticos utilizados nos experimentos numéricos referentes as OEs. Na Seção C.3 é apresentada a metodologia empregada para a escolha da melhor configuração dos modelos na simulação do clima sobre América do Sul. Os resultados são apresentados na Seção C.4. Finalmente um sumário encontra-se na Seção C.5.

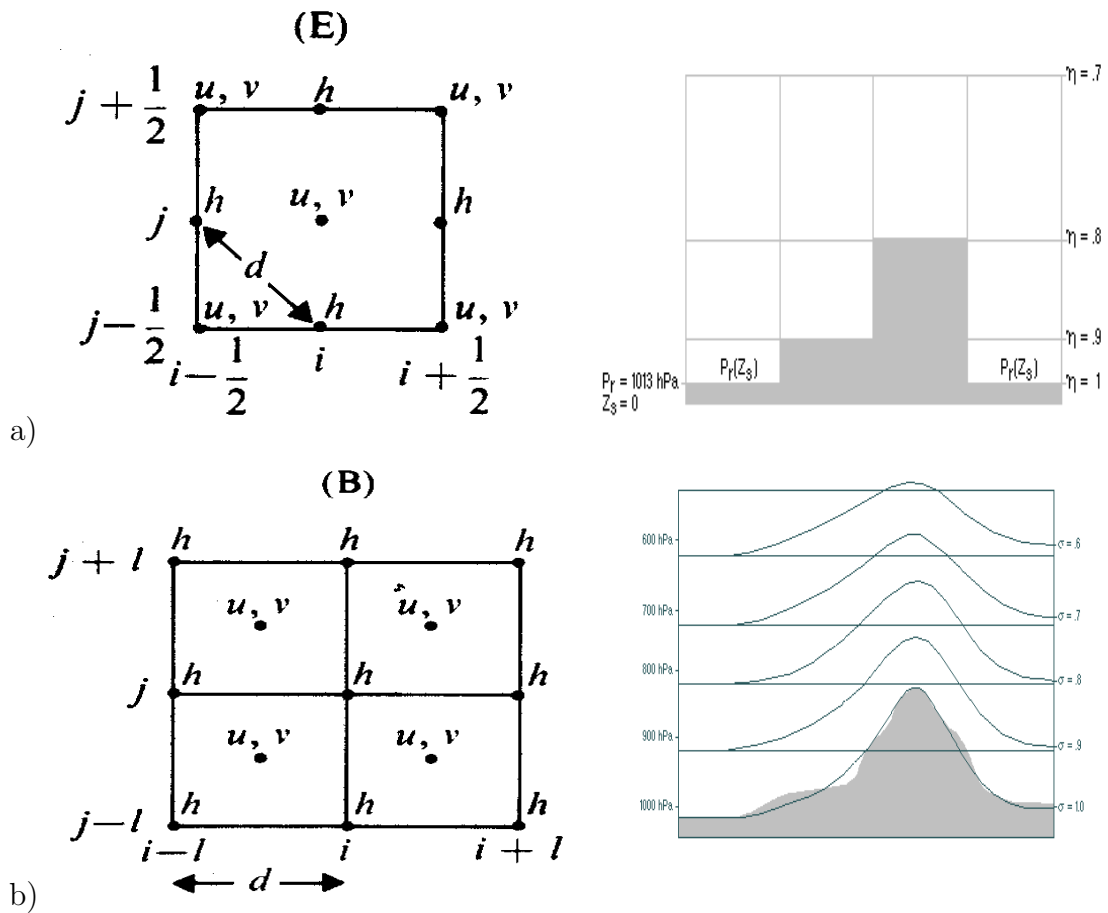


FIGURA C.1 – Coordenadas horizontal e vertical dos modelos: a) ETACLIM e b) RegCM3.

C.2 Modelos Regionais Climáticos no CPTEC

C.2.1 Modelo ETACLIM

O modelo ETA utilizado nos experimentos é uma versão atualizada do modelo de previsão de tempo operacional, implantado no NCEP em 2002, a qual é disponibilizada pelo projeto Cooperative Program for Operational Meteorology, Education and Training (COMET) da University Corporation for Atmospheric Research (UCAR). Esta versão que é disponível para estações de trabalho (workstations) sofreu algumas mudanças no código a fim de poder ser utilizada no supercomputador NEC SX-6 do CPTEC. As diferenças desta versão com respeito à do modelo operacional utilizado no CPTEC para previsões sazonais diz respeito à física mais sofisticada e as opções ausentes nela, algumas das quais serão descritas a seguir.

Como principais características, o modelo possui uma coordenada vertical ETA (η), que reduz os erros numéricos no cálculo da força do gradiente de pressão nas encostas de topografias íngremes. A coordenada vertical η é definida como:

$$\eta = \frac{p - p_{top}}{p_s - p_{top}} \left[\frac{p_{ref}(z_s) - p_{top}}{p_{ref}(o) - p_{top}} \right] \quad (C.1)$$

onde: p é a pressão, p_{top} é a pressão no topo do modelo, p_s é a pressão na superfície, p_{ref} é a pressão de referência sobre uma superfície η no topo da montanha (z_s) e na base da mesma (o).

O modelo utiliza na horizontal uma grade do tipo semi-alternada (E de Arakawa) e um esquema de integração temporal "split-explicit" (Nockovic et al., 1998; Gadd, 1978). Para uma melhor simulação dos processos próximos à superfície, o modelo possui 17 níveis entre a superfície e o nível de 700 hPa, de um total de 38 níveis com topo em 25 hPa. Quando necessário é possível aumentar a resolução vertical para 60 níveis. Uma descrição mais ampla da dinâmica do modelo pode ser encontrada em Black (1994).

Os processos na camada limite são resolvidos usando um esquema 2.5 de Mellor-Yamada (Mellor e Yamada, 1974), o qual se baseia no cômputo da energia cinética turbulenta (TKE), enquanto que para a camada superficial utiliza-se um esquema 2.0, também de Mellor-Yamada. Como esquema de convecção padrão, o modelo utiliza uma modificação do esquema de Betts-Miller feita por Janjic (1990, 1994). O esquema de radiação de

ondas longa e curta utilizado é derivado do Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL), usado nos modelos do antigo National Meteorological Center (NMC) - atual NCEP. A onda longa é parametrizada segundo Fels e Schwartzkopf (1975) e a onda curta segundo Lacis e Hansen (1974). O esquema dos processos de superfície é baseado na versão modificada do esquema da Oregon State University (OSU) o NOAH 2.2 (Chen et al., 1997; Chen e Mitchell, 1999). A microfísica segue o esquema de Ferrier et al. (2002).

A versão atual do modelo ETA implantado no NCEP possui, adicionalmente, opções para a utilização de um filtro digital no início da integração, para minimizar os possíveis desequilíbrios encontrados na condição inicial, e também possui um esquema de assimilação de dados EDAS (Eta Data Assimilation System), porém esta última característica é restrita somente à versão operacional do NCEP. Entretanto, estas características não são úteis para rodadas em modo clima como o são para o modo tempo, onde a condição inicial é mais importante que as condições de fronteira.

O modelo, possui a capacidade de fazer rodadas aninhadas, porém, de forma "one-way" isto é, não existe realimentação entre o domínio maior e o domínio interior (aninhado). Uma outra característica é poder mudar de coordenada vertical, de sigma para eta ou vice-versa, útil se for o caso de fazer comparações entre ambas às coordenadas. Uma opção para rodadas não hidrostáticas foi incluída no modelo, a qual incrementa significativamente o tempo de rodada e é recomendada para resoluções menores que 10 km. Estas características podem ser de utilidade em experimentos climáticos onde seja necessário estudar fenômenos meteorológicos numa escala na qual se precisa maior resolução. No entanto, isto não é necessário neste estudo já que o interesse é em fenômenos de escala continental (OEs sobre a América do Sul). Ainda mais, uma nova opção para resolver processos convectivos foi adicionada, o esquema de convecção cumulus de Kain-Fritsch (Kain, 2004), que está sendo rodada de maneira experimental no NCEP. Destaca-se sua inclusão no modelo pelo fato de esta parametrização ser fisicamente mais embasada do que a de Betts-Miller-Janjic, um esquema basicamente de ajustamento convectivo e que dependente de perfis verticais de temperatura e umidade. Além disso, estudos de mudança climática com este novo esquema permitirão a realização de estudos mais realistas, devido ao fato de que os perfis definidos na atualidade não serão necessariamente válidos em futuros cenários climáticos. Foram realizados alguns experimentos de comparação entre ambas as parametrizações de convecção para a região sul-americana.

Para sua utilização em modo climático foram modificados no CPTEC os programas de pré-processamento e do modelo a fim de permitir uma extensão das integrações de horas para meses ou anos. Neste contexto, foi incluída a opção de "restart" pelo autor, que permite continuar uma rodada longa sem inicializar novamente o modelo. Adicionalmente, a TSM foi interpolada linearmente a partir da climatologia mensal de Reynolds e Smith (1995). São atualizados diariamente o albedo e as frações de cobertura vegetal (Gutman e Ignatov, 1998). Para as condições de fronteira e inicial são usadas as reanálises do NCEP/NCAR e para isto os programas de pré-processamento do modelo ETA foram adaptados. Operacionalmente no CPTEC utiliza-se a TSM com anomalias persistentes para os meses futuros, assim como também podem ser utilizadas as previsões de TSM dos modelos oceânicos e/ou estatísticos; já as condições iniciais e de fronteira são fornecidas pelo MCG CPTEC/COLA T62L28 rodado em modo clima.

O sistema do modelo ETACLIM/CPTEC compreende uma parte de pré-processamento, na qual os dados da reanálise do NCEP/NCAR e TSM são interpolados na grade do modelo e são geradas as condições iniciais e de fronteira. Outra parte é a de rodada propriamente dita, na qual o modelo é integrado pelo período desejado, e finalmente uma parte de pós-processamento onde as saídas do modelo ETACLIM/CPTEC são convertidas em formato GRIB (Grid in Binary) para sua utilização posterior (análise e representação gráfica). Estas etapas são efetuadas automaticamente por meio de scripts, os quais foram modificados para os experimentos em modo clima. Destaca-se que todas estas etapas são realizadas no supercomputador SX6 do CPTEC, já na versão operacional o processo de compactar (GRIB) os dados é realizada nas estações de trabalho.

Estudos usando versões anteriores do modelo ETA (Chou et al., 2002, 2000), mostraram um "bias" positivo na temperatura da superfície, associado ao esquema de parametrização de radiação solar do GFDL. Neste estudo adicionou-se como nova opção, à versão do modelo ETA utilizada, uma parametrização de radiação solar mais sofisticada e que considera o efeito dos aerossóis (Chou, 1999, 1992). Este esquema é similar ao utilizado pelos modelos climáticos do NCEP (RSM, MRF). Introduzida no modelo ETA por Tarasova et al. (2006), esta versão será empregada na realização de estudos de mudanças climáticas regionais. Destaca-se que com a introdução desta nova parametrização observou-se uma redução significativa do "bias" anteriormente descrito. Porém, a avaliação objetiva com este modelo em integrações longas estão atualmente sendo realizadas no CPTEC. Também, o esquema de processos de superfície SSiB poderá ser acoplado nesta versão do modelo ETA, o qual eventualmente substituirá o esquema NOAH. A versão operacional

do modelo ETA no CPTEC possui o esquema de processos de superfície NOAH.

As variáveis nas fronteiras no modelo ETA são atualizadas nos dois pontos de grade mais externos do domínio.

C.2.2 Modelo RegCM3

Nesta seção é descrito o modelo regional climático RegCM3 desenvolvido originalmente no NCAR (Giorgi et al., 1993a,b) e atualmente mantido pelo grupo de Física do tempo e clima do Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics (ICTP) (Giorgi e Shields, 1999). A componente dinâmica é baseada no modelo de mesoescala MM5/NCAR-PSU (Pensilvania State University). O modelo é hidrostático, compressível, e de equações primitivas. O modelo RegCM3 utiliza uma grade alternada tipo B de Arakawa. Neste esquema as variáveis vetoriais estão alternadas com respeito as variáveis escalares. Este tipo de grade é desenhada para reduzir ao mínimo os erros associados ao ajuste geostrófico e topográfico. O modelo possui 18 níveis com topo em 70 hPa. A coordenada vertical σ é definida como:

$$\sigma = \frac{p - p_{top}}{p_s - p_{top}} \quad (C.2)$$

onde: p é a pressão, p_{top} é a pressão no topo do modelo e p_s é a pressão na superfície.

As velocidades horizontais são representadas no centro de cada camada do nível $\sigma_{\frac{1}{2}}$, e as velocidades verticais nos níveis σ .

Um esquema de integração temporal "split-explicit" resolve a dinâmica para os dois modos mais rápidos das ondas de gravidade, usando passos de tempo mais curtos que os usados para o restante da solução do modelo. Então, a solução para estes modos mais rápidos é subtraída da solução obtida do modelo como um todo, eliminando desta maneira a sua contribuição. Este esquema permite usar um passo temporal maior que o empregado com técnicas anteriores sem perda de acurácia (Giorgi et al., 1993a). Esta versão do modelo permite rodadas usando a dinâmica não hidrostática e tem a capacidade de aninhamento "one way".

As principais parametrizações físicas disponíveis no RegCM3 para seu uso em simulações climáticas são (Elguindi et al., 2004):

Radiação: os processos radiativos são parametrizados segundo o esquema do Community Climate Model versão 3 (CCM3) do NCAR (Kiehl et al., 1996), onde os efeitos do H₂O, O₃, O₂, CO₂ e nuvens são levados em conta. A transferência radiativa solar é tratada com uma aproximação δ -Eddington e a fração de radiação da nuvem depende de três fatores: conteúdo de água líquida da nuvem, cobertura fracional de nuvens e raio efetivo das gotas de nuvem. Adicionalmente, incluem-se os efeitos de NO₂, CH₄ e CFCs, aerossóis atmosféricos e gelo na nuvem.

Processos de superfície: O BATS1e (Dickinson et al., 1993) simula as trocas de momentum, calor e umidade entre a vegetação, solo e a atmosfera; inclui uma camada de vegetação, uma camada de neve, e três camadas no solo: superficial (10 cm), zonal radicular (1-2 m) e uma mais profunda (3 m). Trata 15 diferentes tipos de vegetação, 3 tipos de textura de solo (grossa, meia e fina) e as cores do solo variam de clara à escura, as quais são usadas na computação do albedo do solo.

Camada Limite: Para a utilização do BATS1e se requer uma representação explícita da camada limite, sendo implementado o esquema desenvolvido por Holtslag et al. (1990). Nele está incluído um termo de transporte contra-gradiente, o qual representa o transporte não local devido à convecção seca e profunda e uma formulação não local para os transportes dos vórtices turbulentos.

Microfísica: Os processos não convectivos de precipitação são considerados utilizando-se um esquema explícito de umidade o qual inclui duas equações prognósticas: uma de água líquida da nuvem e a outra de água líquida da chuva (Hsie et al., 1984) e um esquema implícito que tem só a equação prognóstica de água líquida da nuvem, a fim de tornar mais rápida a integração temporal em aproximadamente 30% (Giorgi e Shields, 1999).

Convecção cumulus: O RegCM3 considera como opções para resolver os processos convectivos as parametrizações: *Anthes-Kuo*, utilizada por Anthes et al. (1987) e modificada por Giorgi et al. (1993a), a qual é um tipo de parametrização Kuo (ajustamento convectivo) baseada na convergência de umidade integrada na vertical e a coluna ser instável; e *Grell* refere-se a um esquema de Arakawa-Schuber modificado (fluxo de massa), baseado no índice de desestabilização de uma só nuvem com fluxo ascendente e descendente e o aquecimento e umedecimento do perfil de temperatura e umidade (Grell, 1993). Adicionalmente, possui a parametrização cumulus de Betts-Miller e Emanuel, porém, estas ainda estão em fase de implementação.

O RegCM3 utiliza um método de relaxação exponencial para a atualização das variáveis nas fronteiras (Giorgi et al., 1993b; Marbaix et al., 2003). Neste método um termo da condição de fronteira é somado à equação de tendência do modelo para uma dada variável α da seguinte forma :

$$\left(\frac{\partial\alpha_M}{\partial t}\right)_n = F(n)F_1(\alpha_{LS} - \alpha_M) - F(n)F_2\nabla^2(\alpha_{LS} - \alpha_M) \quad (\text{C.3})$$

onde LS e M referem-se aos campos forçantes de grande escala e os campos simulados pelo modelo, respectivamente. F_1 e F_2 são calculados a partir de:

$$F_1 = \frac{0.1}{\Delta t} \quad (\text{C.4})$$

$$F_2 = \frac{\Delta s^2}{50\Delta t} \quad (\text{C.5})$$

Nas Equações C.4 e C.5, Δt é o passo de tempo do modelo e Δs é o espaçamento da grade. O índice n refere-se ao número de pontos de grade desde as fronteiras, isto é, $n = 1$ na fronteira e a função $F(n)$ varia de 0 a 1 dentro da zona de "buffer". A função é definida por:

$$F(n) = \exp\left[-\frac{(n-2)}{N_I}\right] \quad (\text{C.6})$$

onde N_I é uma constante.

C.3 Metodologia

A metodologia utilizada neste apêndice é baseada, principalmente, na escolha da melhor combinação das diferentes parametrizações físicas disponíveis nos modelos que melhor descrevam um padrão pré-definido (Sun et al., 1999a). Assim, diferentes configurações de ambos modelos foram comparadas com relação a reprodução média mensal do campo de precipitação sobre América do Sul para o mês de janeiro de 1997. A razão de escolher janeiro de 1997 foi devido ao continente sul americano apresentar uma resposta que tende mais a climatologia, o que permite avaliar melhor a intensidade da precipitação simulada. Deu-se maior importância as parametrizações de convecção cumulus nesta escolha pela

configuração ideal dos modelos sobre América do Sul.

As configurações que melhor representaram a características do verão de 1997 foram posteriormente utilizadas na elaboração das climatologias dos modelos para o mês de janeiro (Capítulo 4), com as quais se avaliou a simulação das OEs sobre América do Sul.

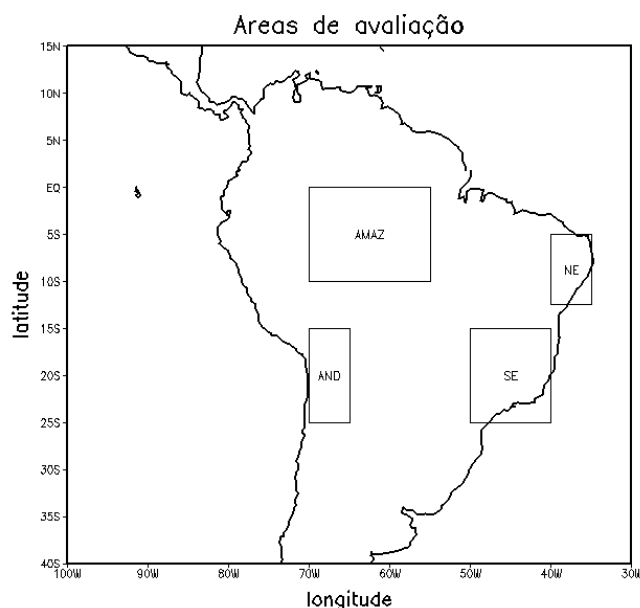


FIGURA C.2 – Áreas de validação: Amazônia (AMZ), Nordeste (NE), Sudeste (SE) e Andes (AND)

Foram usados dados provenientes da reanálise do NCEP/NCAR como condições iniciais e de fronteira. As variáveis utilizadas são: altura geopotencial, vento zonal e meridional, temperatura e umidade relativa nos níveis de 1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20 e 10 hPa; umidade relativa até 300 hPa. Adicionalmente, são usadas a temperatura da superfície e a pressão reduzida ao nível médio do mar.

A área escolhida para realizar os diferentes experimentos climáticos corresponde à região compreendida entre 110° W a 20° W de longitude e entre 45° S a 15° N de latitude, centrada em 15° S e 65° W. É utilizada uma projeção mercator (Figura 4.3). Neste estudo a resolução utilizada é de aproximadamente 80 km. A área foi escolhida a fim de se evitar a proximidade das fronteiras à região de interesse (área continental), e também possíveis interferências com a topografia. Em ambos os modelos os programas de pós-processamento gravaram os dados em níveis de pressão similares aos da reanálise para

facilitar as comparações. Devido as diferentes grades horizontais usadas pelos modelos, foi escolhida a área entre 100°W – 30°W e 40°S – 10°N que cobrem os domínios dos modelos.

Nos experimentos escolheu-se quatro regiões para fazer as avaliações objetivas, baseadas principalmente na simulação da precipitação. Estas regiões compreendem tipos de superfícies homogêneas: sobre a Amazônia central, na região nordeste, no sudeste brasileiro e uma outra na parte central dos Andes. Na Figura C.2 pode-se observar a delimitação destas regiões. Foram feitas médias da precipitação observada nestas áreas, as quais foram utilizadas para comparações com as simulações dos modelos ETACLIM e RegCM3 para o mês de janeiro de 1997. Os campos médios para o mês de janeiro de 1997 correspondente a reanálise são mostrados na Figura C.3.

C.4 Resultados

C.4.1 Modelo ETACLIM

A seguir é apresentada uma comparação de quatro rodadas do modelo ETA/CPTEC utilizando os dois esquemas de convecção disponíveis: Betts-Miller-Janjic (BMJ) e Kaint-Fritsch (KF) e os dois esquemas de radiação: GFDL e CPTEC. O domínio destas simulações é similar ao utilizado nas rodadas com o RegCM3. O período experimental de integração foi de 45 dias com o objetivo de verificar qual combinação dos esquemas apresenta melhor desempenho, o que definira a versão mais adequada para os objetivos deste trabalho. A integração começou às 00Z de 15 de dezembro de 1996 e foi integrado até 00Z de 1 de fevereiro de 1997.

A Tabela C.1 mostra os experimentos elaborados para escolher a melhor configuração do modelo ETA sobre a região da América do Sul, em função dos esquemas de convecção BMJ e KF2 e radiação de onda curta do GFDL e do GFSC (Chou, 1999) modificado por Tarasova e Fomin (2000) e denominado de CPTEC.

Nas Figuras C.4, C.5, C.6 e C.7 são apresentadas as simulações de precipitação para o mês de janeiro utilizando ambos os esquemas de convecção e radiação. As comparações são feitas com a observação derivada do GPCP (Huffman et al., 1997). Na comparação destas figuras pode ser observado que o esquema de KF2 apresenta um melhor desempenho em relação ao de BMJ. Nos experimentos 3 e 4 nota-se uma ligeira superioridade quando empregado o esquema de radiação do GFDL com respeito ao implementado no CPTEC.

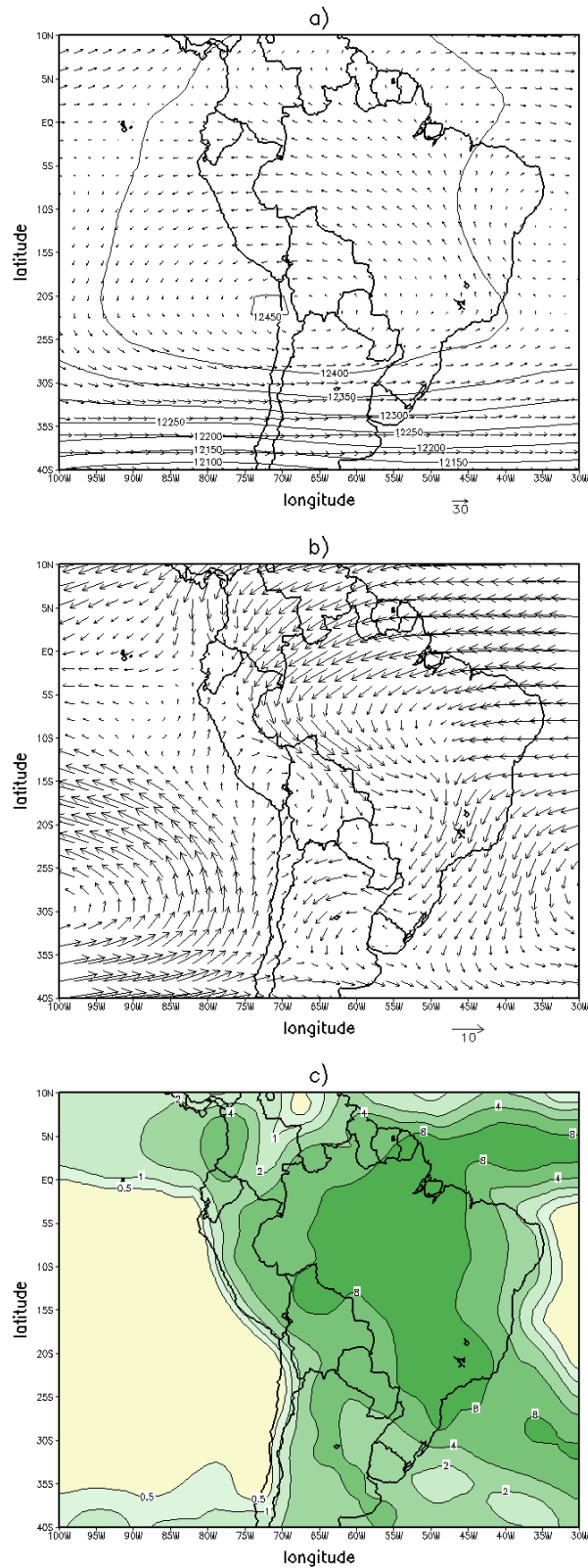


FIGURA C.3 – a) Vento (m s^{-1}) e altura geopotencial (m) em 200 hPa; b) vento em 850 hPa (m s^{-1}) e c) precipitação (mm dia^{-1}). Média do mês de janeiro 1997 da reanálise do NCEP/NCAR e a precipitação do GPCP, respectivamente.

TABELA C.1 – Descrição dos experimentos para a determinação da configuração controle do modelo ETACLIM.

Experimentos	Convecção	Radiação
ETA1	BMJ	GFDL
ETA2	KF2	CPTEC
ETA3	BMJ	GFDL
ETA4	KF2	CPTEC

Estes comportamentos podem ser atribuídos à falta de ajuste do novo esquema implementado no modelo ETA sobre a área sul-americana. Além disso, uma super-estimativa na precipitação de grande escala é encontrada quando usado o esquema de KF2 com o esquema de radiação novo, observando-se o surgimento de tormentas pontuais em alguns locais do domínio (figura não mostrada). Este comportamento poderia provocar, numa integração mais longa, uma intensa liberação de calor latente que, possivelmente, levaria a um estado de instabilidade numérica e o conseqüente truncamento da integração. As Figuras C.4 e C.6 mostram as médias dos campos dinâmicos para os altos e baixos níveis para o período de integração. Os campos mostram-se melhor configurados, com respeito a reanálise, utilizando o novo esquema de convecção devido à maior forçante térmica. Novamente, nota-se um melhor comportamento do modelo com o novo esquema de convecção (KF2) que o esquema original de BMJ. Isto não implica a superioridade de um esquema com respeito ao outro, simplesmente revela a necessidade de um ajuste nos parâmetros relativos à convecção para um melhor desempenho sobre a América do Sul.

TABELA C.2 – Simulação da precipitação média (mm) e % de precipitação total devido a processos convectivos, para as quatro sub-regiões e o domínio total (AS), do modelo ETACLIM.

Experimentos	AMAZ	NE	SE	AND	AS
ETA1	205.9(99.8)	41.1(72.8)	111.5(87.4)	138.6(91.6)	97.5(89.9)
ETA2	174.4(99.7)	41.0(77.9)	108.0(89.4)	113.8(89.4)	89.1(88.4)
ETA3	274.8(98.0)	35.5(93.6)	129.0(68.5)	174.5(59.5)	116.0(77.8)
ETA4	246.8(98.6)	24.3(97.0)	135.5(69.3)	181.4(56.3)	111.7(78.3)
Observações	282.8	88.8	165.8	105.1	108.3

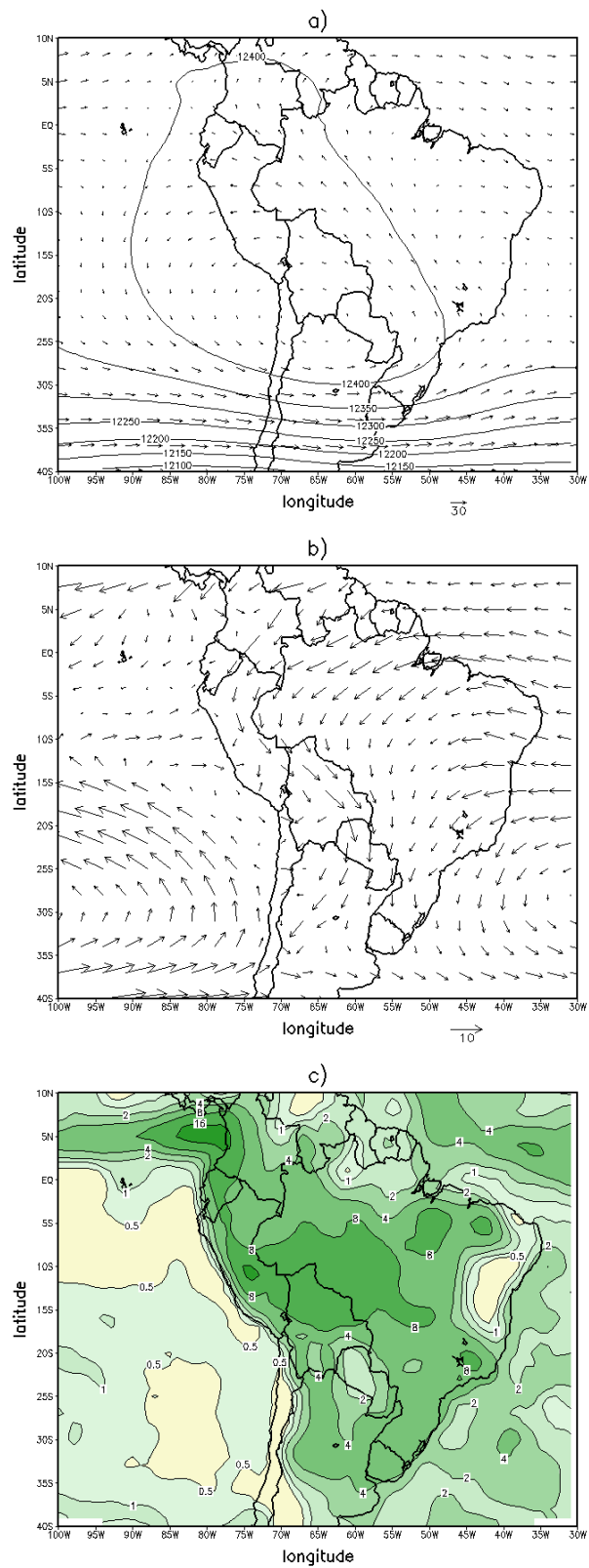


FIGURA C.4 – Igual à Figura C.3, para a configuração ETA1 do modelo ETACLIM.

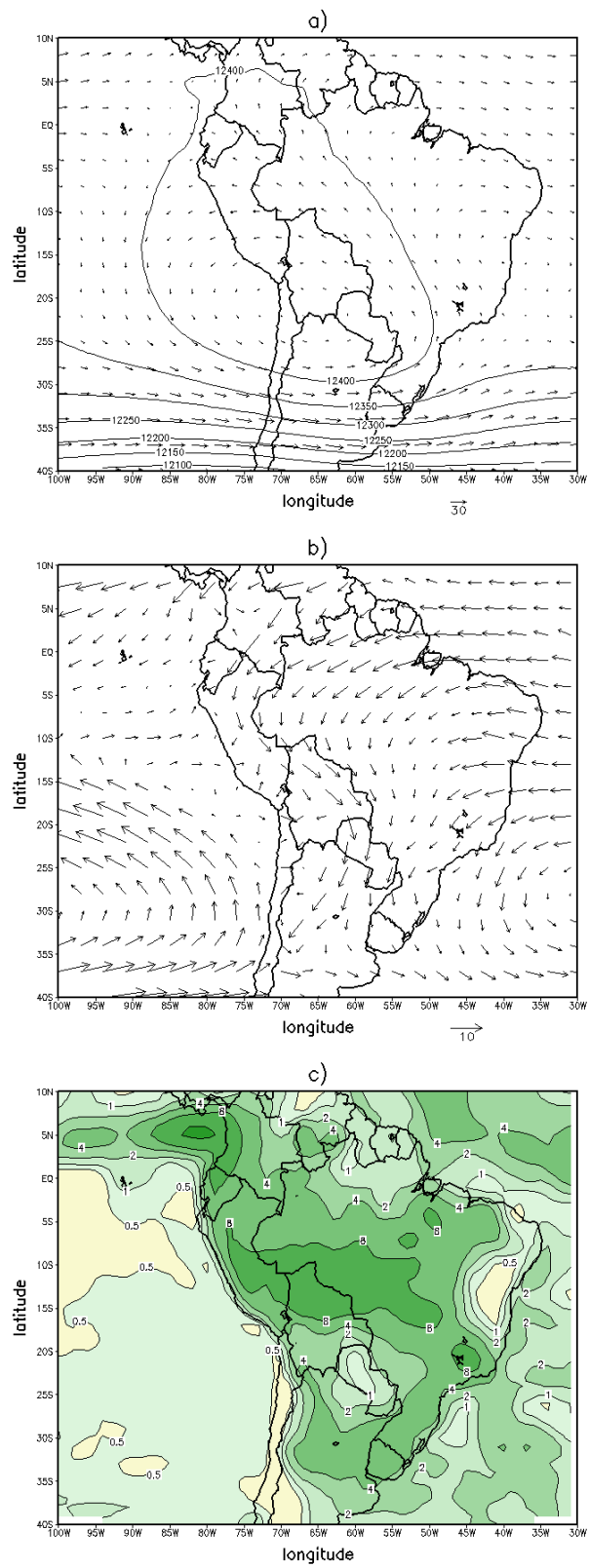


FIGURA C.5 – Igual à Figura C.4, para a configuração ETA2.

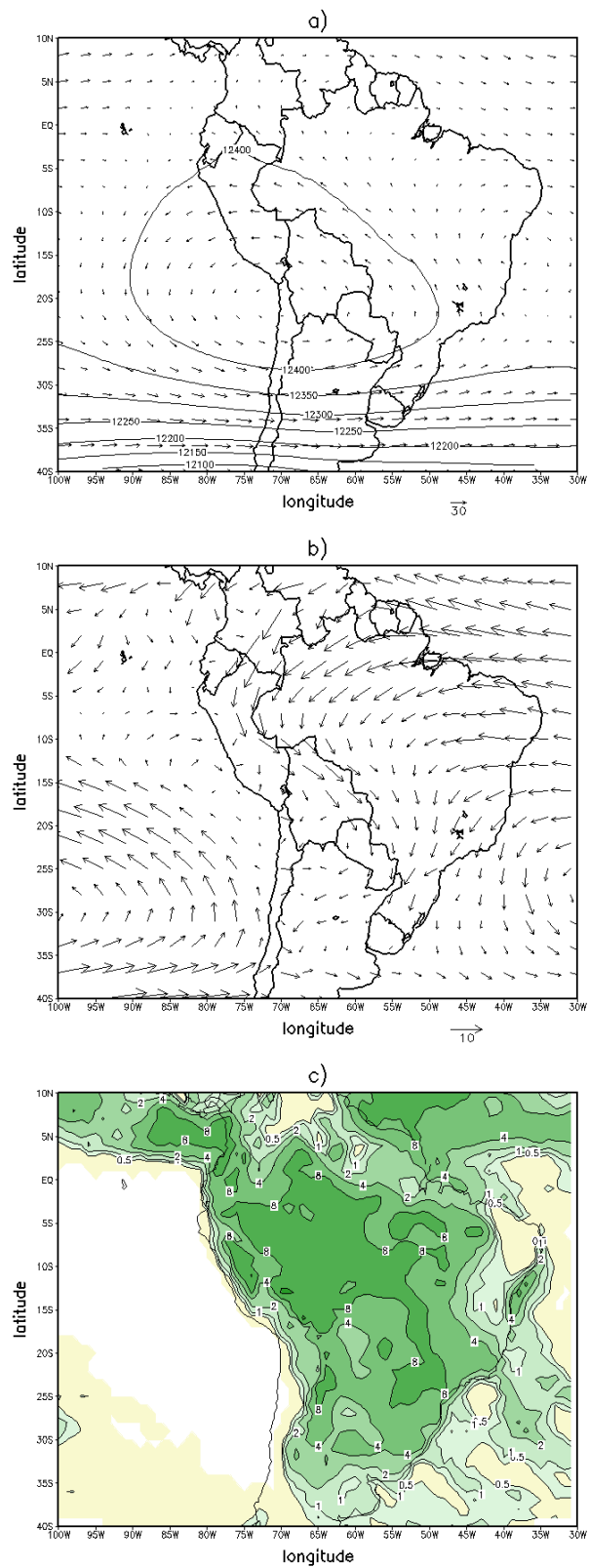


FIGURA C.6 – Igual à Figura C.4, para a configuração ETA3.

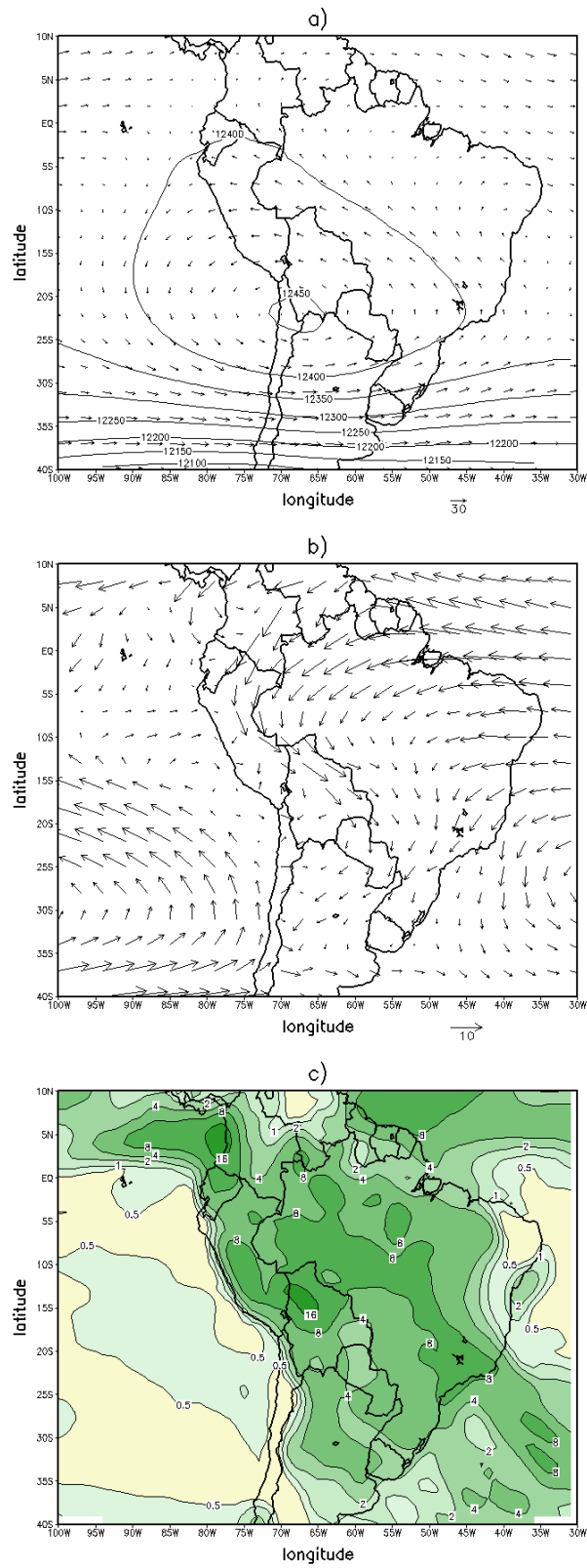


FIGURA C.7 – Igual à Figura C.4, para a configuração ETA4.

Na Tabela C.2 encontram-se os resultados da avaliação objetiva destas configurações. Pode-se observar o melhor desempenho do esquema de convecção KF2 comparado com o BMJ, e um relativo índice superior quando usado o novo esquema de radiação em combinação com este esquema convectivo. Algumas mudanças nos parâmetros do esquema de convecção BMJ, similares aos encontrados no modelo operacional de CPTEC, levam a uma melhora na simulação da distribuição da precipitação sobre América do Sul (figura não mostrada). No entanto, o esquema KF2 não foi ajustado e reproduz sempre com maior precisão esta distribuição e as circulações associadas em altos e baixos níveis, usando ambos os esquemas de radiação. Observa-se uma simulação incorreta da ZCIT no Atlântico, que é deslocada mais ao norte provocando subsidência na região nordeste e por conseguinte uma maior área sem precipitação que a observada. Este comportamento foi encontrado em todos os experimentos e não pode ser atribuída aos esquemas de convecção e/ou radiação, podendo ser algum problema na parametrização de processos de superfície ou camada limite. No momento esta deficiência está sendo investigada.

A configuração do experimento ETA3 destaca-se entre as outras e foi utilizada como padrão e denominar-se-á de agora em diante de ETACLIM (controle). Também, foram realizados experimentos de sensibilidade mudando os parâmetros associados as parametrizações de convecção (BMJ e KF). Porém, encontrou-se que se bem o modelo é sensível para rodadas de curta duração (tempo), em períodos de maior duração (mensal) pouco efeito e ganho foi observado nas simulações.

C.4.2 Modelo RegCM3

Nesta seção apresenta-se a maneira como o RegCM3 foi adaptado para simular o clima regional no verão sobre América do Sul. Em experimentos preliminares determinou-se a dependência das parametrizações em relação à resolução do modelo. Por exemplo: quando empregada uma baixa resolução (180 km) e resolvendo a precipitação de grande escala pelo método explícito, verificou-se que pouca precipitação era simulada para o mês de janeiro de 1997, independente da parametrização cumulus utilizada. Entretanto, com a opção de microfísica implícita ativa, conseguiu-se simular precipitação em maior quantidade sobre a zona central do continente, diferentemente do experimento anterior, no qual a mesma era ausente. Notou-se uma super-estimativa desta variável em ambos os casos. Em experimentos com resoluções de 80 km e 60 km, observou-se uma melhora destas simulações. Escolheu-se a resolução de 80 km por ser menos expansiva computacionalmente. Porém, ainda precisava-se de um ajustamento ("tuning") do modelo RegCM3

para a região.

Como as simulações apontavam a regimes muito altos de precipitação, os esquemas de parametrização cumulus e precipitação de grande escala foram abordados com maior profundidade. Os parâmetros associados à convecção no caso da parametrização Grell (com a qual os experimentos deram melhores resultados), que foram avaliados são: a) eficiência da precipitação, b) pbc máximo e o c) método de fechamento utilizado: Fritsch-Chappel ou Arakawa-Schubert (Giorgi et al., 1993a,b; Yang e Arritt, 2002).

O parâmetro de eficiência é definido como a fração de água condensada que precipita no esquema Grell. Na presente versão do modelo este parâmetro é função do cisalhamento vertical do vento e tem valores entre 0.25-0.5. Pbc indica a máxima espessura da camada estável entre a origem do movimento ascendente (updraft) e o nível de livre convecção (NLC) para uma parcela que alcança convecção profunda (Yang e Arritt, 2002). O valor "default" deste parâmetro é de 150 hPa. Para completar o esquema Grell, é necessário assumir algum esquema de fechamento, que relacione o fluxo de massa na parte inferior do movimento ascendente (updraft) com as forçantes de grande escala (Giorgi et al., 1993a). Para isto, o modelo possui dois tipos de fechamento: a) no primeiro, as nuvens são encarregadas de remover a energia de flutuação disponível numa dada escala de tempo (denominado de Fritsch-Chappel), b) no segundo, as nuvens são encarregadas de estabilizar o meio ambiente tão rápido quanto a grande escala desestabiliza o mesmo (denominado Arakawa-Schubert). Em Giorgi et al. (1993b) podem ser encontradas maiores explicações sobre esses tipos de fechamento. Na versão do RegCM3 é utilizado o esquema de fechamento de Arakawa-Schubert.

Com respeito à precipitação de grande escala, utilizou-se um esquema anteriormente não explorado o "subgrid explicit moisture scheme" ou SUBEX (Pal et al., 2000). Os métodos explícito e simplificado de umidade (SIMEX) foram também avaliados nestas simulações.

Na Tabela C.3 pode-se observar os experimentos que foram elaborados para a validação do RegCM3. Estas combinações da configuração do modelo RegCM3 foram integradas por um período de 31 dias, começando às 00z1jan1997 e finalizando às 00Z1feb1997, utilizando-se uma resolução de 80 km, centrada em 15° S e 65° W, com uma dimensão da grade de 110x90x14 (lon, lat, niv). O curto período escolhido foi devido, principalmente, a limitações computacionais (espaço em disco e tempo de processamento). Por exemplo, o espaço requerido para uma integração nesta resolução e pelo período de 1 mês é de aproximadamente 2 Gb (dados pós-processados). Também, este curto período pode ser

TABELA C.3 – Descrição dos experimentos para a determinação da configuração controle do modelo RegCM3.

Experimentos	Convecção	Eficiência	Pbc	Fechamento	Microfísica
EXP0	Kuo	—	—	—	implicit
EXP1	Grell	0.2-0.8	50	AS	implicit
EXP2	Grell	0.25-0.5	150	AS	explicit
EXP3	Grell	0.6-0.9	150	AS	implicit
EXP4	Grell	0.25-0.5	150	AS	explicitp
EXP5	Grell	0.25-0.5	50	FC	explicitp
EXP6	Grell	0.25-0.5	250	FC	explicitp
EXP7	Grell	0.25-0.5	150	FC	explicitp

um limitante nas nossas análises, porque nos primeiros dias do período de integração o modelo está se ajustando (spin-up) às condições iniciais e de fronteira e isto poderia acarretar alguma interpretação duvidosa ou errada dos resultados.

Também, destaca-se que esta metodologia foi empregada em outros experimentos de adaptação do RegCM3, recentemente feitos sobre a África (Sun et al., 1999a,b), utilizando uma versão anterior do modelo empregada nesta pesquisa (Giorgi et al., 1993a,b). Nos experimentos sobre a África, as integrações de validação foram também de um mês, entretanto, com um período de spin-up descartado nas análises.

No primeiro experimento (EXP0), utiliza-se à configuração de Kuo para parametrização cumulus e o SIMEX ou implícita para precipitação de grande escala. Observou-se uma relativa melhora qualitativa dos resultados em relação ao uso de uma resolução menor. Porém, ainda o campos se afastaram das observações. Como pode ser encontrado na literatura, as deficiências desta parametrização na região tropical são difíceis de serem resolvidas. Contudo, a alta resolução da topografia produz regiões artificiais de convergência próximo às encostas, que aumentam a precipitação. No entanto, em diversos trabalhos com o RegCM3 o esquema apresenta melhores resultados em regiões como a Ásia (Giorgi e Mearns, 1999).

A Tabela C.4 apresenta os resultados dos experimentos efetuados. No EXP1 observa-se uma melhora substancial com respeito à simulação usando a parametrização Grell em

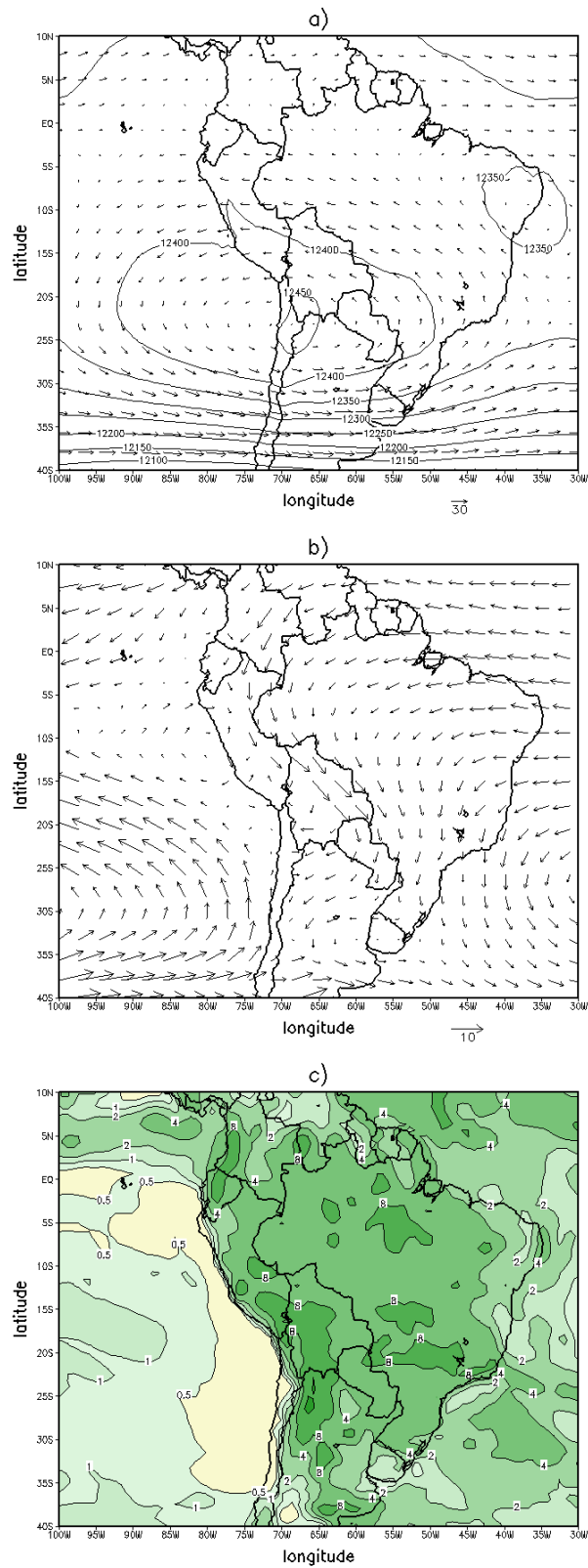


FIGURA C.8 – Igual à Figura C.3, para a configuração controle do modelo RegCM3.

TABELA C.4 – Simulação da precipitação média (mm) e % de precipitação total devido a processos convectivos, para as quatro sub-regiões e o domínio total (AS), do modelo RegCM3.

Experimentos	AMAZ	NE	SE	AND	AS
EXP0	162.3(7.1)	24.2(29.2)	293.9(22.4)	284.2(47.0)	106.5(29.1)
EXP1	174.3(7.1)	165.9(48.0)	248.8(34)	275.0(18.8)	128.6(33.2)
EXP2	54.0(42.0)	63.3(54.7)	63.0(53.3)	334.3(15.5)	72.7(44.4)
EXP3	184.6(24)	52.8(38.4)	280.6(24.9)	364.5(11.3)	131.9(22.6)
EXP4	28.0(45.5)	76.6(46.5)	91.0(50.9)	179.2(26.2)	79.6(39.3)
EXP5	150.8(71.5)	47.3(84.1)	277.4(78.3)	243.6(52.3)	131.8(73.2)
EXP6	401.4(93.4)	74.9(93.6)	291.0(78)	295.3(46)	169.5(80.9)
EXP7	396.4(93)	86.8(93)	281.6(76.1)	229.6(55)	166.9(79.9)
Observações	282.8	88.8	165.8	105.1	108.3

substituição à de Kuo. A parametrização Grell é uma versão simplificada do esquema Arakawa-Schubert. Possui mais física e pode ser ajustada através de alguns parâmetros (eficiência, pbcdf e fechamento), os quais ainda possuem alguma incerteza (Yang e Arritt, 2002).

O experimento EXP2, no qual foi alterado o esquema de precipitação de grande escala (explícito), mostra que apesar dos resultados prévios, com alta resolução o modelo consegue aumentar significativamente a precipitação. No entanto, não é muito melhor que as simulações anteriores. Esta rodada implicou também em um aumento no do tempo de processamento, como mencionado por Giorgi e Shields (1999).

No EXP3 muda-se (aumento) a eficiência da precipitação do esquema Grell e com isto consegue-se aumentar a precipitação cumulus. Porém, os resultados mostram uma super-estimativa da precipitação de grande escala (figura não mostrada), principalmente nos trópicos. Este procedimento ainda não é correto. A precipitação na Amazônia é menor que a da região Sudeste.

Entretanto, no EXP4, mantendo as demais variáveis fixas, o esquema de microfísica é alterado para a parametrização SUBEX de Pal et al. (2000). Este esquema incorpora processos de acreção e evaporação das gotas de chuva. Ainda, os resultados mostram

uma super estimativa da precipitação. Entretanto, quando empregado o esquema de fechamento FC (EXP5) encontra-se um melhor comportamento da precipitação simulada.

Nos experimentos 5 e 6, com fechamento Fritsch-Chappel, experimenta-se diminuir (aumentar) o pbc, o que produz um decréscimo (aumento) da precipitação.

No EXP7 combinam-se, como feito em Sun et al. (1999a), as melhores características em reproduzir a precipitação, numa configuração base (RegCM3/CPTEC).

Nos últimos experimentos observou-se uma maior sensibilidade ao esquema de fechamento, que aos dois parâmetros, estabelecendo uma melhor relação entre precipitação de grande escala e a cumulus.

Esta configuração final do modelo (código) é denominada de RegCM3 (controle) e foi empregada nos experimentos de avaliação e sensibilidade dos Capítulos 4 e 5, com respeito as OEs (simulação da Alta da Bolívia e o cavado do Nordeste em eventos extremos).

C.5 Sumário

Foram apresentados os modelos regionais climáticos implantados no CPTEC: um modelo desenvolvido expressamente para estudos de clima regional (RegCM3) e outro empregado na previsão numérica de tempo alterado para longas integrações temporais (ETACLIM).

O RegCM3, um modelo de coordenada vertical σ , e o modelo ETACLIM de coordenada η apresentaram similar desempenho na reprodução da distribuição da precipitação sobre América do Sul, que foi o alvo na escolha da melhor configuração. Ambos os modelos apresentam erros que são discutidos no Capítulo 4.

Na região dos Andes, muito embora o modelo ETACLIM use uma coordenada que minimiza os efeitos no cálculo de gradientes de pressão, não se destaca em relação ao RegCM3.

Alguns dos parâmetros utilizados nas parametrizações de convecção de ambos os modelos foram ajustados para melhor reproduzir padrões observados, no caso do ETACLIM usou-se na parametrização BMJ parâmetros similares aos empregados no modelo operacional do CPTEC.

As configurações de ambos os modelos que tiveram melhor desempenho foram empregadas nos estudos do clima regional sobre América do Sul nos Capítulos 4 e 5.