



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE-11585-TDI/962

OS STORM TRACKS NO HEMISFÉRIO SUL

Alexandre Melo Casseb do Carmo

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos Drs.
Vadlamudi Brahmananda Rao e Sergio Henrique Franchito, aprovada em
01 de fevereiro de 2002.

551.515.4

CARMO, A. M. C.

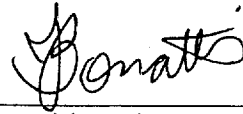
Os storm tracks no hemisfério sul / A. M. C. Carmo. –
São José dos Campos: INPE, 2002.

137p. (INPE-11585-TDI/962).

1. Trajetórias de tempestades. 2. Hemisfério Sul.
3. Desvio padrão. 4. Índice oscilação Sul. 5. Índice oscilação
Antártica. 6. Grupos de ondas. 7. Índice de assimetria.
8. Índice de coerência. 9. Variabilidade interanual.
I. Título.

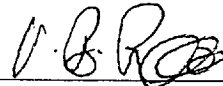
Aprovado pela Banca Examinadora em
cumprimento a requisito exigido para a
obtenção do Título de **Doutor** em
Meteorologia.

Dr. José Paulo Bonatti



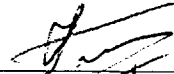
Presidente/INPE-SJCampos/SP

Dr. Vadlamudi Brahmananda Rao



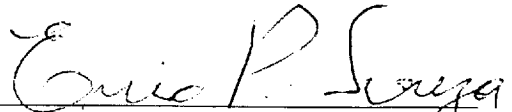
Orientador/INPE-SJCampos/SP

Dr. Sergio Henrique Franchito



Orientador/INPE-SJCampos/SP

Dr. Enio Pereira de Souza



Membro da Banca
Convidado UFPB-Campina Grande/PB

Dr. Tércio Ambrizzi



Membro da Banca
Convidado IAG/USP-São Paulo/SP

Candidato (a): Alexandre Melo Casseb do Carmo

São José dos Campos, 1º de fevereiro de 2002.

Dedico à

Minha Família ...

Agradeço,

Aos Professores V.B. Rao e S.H. Franchito pela orientação deste trabalho.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico, CNPq, pela concessão da bolsa de doutorado.

Ao Curso de Pós-graduação em Meteorologia, atualmente vinculado ao Laboratório Associado de Meteorologia e Oceanografia (LMO) do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC), pelo apoio logístico e profissional dos pesquisadores que nele se encontram.

À Professora Iracema F. A. Cavalcanti pela concessão do conjunto de dados gerados pelo modelo MCGA-CPTEC/COLA, usado no desenvolvimento de uma das partes deste trabalho.

Aos amigos que direta ou indiretamente contribuíram para o desenvolvimento deste trabalho.

RESUMO

As Variações Sazonais das características dos **Storm Tracks** (STs) do Hemisfério Sul (HS) e da propagação de onda associada, são estudadas usando-se 22 anos de dados, em ponto de grade, do NCEP/NCAR. Encontrou-se que o ST de latitudes médias, no HS, é forte durante estação de outono austral e fraco na primavera. As características dos grupos de ondas são estudadas calculando-se os mapas de correlação, no tempo e no espaço, do campo de vento meridional não-filtrado em 300 hPa. Encontrou-se que a velocidade de grupo de ondas para leste é maior que a velocidade de fase nas estações de transição. Isso mostra que o desenvolvimento de distúrbios baroclínicos, corrente abaixo da região de origem da perturbação, ocorre durante todo o ano e é uma característica básica das ondas na troposfera superior nas latitudes médias do HS. Os resultados sobre a variabilidade sazonal dos STs e a associada propagação de ondas, obtidos neste trabalho para todas as estações do ano, estende os estudos anteriores que enfocaram somente as estações de inverno e verão. Baseado nos índices que mostram a coerência da onda e nos mapas de correlação, encontrou-se que a trajetória preferencial dos distúrbios nas estações de transição divide-se em um segundo ramo à este da Austrália, de forma similar ao que acontece a distribuição do vento zonal. Os transportes horizontais de momentum e calor, e vertical de calor mostraram-se fortemente relacionados ao surgimento do ST subtropical. O Índice de Assimetria mostrou que a tendência de desenvolvimento de distúrbios corrente abaixo é uma característica do escoamento atmosférico, na troposfera superior do HS. Uma comparação entre os resultados com dados observacionais e os obtidos com dados gerados pelo modelo do CPTEC (integrado para 10 anos) mostrou que o modelo reproduz a maioria das características observadas. Contudo, o modelo simulou o ST subtropical muito fraco no inverno. O estudo sobre a variabilidade interanual dos ST do HS concentrou-se em 4 meses considerados como representativos das estações de verão, outono, inverno e primavera, sendo respectivamente: janeiro, abril, julho e outubro. Notou-se que a periodicidade quase-quaternal está presente em todos meses. O espectro de potência mostra que essa periodicidade é forte em outubro e fraca em janeiro. Também se notou que a periodicidade decadal é significativa em julho, na região da Austrália onde ocorre o segundo ramo do ST, e bastante acentuada em outubro na região do ST polar. Estes resultados inspiraram os cálculos de correlação entre os STs e os índices de oscilação sul (IOS) e oscilação antártica (IOA). Foi observado que o IOS é fortemente correlacionado com o ST polar em abril, e em outubro guarda forte correlação com o ramo subtropical do ST próximo à Austrália. O IOA mostrou ser negativamente correlacionado com os STs para todos os quatro meses analisados.

STORM TRACKS IN THE SOUTH HEMISPHERE

ABSTRACT

Seasonal variations in the Southern Hemisphere (SH) storm track characteristics and associated wave propagation are studied using 22 years of NCEP/NCAR gridded data. It is found that the SH storm track is strongest in the austral autumn season and weakest in the spring. The characteristics of wave packets are studied by computing one-point lag correlation maps with unfiltered meridional wind at 300 hPa. It is found that the eastward group velocities of waves are much higher than the phase velocities in the transition seasons. This shows that the downstream development occurs throughout the year and is a basic feature of upper tropospheric waves in the midlatitudes of the SH. This extends previous studies made for winter and summer seasons. Based on the indices that show wave coherence and correlation maps, it is found that the path ways in the transition seasons split into two branches east of Australia, in a way similar to what happens in the zonal wind distribution. The Asymmetry index showed that the downstream development in a basic nature of the large-scale disturbances in the upper troposphere. Computation of the sensible heat and momentum flux showed that their area strongly related to the storm tracks. A comparison between the characteristics of the storm tracks in a long term (10 years) CPTEC model integration showed that the model reproduces most of the observed features. However the model simulated the subtropical storm track in the Winter with a very weak intensity. Further Interannual variations of storm tracks in the Southern Hemisphere (SH) are also studied. Large interannual variations are found in the enveloping function of meridional wind (v_e) and these suggest some dominant periodicities. Some of these periodicities are: a quasi-biennial oscillation in the subtropical branch of winter storm track and midlatitude spring storm track, a three year period and a long period of eight years. The Antarctic oscillation (ANO) and Southern oscillation (SO) seems to be connected to the interannual variation of storm tracks in the SH. Significant negative correlation between v_e and ANO index in the high latitudes, a positive correlation in the midlatitudes and again a negative correlation in the subtropics are found throughout the year. During the high index phase of ANO, low level zonal wind shear increases in the region of midlatitude storm tracks, static stability decreases increasing the growth rate of baroclinic eddies, that is increase of v_e (opposite occurs during the negative phase). This explains the positive correlation in the midlatitudes between v_e and ANO index. In the region of the subtropical storm track during the high index phase wind shear decreases, static stability increases decreasing the growth rates, thus explaining the negative correlation between v_e and ANO index. SO index seems to be significantly correlated with polar storm track in the SH in April, and in October. Further SO index seems to be strongly correlated with the subtropical storm track close to Australia.

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
LISTA DE FIGURAS	
LISTA DE SÍMBOLOS	
CAPÍTULO 1 –Introdução	21
CAPÍTULO 2 –Dados e Metodologia	29
2.1 – Dados observacionais e produzidos por simulação de modelo.	29
2.2 – Metodologia	30
CAPÍTULO 3 –Resultados	37
3.1 – Os Storm Tracks no Hemisfério Sul	37
3.1.1 – Características básicas	37
3.1.2 – Características básicas das ondas e grupos de ondas	46
3.1.3 – Características da variação sazonal da propagação de ondas coerentes.	51
3.1.4 – Características da propagação das ondas nas estações de transição	57
CAPÍTULO 4 –Resultados do MCG(CPTEC/COLA) sobre os Storm Tracks no Hemisfério Sul	65
CAPÍTULO 5 –Variabilidade Interanual nos STs do HS.	101
CAPÍTULO 6 –Conclusões	113
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	117
APÊNDICE A –Cálculo dos Índices de Assimetria e de Coerência	121
APÊNDICE B –Artigo 1: Publicado	123
APÊNDICE C –Artigo 2: Submetido	125

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
3.1 Desvio Padrão de v' em 300 hPa, no HS durante as estações de DJF(a), MAM(b), JJA(c) e SON(d). O intervalo entre os contornos é de 2 ms^{-1} , iniciando em 4 ms^{-1} . A área hachurada identifica os STs para contornos acima de 14 ms^{-1}	38
3.2 Função Envelope (v_e) em 300 hPa, no HS durante as estações de DJF(a), MAM(b), JJA(c) e SON(d). O intervalo entre os contornos é de 2 ms^{-1} , iniciando em 4 ms^{-1} . A área hachurada identifica os STs para contornos acima de 16 ms^{-1}	39
3.3 Vento médio zonal, \bar{u} em 300hPa, médio para as estações de DJF(a), MAM(b), JJA(c) e SON(d). O jato está identificado pela área hachurada, definida para magnitudes acima de 30 ms^{-1} . O intervalo entre os contornos é de 10 ms^{-1} . O núcleo do jato em JJA indica valores acima de 40 ms^{-1}	40
3.4 Vento médio zonal, \bar{u} em 200hPa, médio para as estações de DJF(a), MAM(b), JJA(c) e SON(d). O jato está identificado pela área hachurada, definida para magnitudes acima de 30 ms^{-1} . O intervalo entre os contornos é de 10 ms^{-1} . O núcleo do jato em JJA indica valores acima de 50 ms^{-1}	43
3.5 Evolução mês-a-mês e média meridional entre 43°S - 60°S , de: a) $v_e(300\text{hPa})$ e c) \bar{u} (300hPa); Evolução mês-a-mês e média zonal entre 120°E - 120°W , de: b) v_e (300hPa) e d) \bar{u} (300hPa)	44
3.6 Transporte horizontal de calor, médio vertical(K ms^{-1}) para as estações de DJF(a), MAM(b), JJA(c) e SON(d).	47
3.7 Transporte vertical de calor, médio vertical($10^{-2}\text{K hPas}^{-1}$) para as estações de DJF(a), MAM(b), JJA(c) e SON(d).	48
3.8 Transporte de momentum médio vertical(m^2s^{-2}) para as estações de DJF(a), MAM(b), JJA(c) e SON(d).	49
3.9 Número de onda, calculado para o HS, durante as estações de DJF(a), MAM(b), JJA(c) e SON(d). A área hachurada em regiões caracterizadas por números de onda acima de 8.	52

3.10	Período, T(dias) calculado para o HS, durante as estações de DJF(a), MAM(b), JJA(c) e SON(d). A área hachurada indica regiões caracterizadas por períodos menores, ou iguais a 3 dias.	53
3.11	Velocidade de grupo zonal, Cg_x , durante as estações de DJF(a), MAM(b), JJA(c) e SON(d). A área hachurada identifica velocidades acima de 18 ms^{-1}	54
3.12	Velocidade de grupo meridional, Cg_y , baseada nos campos de correlação da função envelope, v_e , durante as estações de DJF(a), MAM(b), JJA(c) e SON(d). A área hachurada identifica velocidades acima de 3 ms^{-1}	55
3.13	Velocidade de fase zonal, Cp_x , baseada nos campos de correlação de v' , durante as estações de DJF(a), MAM(b), JJA(c) e SON(d). A área hachurada identifica velocidades acima de 10 ms^{-1}	56
3.14	Índice de assimetria, IA, durante as estações de DJF(a), MAM(b), JJA(c) e SON(d). Os valores de: $IA > 1$ indicam o desenvolvimento corrente abaixo; $IA < 1$, indicam o desenvolvimento corrente acima; e $IA = 1$, as ondas são advectadas no nível <i>steering flow</i> , 700-850 hPa, segundo Chang(1999).	58
3.15	Índice de coerência, IC, durante as estações de DJF(a), MAM(b), JJA(c) e SON(d). A área hachurada, com $IC > 0,5$, identifica as regiões de maior coerência de propagação de distúrbios (seja corrente abaixo ou corrente acima).	59
3.16	Campos de Correlações calculadas nos pontos base: a) 23°S , 165°E ; e b) 45°S , 85°E ; para a estação de primavera.	61
3.17	Campos de Correlações calculadas nos pontos base: a) 40°S , 70°W ; e b) 60°S , 145°W ; para a estação de primavera.	62
3.18	Campos de Correlações calculadas nos pontos base: a) 23°S , 165°E ; e b) 45°S , 85°E ; para a estação de outono.	64
4.1	Vento médio zonal, \bar{u} em 200hPa, obtido com dados gerados pelo modelo MCGA-CPTEC/COLA. Os valores são médios para as estações de DJF(a), MAM(b), JJA(c) e SON(d). O jato está identificado pela área hachurada, definida para magnitudes acima de 30 ms^{-1} . O intervalo entre os contornos é de 10 ms^{-1} . O núcleo do jato em JJA indica valores acima de 40 ms^{-1}	66

4.2	Vento médio zonal, \bar{u} em 200hPa, obtido com dados observados para o período de 1987-1996. Os valores são médios para as estações de DJF(a), MAM(b), JJA(c) e SON(d). Os jatos estão identificados pela área hachurada, definida para magnitudes acima de 30 ms^{-1} . O intervalo entre os contornos é de 10 ms^{-1} . O núcleo do jato subtropical, neste nível, em JJA indica valores acima de 50 ms^{-1}	67
4.3	Função Envelope (v_e) em 200 hPa, obtido com dados gerados pelo MCGA-CPTEC/COLA para o período de 1987-1996, para o HS, durante as estações de DJF(a), MAM(b), JJA(c) e SON(d). O intervalo entre os contornos é de 2 ms^{-1} , iniciando em 4 ms^{-1} . A área hachurada identifica os STs para contornos acima de 16 ms^{-1}	69
4.4	Função Envelope (v_e) em 200 hPa, obtido com dados de reanálises do NCEP/NCAR para o período de 1987-1996, para o HS, durante as estações de DJF(a), MAM(b), JJA(c) e SON(d). O intervalo entre os contornos é de 2 ms^{-1} , iniciando em 4 ms^{-1} . A área hachurada identifica os STs para contornos acima de 16 ms^{-1}	70
4.5	Evolução mês-a-mês e média meridional, com dados gerados pelo MCGA-CPTEC/COLA, entre 45°S - 60°S , de: a) v_e (200hPa) e c) \bar{u} (200hPa); Evolução mês-a-mês e média zonal entre 120°E - 120°W , de: b) v_e (200hPa) e d) \bar{u} (200hPa).	71
4.6	Evolução mês-a-mês e média meridional, baseada em dados gerados pelas reanálises do NCEP/NCAR, entre 45°S - 60°S , de: a) v_e (200hPa) e c) \bar{u} (200hPa); Evolução mês-a-mês e média zonal entre 120°E - 120°W , de: b) v_e (200hPa) e d) \bar{u} (200hPa).	72
4.7	Número de onda, baseado nos campos de correlação de v' (derivados pelos dados do MCGA-CPTEC/COLA), calculado para o HS, durante as estações de DJF(a), MAM(b), JJA(c) e SON(d). A área hachurada em regiões caracterizadas por números de onda acima de 8.	74
4.8	Número de onda, baseado nos campos de correlação de v' (derivados das reanálises do NCEP/NCAR), calculado para o HS, durante as estações de DJF(a), MAM(b), JJA(c) e SON(d). A área hachurada em regiões caracterizadas por números de onda acima de 8.	75
4.9	Comprimento de onda, λ_x (km), baseado nos campos de correlação de v' (derivados pelos dados do MCGA-CPTEC/COLA), durante as estações de DJF(a), MAM(b), JJA(c) e SON(d). Contornos desenhados a partir de 4000km, em intervalos de 1000km.	76

4.10 Comprimento de onda, λ_x (km), baseado nos campos de correlação de v' (derivados das reanálises do NCEP/NCAR), durante as estações de DJF(a), MAM(b), JJA(c) e SON(d). Contornos desenhados a partir de 4000km, em intervalos de 1000km.	77
4.11 Período, T(dias), baseado nos campos de correlação de v' (derivados pelos dados do MCGA-CPTEC/COLA), calculado para o HS, durante as estações de DJF(a), MAM(b), JJA(c) e SON(d). A área hachurada indica regiões caracterizadas por períodos menores, ou iguais a 3 dias. .	78
4.12 Período, T(dias), baseado nos campos de correlação de v' (derivados das reanálises do NCEP/NCAR), calculado para o HS, durante as estações de DJF(a), MAM(b), JJA(c) e SON(d). A área hachurada indica regiões caracterizadas por períodos menores, ou iguais a 3 dias.	79
4.13 Velocidade de grupo zonal, Cg_x , obtida pelos dados do MCGA-CPTEC/COLA, durante as estações de DJF(a), MAM(b), JJA(c) e SON(d). A área hachurada identifica velocidades acima de 18 ms^{-1}	80
4.14 Velocidade de grupo zonal, Cg_x , baseada nos campos de correlação da função envelope, v_e obtida pelas reanálises NCEP/NCAR, durante as estações de DJF(a), MAM(b), JJA(c) e SON(d). A área hachurada identifica velocidades acima de 18 ms^{-1}	81
4.15 Velocidade de fase zonal, Cp_x , baseada nos campos de correlação de v' (derivados pelos dados do MCGA-CPTEC/COLA), durante as estações de DJF(a), MAM(b), JJA(c) e SON(d). A área hachurada identifica velocidades acima de 10 ms^{-1}	82
4.16 Velocidade de fase zonal, Cp_x , baseada nos campos de correlação de v' (derivados das reanálises do NCEP/NCAR), durante as estações de DJF(a), MAM(b), JJA(c) e SON(d). A área hachurada identifica velocidades acima de 10 ms^{-1}	83
4.17 Velocidade de grupo meridional, Cg_y , baseada nos campos de correlação da função envelope, v_e (derivados pelos dados do MCGA-CPTEC/COLA), durante as estações de DJF(a), MAM(b), JJA(c) e SON(d). A área hachurada identifica velocidades acima de 3 ms^{-1}	84
4.18 Velocidade de grupo meridional, Cg_y , baseada nos campos de correlação da função envelope, v_e (derivados das reanálises do NCEP/NCAR), durante as estações de DJF(a), MAM(b), JJA(c) e SON(d). A área hachurada identifica velocidades acima de 3 ms^{-1}	85

4.19	Índice de coerência, IC, baseado nos campos de correlação de dev' (derivados pelos dados do MCGA-CPTEC/COLA), durante as estações de DJF(a), MAM(b), JJA(c) e SON(d). A área hachurada, com $IC > 0,5$, identifica as regiões de maior coerência de propagação de distúrbios (seja corrente abaixo ou corrente acima).	87
4.20	Índice de coerência, IC, baseado nos campos de correlação de v' (derivados das reanálises do NCEP/NCAR), durante as estações de DJF(a), MAM(b), JJA(c) e SON(d). A área hachurada, com $IC > 0,5$, identifica as regiões de maior coerência de propagação de distúrbios (seja corrente abaixo ou corrente acima).	88
4.21	Índice de assimetria, IA, baseado nos campos de correlação de v' (derivados pelos dados do MCGA-CPTEC/COLA), durante as estações de DJF(a), MAM(b), JJA(c) e SON(d). Os valores de: $IA > 1$ indicam o desenvolvimento corrente abaixo; $IA < 1$, indicam o desenvolvimento corrente acima; e $IA = 1$, as ondas são advectadas no nível <i>steering flow</i> , 700-850 hPa, segundo Chang(1999).	89
4.22	Índice de assimetria, IA, baseado nos campos de correlação de v' (derivados das reanálises do NCEP/NCAR), durante as estações de DJF(a), MAM(b), JJA(c) e SON(d). Os valores de: $IA > 1$ indicam o desenvolvimento corrente abaixo; $IA < 1$, indicam o desenvolvimento corrente acima; e $IA = 1$, as ondas são advectadas no nível <i>steering flow</i> , 700-850 hPa, segundo Chang(1999).	90
4.23	Campos de Correlações, baseados nos campos de correlação de v' (derivados pelos dados do MCGA-CPTEC/COLA), calculadas nos pontos base: a) 25°S, 165°E; e b) 45°S, 85°E; para a estação de verão.	92
4.24	Campos de Correlações, baseado nos campos de correlação de v' (derivados das reanálises do NCEP/NCAR), calculadas nos pontos base: a) 25°S, 165°E; e b) 45°S, 85°E; para a estação de verão.	93
4.25	Campos de Correlações, baseados nos campos de correlação de v' (derivados pelos dados do MCGA-CPTEC/COLA), calculadas nos pontos base: a) 25°S, 165°E; e b) 45°S, 85°E; para a estação de outono.	94
4.26	Campos de Correlações, baseado nos campos de correlação de v' (derivados das reanálises do NCEP/NCAR), calculadas nos pontos base: a) 25°S, 165°E; e b) 45°S, 85°E; para a estação de outono.	95
4.27	Campos de Correlações, baseados nos campos de correlação de v' (derivados pelos dados do MCGA-CPTEC/COLA), calculadas nos pontos base: a) 25°S, 165°E; e b) 45°S, 85°E; para a estação de inverno.	96

4.28	Campos de Correlações, baseado nos campos de correlação de v' (derivados das reanálises do NCEP/NCAR), calculadas nos pontos base: a) 25°S, 165°E; e b) 45°S, 85°E; para a estação de inverno.	97
4.29	Campos de Correlações, baseados nos campos de correlação de v' (derivados pelos dados do MCGA-CPTEC/COLA), calculadas nos pontos base: a) 25°S, 165°E; e b) 45°S, 85°E; para a estação de primavera.	98
4.30	Campos de Correlações, baseado nos campos de correlação de v' (derivados das reanálises do NCEP/NCAR), calculadas nos pontos base: a) 25°S, 165°E; e b) 45°S, 85°E; para a estação de primavera.	99
5.1	Figura esquemática que mostra a posição relativa dos centros de alta e baixa pressão, ao nível médio do mar, em condições normais (a) e na ocorrência de El Niño(b). Destacam-se, ainda, a posição estimada para as zonas de convergência Intertropical (ZCIT), do Pacífico Sul (ZCPS) e do Atlântico Sul (ZCAS).	102
5.2	Valores médios zonais, no HS, de: a) média mensal anual de v_e (ms^{-1}), em 300hPa; b) desvio padrão mensal de v_e (ms^{-1}) em relação ao período de 1974-2000; c) média mensal anual da precipitação(mm dia^{-1}) e d) desvio padrão mensal da precipitação em relação ao período de 1997-2000.	104
5.3	Variabilidade interanual da circulação, através do campo de v_e , para os seguintes meses: janeiro (a), abril (b), julho (c) e outubro (d). Considera-se esses meses como representativos das quatro estações do ano.	106
5.4	Densidade espectral para os quatro meses representativos das quatro estações, em latitudes médias, e para julho nos subtropicais devido a existência do segundo ramo dos STs nesta região. No canto superior direito desta figura são dados os períodos dominantes.	107
5.5	Campos de coeficientes de correlação entre IOA- v_e (a); IOA-RCE (b); IOA- $d\mathbf{V}/dz$ (c) e IOA- N (d). Os valores de v_e , $d\mathbf{V}/dz$ e N são médios para o intervalo longitudinal de 120°E-120°W.	109
5.6	Campos de coeficientes de correlação entre IOS- v_e (a); IOS-RCE (b); IOS- $d\mathbf{V}/dz$ (c) e IOS- N (d). Os valores de v_e , $d\mathbf{V}/dz$ e N são médios para o intervalo longitudinal de 120°E-120°W.	111

LISTA DE SÍMBOLOS

- Φ Altura geopotencial
- u_g componente zonal do vento geostrófico em coordenadas isobaricas
- v_g componente meridional do vento geostrófico em coordenadas isobaricas
- u componente zonal do vento reanalizado, considerado neste trabalho como *observado*
- v componente meridional do vento reanalizado, considerado neste trabalho como *observado*
- v' anomalia do vento meridional
- \bar{u} vento zonal médio no tempo
- ω velocidade vertical em coordenadas de pressão
- T Temperatura do ar (K)
- t Período do onda (dias) ou passos de tempo (dias) nos campos de correlação defasada no tempo
- v_e função envelope de v'
- $\overline{u'v'}$ transporte de momentum pelos transientes
- $\overline{v'T'}$ transporte horizontal de calor pelos transientes
- $\overline{\omega'T'}$ transporte vertical de calor pelos transientes
- λ_x Comprimento de onda
- NO Número de onda
- Cp_x Velocidade de fase zonal da onda
- Cg_x Velocidade de grupo zonal da onda
- Cg_y Velocidade de grupo meridional da onda
- f Parâmetro de coriolis
- IA Índice de assimetria
- IC Índice de coerência
- N Freqüência de Brunt-Väisälä
- $d\mathbf{V}/dz$ Cizalhamento vertical do vento
- RCE Razão de Crescimento de Eady (em dia⁻¹)
- α Volume específico
- R Constante do gás para o ar seco

CAPÍTULO 1

Introdução

A circulação geral da atmosfera compõe-se de uma grande quantidade de movimentos caracterizados por diferentes escalas de espaço e de tempo. Neste sentido, os meteorologistas observam que os movimentos mais importantes nas regiões extra-tropicais do globo são os de escala sinótica, devido estarem diretamente relacionados com as condições de tempo. Os fenômenos meteorológicos dessa escala estão associados com a propagação de ondas baroclínicas ao longo de um escoamento predominantemente de oeste (Charney, 1947).

As pesquisas sobre a circulação geral da atmosfera, no início dos anos cinquenta, tinham como principais objetivos documentar, interpretar e explicar a origem e o desenvolvimento das ondas baroclínicas, e fluxos associados, com a finalidade de se melhorar a previsão de tempo (Charney, 1947; Lau e Wallace, 1979). Segundo Charney (1947), as primeiras pesquisas sobre os distúrbios sinóticos eram baseadas em modelos matemáticos que, em princípio, falhavam por não considerar as variações da componente vertical da velocidade angular da Terra, bem como do cisalhamento vertical do escoamento zonal. Assim, os mecanismos responsáveis pela geração e distribuição dos distúrbios sinóticos eram pouco conhecidos até que os trabalhos de Charney (1947) e Eady (1949) mostraram a importância da instabilidade baroclínica do estado básico como o agente fundamental destes processos.

As mudanças no tempo, devido a passagem dos distúrbios sinóticos, abrangem desde uma escala de poucos dias até, aproximadamente, uma semana. A experiência sinótica indica que a maior parte da forte precipitação e dos fortes ventos em superfície, durante o inverno, ocorrem associados ao desenvolvimento dos distúrbios baroclínicos (Blackmon et al., 1977). Devido à baroclinicidade do escoamento médio ser maior durante o inverno, a maioria dos estudos anteriores relacionados com os distúrbios sinóticos, concentrou-se sobre esta estação, em ambos os Hemisférios Norte (HN) e Sul (HS). Contudo, em alguns casos, as evidências observacionais têm mostrado que a frequência média zonal da atividade ciclônica e anticiclônica, nas cartas de superfície, é mais alta nas estações de transição (Nakamura, 1992). Nas cartas sinóticas os distúrbios sinóticos estão associados à passagem de regiões de alta e baixa pressão em superfície, ou pela propagação de ondas caracterizadas pelo comprimento de onda entre 4000-7000 km, período inferior a uma semana e número de onda variando entre 3-7 no campo de altura geopotencial (Φ) em 500 hPa (Chang e Yu, 1999).

Através da análise espectral, observa-se que a circulação geral da atmosfera é composta por um espectro de frequências que se identificam com os diversos tipos de variabilidades nos campos meteorológicos. Inicialmente, esta característica da circulação geral levou muitos autores à utilização de filtros para separar as frequências desejadas. Sawyer (1970) estudou as variabilidades nos campos de Φ

em 500 hPa para períodos menores que 10 dias e entre 20-60 dias, baseando-se em dois anos de análises sobre o Atlântico, e observou a correspondência entre a máxima variabilidade da baixa frequência com regiões caracterizadas pela ocorrência de bloqueios, enquanto o campo de alta frequência mostra-se fortemente associado às trajetórias de ciclones extratropicais.

Blackmon (1976) expandiu o trabalho de Sawyer (1970) analisando um conjunto de nove invernos médios, também sobre o HN, e observou nos campos filtrados de vorticidade média, uma forte correspondência entre a posição dos máximos de vorticidade e da máxima variância de Φ . Blackmon et al. (1977), estudaram a distribuição da variância de séries filtradas em passa-banda, e encontraram um distinto e alongado máximo, que chamaram de **Storm Track's** (ST) do HN. Segundo os autores, as regiões de grande variância coincidem com os maiores cavados em 500 hPa, no campo de Φ , durante o inverno. Além disso, os autores também notaram uma forte correspondência entre as regiões de máxima variância de Φ , e a máxima variância do vento meridional e do fluxo de calor para os pólos devido aos distúrbios transientes em 850 hPa. Baseando-se nestes resultados, os autores sugeriram que as regiões alongadas de máxima variância de Φ (nos STs) correspondiam às regiões de forte atividade baroclínica. Estes resultados induziram a se considerar esta correspondência como uma regra na definição da região dos STs.

Estudos anteriores relacionavam a máxima variância de Φ somente à passagem de ciclones. Contudo, segundo Wallace et al. (1988), a climatologia sobre os distúrbios sinóticos é comumente descrita em termos da distribuição de frequências e das trajetórias dos centros anticiclônicos e ciclônicos em cartas de superfície. Os autores comentam que há uma forte alternância entre ciclones e anticiclones em algumas regiões do HN, e observaram que nestas regiões os distúrbios ciclônicos e anticiclônicos percorrem trajetórias distintas identificadas ao longo da costa leste da América do Norte e da Ásia, respectivamente. Assim, a passagem de ambos os centros ciclônicos e anticiclônicos produz uma variância máxima nos campos de Φ , apesar de nem sempre suas trajetórias serem coincidentes. Este fato pode ser entendido como uma consequência do fluxo de vorticidade ciclônica (responsável pela ciclogênese) que ocorre entre os centros ciclônicos e anticiclônicos. Isto levou os autores a usarem o termo guia-de-ondas baroclínicas em seu estudo sobre as regiões de máxima variabilidade de Φ no HN, por ser um termo mais abrangente desconsiderando a polaridade dos sistemas.

Portanto, de acordo com os resultados de trabalhos anteriores, como os mencionados acima, os STs podem ser definidos como regiões preferenciais ao desenvolvimento de distúrbios baroclínicos na atmosfera. O método mais comum de se estudar os STs consiste na análise da variância de Φ , em média e alta troposfera, onde a máxima variabilidade é mais bem observada. Contudo, vários estudos têm usado com sucesso o vento meridional, bem como outras variáveis atmosféricas de interesse. Trenberth (1991) justifica que a velocidade meridional (v) muda rapidamente de sinal com a passagem dos distúrbios nas proximidades dos STs. Com isso há uma forte ligação

entre o desvio padrão de v e os STs.

Quanto à localização, atualmente sabe-se que os STs podem ser encontrados em ambos os hemisférios, com algumas diferenças geográficas e temporais. Como mencionado anteriormente, no HN há duas regiões de STs cujos eixos cruzam os oceanos Atlântico e Pacífico mantendo-se aproximadamente paralelos ao litoral leste dos continentes da América do Norte e da Ásia, respectivamente (Blackmon, 1976; Blackmon et al, 1977; Lau e Wallace, 1979; Hoskins e Valdes, 1990). Neste hemisfério, os STs tendem a ser mais pronunciados, e deslocados para o sul, durante o inverno do que no verão (Nakamura, 1992).

Seguindo a teoria baroclínica, Hoskins e Valdes (1990) utilizaram um modelo baroclínico linearizado, tendo como forçante uma climatologia de inverno para o HN (dezembro-fevereiro) baseada em 6 anos (1979-84) de análises produzidas no European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF). Os autores também incluíram as forçantes relacionadas ao aquecimento diabático, orografia e fluxos divergentes devido aos distúrbios transientes. Segundo os autores, o aquecimento diabático, ao longo da costa leste dos continentes parece ser o principal agente que mantém as condições médias favoráveis à existência dos STs no HN. Hoskins e Valdes (1990) comentam que o aquecimento devido à liberação de calor latente em grande escala age para fortalecer os sistemas individuais que ocorrem no ar quente, enquanto o aquecimento sensível do ar frio em baixos níveis age para intensificar os centros de baixa pressão, apesar do efeito líquido ser pelo decréscimo da energia dos sistemas. Segundo os autores, o crescimento de novos distúrbios ao longo dos STs exige uma perturbação inicial que pode ser devido ao resíduo de distúrbios em fase final de decaimento ou por uma possível interação entre atmosfera e a orografia corrente acima do escoamento.

No HS as observações indicam que a principal região de ST apresenta-se confinada zonalmente, e preferencialmente entre a região central do Atlântico Sul e o Oceano Índico Sul (Trenberth, 1991; Berbery e Vera, 1996). Segundo estes trabalhos, a vantagem de se estudar os STs no HS está na grande simetria zonal deste hemisfério, devido à ausência de um acentuado contraste superficial (terra-oceano) como ocorre no HN. Esta característica tem facilitado o estudo da relação entre o escoamento médio e os distúrbios, sobre os STs, sem ser dominado por efeitos locais relativos às regiões de entrada e saída da corrente de jato. Estes trabalhos também sugerem que os STs no HS¹ são aproximadamente persistentes em ambas as estações de verão e inverno, em intensidade e localização, sendo que no verão os STs dispõem-se mais zonalmente em torno de 50°S, e durante o inverno, deslocam-se levemente para o pólo, em torno de 60°S enquanto um segundo ramo também aparece próximo de 30°S em conjunção com o jato subtropical. Isto sugere que, durante todo o ano, o eixo dos STs tende a permanecer ao sul do eixo do jato de latitude média. Aparentemente, o mesmo acontece entre o jato subtropical e o segundo ramo do ST

¹Veja, como exemplo, as Figuras 3.1 e 3.2, contidas no Capítulo 3 deste trabalho.

durante o inverno. Segundo Trenberth (1991), uma importante característica dos STs no HS está na sua aparente associação com o jato; em parte porque os distúrbios são transportados mais rapidamente, aumentando a variância local, mas principalmente devido a baroclinicidade associada ao próprio jato, através do balanço do vento térmico.

Trenberth (1991), observou que a maior atividade dos STs, no HS, parece ocorrer entre os meses de fevereiro a abril (definido por ele como a estação de outono), acompanhado de um pequeno deslocamento para o pólo. Segundo Nakamura (1992), um comportamento semelhante tem sido observado no HN onde, em média zonal, a marcha sazonal dos STs, no Pacífico, mostra dois máximos na amplitude das ondas baroclínicas: no outono e na primavera, respectivamente. O autor estudou este fato como uma espécie de supressão de inverno (**Midwinter Suppression**) da atividade da onda baroclínica. De um modo simples, a supressão da onda baroclínica ocorre quando um escoamento sobre uma região zonalmente confinada, de alta baroclinicidade, se torna tão intenso (ou acelerado) tal que as ondas geradas (ou ativadas) nesta região não conseguem permanecer, no mesmo local, um tempo suficiente para alcançar maiores amplitudes.

Segundo Nakamura (1992) evidências observacionais, de estudos anteriores, têm mostrado claramente a marcha sazonal dos STs, onde sobre o Atlântico a máxima variância da altura geopotencial ocorre entre as estações de outono e inverno, enquanto no Pacífico isto ocorre nas estações de primavera e outono. Segundo o autor, a representação de ambos os casos em termos da atividade baroclínica das ondas aparece na forma de único máximo sobre o Atlântico e dois sobre o Pacífico. O autor calculou o fluxo de Eliassen-Palm (E-P) correspondente às duas regiões de STs e observou que a supressão de inverno da atividade baroclínica das ondas parece mais pronunciada sobre o oeste do Pacífico.

Nakamura (1992) observou que existe uma forte relação entre a velocidade do jato e o duplo máximo sobre o Pacífico. O autor notou que a amplitude das ondas baroclínicas aumenta em todos os níveis quando a intensidade do jato tende à 45ms^{-1} . Acima desta magnitude o jato aparentemente força o decréscimo das amplitudes. Nakamura (1992) comenta que não se pode ter certeza de que o mesmo não ocorra para o Atlântico, pois a velocidade do jato, nesta região, raramente excede 45ms^{-1} . Segundo o autor, é possível que esta velocidade represente um ponto ótimo na relação entre o jato e desenvolvimento das ondas baroclínicas. Isto fornece uma explicação parcial para as diferenças na marcha sazonal dos STs, em altos níveis, sobre os dois oceanos.

Os mecanismos de manutenção dos STs no HS ainda são pouco compreendidos. Ao contrário do que ocorre no HN, os STs são observados ao longo de todo o ano. Segundo Trenberth (1991), as ondas baroclínicas permanecem muito ativas no HS durante todo o ano, sofrendo continuamente as fases de crescimento, maturação e decaimento, ao mesmo tempo em que influenciam o escoamento médio zonal. O

autor sugere que fortes gradientes meridionais de temperatura em latitudes médias, encontrados no verão deste hemisfério, manteriam a atividade do ST nesta estação.

Trenberth (1991) observou uma forte relação entre os STs, o jato polar e sua associada baroclinicidade em baixos níveis, correspondendo ao observado para o HN. O autor observou que, durante o inverno do HS, a atividade dos distúrbios de alta frequência no ST domina uma ampla extensão latitudinal e mantém-se associada principalmente com o jato polar, enquanto que uma variabilidade de baixa frequência associada ao jato subtropical caracteriza o ramo do ST em baixas latitudes. Aparentemente, esta região deve originar-se pela formação de distúrbios no Pacífico Sul em associação com o jato subtropical nas vizinhanças da Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS). Trenberth (1991) comenta que, em geral, os jatos e os STs no HS apresentam uma considerável variabilidade interanual, que aparentemente ocorre sem a ação de forçantes externas como a temperatura da superfície do mar (TSM), apesar destas afetarem profundamente os STs.

Baseando-se nos resultados de estudos observacionais, e de simulação, sobre os STs em ambos HN e HS, várias teorias foram desenvolvidas no intuito de se explicar a relação entre as máximas amplitudes dos distúrbios e as regiões de máxima baroclinicidade. No HN, os maiores STs têm sido observados corrente abaixo e ao Norte da corrente de jato (Blackmon et al., 1977; Nakamura, 1992). Como mencionado anteriormente, Nakamura (1992) observou que no HN, aparentemente, a intensificação da advecção controla o crescimento baroclínico das ondas, aumentando sua velocidade de fase e fazendo com que as maiores amplitudes sejam alcançadas corrente abaixo do ponto de máxima baroclinicidade. Frederiksen e Frederiksen (1993) simularam os modos ciclogêneses (**cyclogenesis modes**) para o HS e notaram que, para as estações de inverno e verão, as máximas amplitudes dos modos de crescimento rápido ocorriam exatamente corrente abaixo do máximo do jato polar.

Chang e Orlanski (1993), através de simulações numéricas, com um modelo simplificado em canal (β), examinaram o balanço de energia nos STs e notaram que a amplificação de novas ondas corrente abaixo daquelas já existentes ocorre pela irradiação de energia cinética via fluxos ageostróficos. Os autores notaram que se o ambiente não for fortemente dissipativo este processo continuará a se repetir, desenvolvendo novas ondas corrente abaixo e mantendo a atividade turbulenta sobre regiões de fraca baroclinicidade. Os autores concluíram que a localização da fonte baroclínica não determina completamente a distribuição espacial dos STs.

Segundo Berbery e Vera (1996), as ondas baroclínicas na região dos STs tendem a se organizar na forma de grupos de ondas (**Wave Packets**). Os grupos de ondas podem ser observados através dos campos de coeficientes de correlação unipontual com desvios no tempo, calculados com a técnica **one point lag-correlation**. Chang e Yu (1999) e Chang (1999) comentam que o desenvolvimento das ondas baroclínicas corrente abaixo tem sido observado na média e alta troposfera. Segundo os autores, as simulações numéricas têm mostrado que o desenvolvimento das ondas

corrente abaixo começa com uma perturbação inicialmente localizada em uma atmosfera baroclinicamente instável. Uma característica comum notada nos campos de correlação unipontual é que, em geral, os grupos de ondas evoluem como centros, decaindo corrente acima do grupo central de ondas e desenvolvendo novos centros corrente abaixo. O desenvolvimento de novos distúrbios, ou grupos de ondas, corrente abaixo dos pontos de máxima baroclinicidade deve contribuir para a evolução das ondas sinóticas na região dos STs no HS.

Como mencionado anteriormente, a maioria dos estudos anteriores sobre os distúrbios baroclínicos envolvia a utilização de filtros. Chang e Yu (1999) notaram diferenças entre os STs identificados através dos campos de altura geopotencial e de vento meridional (não geostrófico). Como um exemplo, os autores não encontraram a separação existente entre os STs do Pacífico Norte e do Atlântico Norte. Esta interrupção foi encontrada em campos filtrados de altura geopotencial em 500 hPa (Blackmon, 1976). Isto ocorre devido os ventos nos distúrbios serem fortemente supergeostróficos sobre o oeste da América do Norte, tal que a variância total do vento meridional não mostra um mínimo significativo entre os STs do Pacífico e do Atlântico (Lau, 1978; Chang e Yu, 1999). Berbery e Vera (1996), e Chang (1993) têm mostrado que há diferenças importantes, entre os dados filtrados e não-filtrados, quanto à extensão espacial e evolução temporal dos grupos de onda. Quando os dados são filtrados, os grupos apresentam maior extensão longitudinal e maior duração no tempo, no caso dos grupos corrente abaixo do ponto de máxima baroclinicidade. Usando dados não filtrados, os autores observaram que os grupos mostram um claro desenvolvimento corrente abaixo e decaimento corrente acima da máxima baroclinicidade; sendo que este é um comportamento típico dos distúrbios sinóticos que se propagam para leste. Berbery e Vera (1996) sugerem que filtragem pode estar capturando uma mistura de diferentes padrões de ondas em diferentes fases (ou períodos) de evolução. Assim, os autores sugerem que os dados não filtrados possibilitam uma caracterização mais realística da estrutura horizontal e temporal das ondas.

Chang (1999) analisou as variações hemisféricas dos grupos de ondas no HS entre as estações de verão e inverno, em termos de guias de ondas e calculou o índice de coerência para analisar a tendência do desenvolvimento das ondas corrente abaixo. Segundo o autor, e conferindo com as observações de estudos anteriores, durante o verão os guias de ondas seguem basicamente a posição do jato polar. Durante o inverno do HS, o guia de ondas se divide em dois ramos² em torno de 70°E. O ramo principal (mais coerente) desloca-se para o equador juntando-se com o jato subtropical, enquanto o segundo ramo (menos coerente) segue espiralando para o pólo rumo ao máximo ST.

Segundo Chang (1999), a propagação das ondas é pouco coerente durante o verão do HN, enquanto que no HS parece não haver um contraste significativo na coerência

²Veja, como exemplo a bifurcação do escoamento zonal através da Figura 3.3, contida no Capítulo 3 deste trabalho.

entre ambas as estações de verão e inverno. Além disso, o autor conduziu uma série de estudos de modelagem e notou que a coerência dos conjuntos de ondas não depende somente da baroclinicidade do estado básico, mas também da intensidade da circulação de Hadley, que age para restaurar os gradientes de vorticidade potencial contra a mistura efetuada pelas ondas.

Portanto, pode-se constatar que o entendimento sobre a estrutura e o comportamento dos STs tem avançado no HS, bem como sobre as variáveis relacionadas direta e indiretamente com este fenômeno. Contudo, nota-se claramente que os diversos estudos realizados até o momento detêm-se tão somente nas estações de verão e inverno, sem focar mais atentamente as estações de transição. Tremberth (1991) notou a marcha sazonal no HS, assim como Nakamura (1992) observou para o HN, mas um estudo mais preciso sobre o comportamento dos distúrbios sobre os STs faz-se necessário principalmente no HS. Seguindo-se, portanto, esta linha de pensamento este trabalho tem como objetivos:

- a) Estudar o comportamento sazonal dos STs no HS;
- b) Estudar a variabilidade sazonal e analisar os prováveis mecanismos de intensificação dos STs no HS;
- c) Estudar a variabilidade interanual dos STs no HS; observar tendências entre anos de El Niño e La Niña e média climatológica;
- d) Utilizar dados gerados pelo Modelo de Circulação Geral da Atmosfera (MCGA - CPTEC/COLA³) do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC/INPE), a fim de verificar se o modelo consegue ou não descrever as características básicas dos STs no HS.

Com isso, pretende-se contribuir para uma melhor compreensão sobre o papel dos STs na circulação geral da atmosfera. A metodologia a ser empregada na análise dos campos, está descrita no Capítulo 2. Neste trabalho é dada ênfase aos STs no HS. De um modo geral, os resultados deste trabalho estão divididos em três partes. A primeira refere-se à variabilidade sazonal e às características básicas da distribuição dos STs, com ênfase às estações de transição. Estes resultados estão contidos no Capítulo 3, deste trabalho, e no recente artigo de Rao et al. (2002, Apêndice B). A segunda parte, contida no Capítulo 4, refere-se às características básicas, e à variabilidade sazonal dos STs, derivadas dos dados gerados pelo MCGA-CPTEC/COLA. A terceira parte, refere-se aos resultados sobre a variabilidade interanual dos STs, obtidos através das reanálises, como no caso da primeira parte. Estes resultados estão contidos no Capítulo 5, bem como no mais recente artigo de Rao et al. (2001; ver Apêndice C).

³veja maiores detalhes no Capítulo 2.

CAPÍTULO 2

Dados e Metodologia

2.1 Dados observacionais e produzidos por simulação de modelo.

Conforme mencionado no Capítulo 1, os resultados deste trabalho estão divididos em três partes principais, contidas nos Capítulos 3, 4, e 5. No Capítulo 3, trata-se da variabilidade sazonal e das características básicas da distribuição dos STs, com ênfase às estações de transição. O conjunto de dados usado nesta parte, envolve 22 anos (1979-2000) de reanálises médias diárias, dos campos de vento meridional (v , ms^{-1}), zonal (u , ms^{-1}), temperatura (T , K), movimento vertical (ω , Pa s^{-1}) e umidade específica (q , kg/kg), para todos os níveis padrões. As reanálises foram geradas por modelo *estado da arte* (**state-of-art model**) do **National Center for Environmental Predictions** (NCEP)/**National Center for Atmospheric Research** (NCAR) e não contém erros devidos à mudança na física do modelo. Neste modelo os dados foram gerados na resolução T62L28. Isto significa que o modelo opera com truncamento triangular de 42 ondas na coordenada horizontal, representando uma grade regular de $1,875^\circ \times 1,875^\circ$ ($\approx 210 \times 210$ km) e 28 camadas na coordenada vertical. Os dados de saída do modelo são interpolados para a grade regular de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ (≈ 280 km). Maiores detalhes sobre os dados e o modelo usado pelo NCEP/NCAR encontram-se em Kalnay et al.(1996). Para atender os objetivos deste trabalho, foi selecionada a área correspondente ao hemisfério sul. Assim, trabalhou-se com uma área dada pelos limites de 0° - 90°S e 0°E - $357,5^\circ\text{E}$, na resolução de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$, somando um total de 144×37 pontos de grade na horizontal. Na direção vertical foram usados somente os 12 níveis padrões entre 1000-100 hPa. Neste trabalho as reanálises são consideradas, e chamadas, ao longo de todo o texto, como *observações*.

No Capítulo 4, deste trabalho, as características básicas e a variabilidade sazonal dos STs, são estudadas com um conjunto de dados produzido pelo MCGA-CPTEC/COLA. Ressalta-se que esses dados foram gerados nas condições do experimento realizado por Cavalcanti (1998), com a versão T42L18 do MCGA-CPTEC/COLA. Segundo Cavalcanti et al.(1998, 2001) este modelo é uma versão do MCGA usado no **Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies** (COLA)¹ que foi modificado a partir do modelo NCEP. Kinter et al.(1988) fornece uma descrição detalhada sobre a versão do modelo NCEP da época. Segundo o autor, esse modelo conseguia representar, razoavelmente, a distribuição da circulação e o gradiente de temperatura horizontal, mas apresentava problemas quanto aos balanços radiativo, hídrico e de calor à superfície. Como resultado, o modelo NCEP reproduzia uma atmosfera² mais fria que a observada, e uma distribuição de precipitação pouco correlacionada com as observações. Segundo Cavalcanti et al. (2001), o MCGA-CPTEC/COLA é um modelo global espectral com esquema Kuo

¹Esta versão considera o acoplamento Oceano-Atmosfera.

²Considerando Troposfera e baixa estratosfera.

de convecção (Kuo, 1974). Neste esquema, a quantidade e a distribuição vertical de calor latente e de calor sensível, transportados por nuvens cumulus profundas, são representadas, somente, em termos da diferença de temperatura entre a nuvem, o ambiente e a convergência de umidade produzida pelo escoamento de larga escala. Atualmente, o MCGA-CPTEC/COLA também encontra-se acoplado a um modelo Biosfera operando na resolução T62L28 para produzir a previsão climática sazonal. Maiores detalhes sobre o atual MCGA-CPTEC/COLA podem ser encontrados em Kinter et al.(1997), Cavalcanti e Kayano (2000), Cavalcanti et al.(2001).

A versão utilizada por Cavalcanti (1998) já apresentava melhorias quanto a distribuição da precipitação de larga escala produzida pelo modelo NCEP. Apesar disto, os resultados obtidos neste trabalho, baseados nesse banco de dados, serão analisados considerando-se os problemas apontados por Kinter et al.(1988). Segundo Cavalcanti (1998), o experimento realizado com o MCGA-CPTEC/COLA, da época, consistiu na integração do modelo na resolução T42L18, para o período de janeiro de 1986 a dezembro de 1996. Neste experimento o modelo realizou cálculos sobre uma grade regular horizontal de $2,8125^\circ \times 2,8125^\circ$ (≈ 320 km) e 18 camadas na coordenada vertical. Em seguida o resultado final é interpolado para a resolução de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ latitude-longitude. Segundo a autora, as condições iniciais foram dadas pelas variáveis do dia 14 de setembro de 1985, e as condições de contorno, de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) para todo o período, foi a TSM climatológica.

No Capítulo 5, abordam-se os resultados obtidos sobre a variabilidade interanual dos STs. O conjunto de dados usado neste capítulo envolve 28 anos de reanálises médias diárias, relativas ao período de 1973-2000. Optou-se pela adição de 6 anos (1973-1978) de médias diárias, sobre o conjunto de dados usado no Capítulo 3, para aumentar a confiabilidade dos resultados sobre a variabilidade interanual dos STs e sua relação com flutuações atmosféricas de escalas de tempo diferentes.

2.2 Metodologia

O cálculo do desvio padrão (DP) das anomalias de Φ bem como de v são indicadores da estrutura espacial dos STs em qualquer hemisfério. Contudo, no caso de Φ deve-se considerar:

- a) Da equação hidrostática³, que pode ser escrita como,

$$\frac{\partial \Phi}{\partial p} = -\alpha = -\frac{RT}{p}$$

onde α é o volume específico, R é a constante do gás para o ar seco e T é a

³Baseada na equação 3.27 de Holton (1992).

temperatura do ar. Desta expressão conclui-se que a variabilidade de Φ em uma determinada região será tão significativa quanto maior a variabilidade de T . Sobre este ponto de vista, as regiões de latitudes médias são as mais indicadas para os estudos que tratam da propagação de distúrbios sinóticos baseando-se nos campos de Φ .

b) Da aproximação geostrófica, em coordenadas isobáricas⁴, tem-se que:

$$v_g = \frac{1}{f} \frac{\partial \Phi}{\partial x} \quad \text{e} \quad u_g = -\frac{1}{f} \frac{\partial \Phi}{\partial y}$$

onde u_g e v_g são as componentes do vento geostrófico em coordenadas isobáricas, e $f (=2\Omega \sin\phi)$ é o parâmetro de Coriolis. Como pode ser notado, o campo de vento derivado de Φ , através da aproximação geostrófica, não é apropriado para estudos sobre as regiões de latitudes baixas e altas. Assim, neste trabalho, optou-se pelo uso de v observado (ou reanalisado) para se evitar os problemas relacionados à aproximação geostrófica e à temperatura, inerentes a Φ .

A metodologia empregada no desenvolvimento deste trabalho consiste inicialmente na divisão do conjunto de dados em partes relacionadas às quatro estações do ano. Isto corresponde à análise de aproximadamente 2520 dias para cada estação. Em seguida são calculadas as anomalias não-filtradas do vento meridional (representadas por v'), bem como o campo de vento médio zonal. As anomalias não-filtradas consistem somente na remoção do ciclo anual. Neste trabalho, o desvio padrão (DP) de v' acima de 14 ms^{-1} (como sugerido por Berbery e Vera, 1996) é usado para identificar os STs. Assumindo-se que v' tem a forma de uma função ondulatória simples, tal como, $v' = A \sin(\omega t)$, pode-se mostrar que $\overline{v'^2} = \overline{A^2}/2$, onde a sobrebarra indica a média no tempo, para um determinado período. Assim, a amplitude instantânea, ou função envelope, de v' pode ser representada pela raiz quadrada do produto entre o quadrado das anomalias e o fator 2. Logo, assumindo-se que a função envelope representa a amplitude local e instantânea das flutuações de v' , ela pode ser considerada como uma boa medida da atividade das ondas baroclínicas. Neste trabalho a função envelope será representada por v_e e identifica os STs para valores acima de 16 ms^{-1} . O método de obtenção de v_e , apresentado acima, também é o utilizado por Nakamura e Wallace (1990), apesar dos autores terem aplicado o método sobre dados filtrados de altura geopotencial.

Chang (1993), Berbery e Vera (1996), e Chang e Yu (1999) usaram dados não-filtrados em suas análises. Segundo os autores a filtragem no tempo pode alterar artificialmente as características da evolução temporal dos grupos de ondas. Assim, este ponto de vista também será adotado para este trabalho. O cálculo de v_e e do

⁴Baseada na equação 3.26 de Holton (1992).

DP(v'), foi efetuado sobre as séries temporais relativas a cada mês (30 dias x 22 anos) e a cada estação (90 dias x 22 anos) do ano. Os resultados mostraram que não há diferenças significativas entre os resultados de uma série temporal e outra. Assim, por praticidade, a análise dos resultados foi direcionada sobre as quatro estações do ano. O cálculo do DP(v') mostra regiões com máxima variabilidade identificando, desta forma, os STs. Para estudar o padrão espacial e a evolução temporal das ondas sinóticas nos STs e compreender como estas regiões se relacionam com padrões específicos na atmosfera, são calculados os mapas de coeficiente de correlação unipontual com desvios no tempo (dia = . . . , -2, -1, 0, +1, +2, . . .). Encontrou-se, preliminarmente (para o tamanho da série temporal envolvida neste estudo) que um coeficiente de correlação de aproximadamente 0,08 é significativo a nível de 95% (baseado no teste t, **two sided t-test**). Portanto os contornos dos valores de coeficiente de correlação são desenhados a partir de 0,1.

Nos mapas de coeficiente de correlação para o dia 0, os valores são máximos sob o ponto base selecionado. De um modo geral, os padrões de onda mostram um aumento do coeficiente de correlação ao se aproximarem do ponto base e uma redução ao se deslocarem para fora no espaço e no tempo. Isto não ocorre devido a preferências geográficas, mas sim pelas propriedades intrínsecas ao método (Berbery e Vera, 1996).

Os campos de v' são usados para calcular as propriedades básicas das ondas, e grupos de ondas, para cada ponto de grade (i,j), tais como:

a) Velocidade de fase zonal (Cp_x), que é calculada através do campo de coeficientes de correlação de v' defasado no tempo. Neste caso, Cp_x é calculado medindo-se a distância (em metros) percorrida, no sentido zonal, pelo o centro de coeficiente de correlação máxima positiva, que passa pelo ponto base, entre os dias -1 e +1. Em seguida dividi-se a distância encontrada por 172800 segundos (equivalente a 2 dias);

b) Comprimento de onda zonal (λ_x), calculado através dos campos de coeficientes de correlação no dia 0, pela distância (em metros) entre o máximo coeficiente positivo, sobre o ponto base, e o máximo negativo imediatamente adjacente. Em seguida esta distância deve ser multiplicada pelo fator 2 (dois);

c) Número de onda ($NO = 2\pi/\lambda_x$), calculado com base nos valores do comprimento de onda zonal, obtido conforme descrito acima;

d) Período (t), calculado dividindo-se o comprimento de onda zonal pela velocidade de fase zonal, de forma que: $t = \lambda_x/Cp_x$;

e) Velocidades de grupo zonal (Cg_x) e meridional (Cg_y), calculadas baseando-se nos campos de coeficiente de correlação da função envelope, $v_e (= \sqrt{2v'^2})$; onde v_e representa a função envelope de v'). Neste caso os campos de correlação

produzidos com v_e exibem somente valores positivos. As velocidades Cg_x e Cg_y podem ser obtidas medindo-se a distância (em metros) percorrida pelo centro de coeficiente de correlação máxima positiva de v_e entre os dias -1 e +1. Assim como em (a), dividi-se a distância encontrada por 172800 segundos.

Adicionalmente, são calculados os índices de coerência (IC) e de assimetria corrente abaixo/acima (IA) para cada ponto de grade. Os índices IA e IC, foram utilizados por Chang (1999) e Chang e Yu (1999) para se obter informações adicionais sobre os grupos de ondas observados nos campos de coeficiente de correlação. No presente trabalho, estes índices também são usados para se obter uma melhor descrição sobre a propagação e o desenvolvimento de ondas corrente abaixo da máxima baroclinicidade.

O índice IA é eficaz para medir a tendência de propagação dos grupos de ondas (em relação a fase) corrente abaixo versus corrente acima. Em síntese, ele compara as magnitudes relativas dos centros de máximo coeficiente de correlação negativo, corrente abaixo e corrente acima, que margeiam o centro positivo de referência (ponto base) nos dias +1 e -1. Este índice é igual a soma do máximo coeficiente de correlação negativa corrente acima no dia -1 com aquele corrente abaixo no dia +1, dividido pela soma do máximo coeficiente de correlação negativa corrente abaixo no dia -1 com aquele corrente acima no dia +1. Uma expressão para IA, em cada ponto de grade (i,j), pode ser dada como se segue:

$$IA(i,j) = \frac{CA[cn_{ij}(-1)] + CB[cn_{ij}(+1)]}{CB[cn_{ij}(-1)] + CA[cn_{ij}(+1)]}$$

onde, $CA[]$ e $CB[]$ indicam que o cálculo está sendo realizado para corrente acima e corrente abaixo, respectivamente; e cn_{ij} é a máxima correlação negativa. É importante notar que se a razão é maior que 1, o desenvolvimento corrente abaixo é o preferencial; se a razão é menor que 1 indica que o desenvolvimento corrente acima é o preferencial e caso seja aproximadamente 1, indica que o trem de ondas é apenas advectado no chamado nível do guia de ondas. Berbery e Vera (1996), e Chang (1999), observaram que o nível do guia de ondas parece oscilar entre ≈ 700 hPa sobre os continentes, e ≈ 800 hPa sobre os oceanos.

O IC da onda indica, basicamente, quão bem as ondas, em cada local no dia 0, correlacionam-se com as ondas corrente acima do escoamento no dia -2 e corrente abaixo no dia +2. Este índice em cada ponto base representa a média do máximo coeficiente de correlação (em valor absoluto) corrente acima no dia -2, com a máxima correlação corrente abaixo, no dia +2. Uma expressão para adequada para IC(i,j) pode ser a seguinte:

$$IC(i,j) = \frac{CA[ca_{ij}(-2)] + CB[ca_{ij}(+2)]}{2}$$

onde ca_{ij} representa o máximo coeficiente de correlação, em valores absolutos, para cada ponto de grade. Veja no Apêndice A um exemplo sobre os cálculos de IA e IC. Em síntese, o uso de IA associado a IC mostra quão coerente é a passagem das ondas em cada ponto de grade, e particularmente, sobre as regiões onde há a tendência de desenvolvimento de distúrbios corrente abaixo.

Além disso, para se observar o comportamento dos STs mês a mês são calculados os campos do tipo longitude-tempo (médio meridional) e latitude-tempo (médio latitudinal). No primeiro a média é calculada (para cada longitude), sobre a faixa latitudinal entre 45°S - 60°S, que representa a posição climatológica do ST de latitudes médias; enquanto no segundo, a média é calculada sobre a faixa longitudinal de 120°E - 120°W, para cada latitude do intervalo de 10°S - 80°S. Essa faixa longitudinal identifica a posição climatológica dos STs do hemisfério sul, sendo ideal para a análise da evolução temporal e espacial dos mesmos.

A influência dos distúrbios sobre a circulação geral, durante a marcha sazonal dos STs, é analisada através da seção reta média zonal dos transportes de calor ($\overline{v'T'}$), momentum ($\overline{u'v'}$) e energia cinética devido aos distúrbios. Sabendo-se que os sistemas sinóticos em latitudes médias tem sua origem em processos ligados à teoria da instabilidade baroclínica, uma medida conveniente da baroclinicidade em cada ponto de grade, pode ser obtida através do cálculo da razão de crescimento máximo de Eady: $\sigma_{BI} = 0,31f|\partial u/\partial z|N^{-1}$, onde nesta expressão, $f(=2\Omega \sin\phi)$ é o parâmetro de coriolis; $|\partial u/\partial z|$ é cisalhamento vertical; e N é frequência de Brunt-Väisälä.

No Capítulo 5, deste trabalho, estuda-se a variabilidade interanual dos STs no HS, para cada estação, a fim de descobrir uma possível relação entre a variabilidade nos STs e fenômenos com escalas de tempo diferentes. Para isto, foram selecionados os meses considerados aqui como representativos de cada estação. Assim, foram feitos os gráficos do tipo latitude-tempo para os meses de janeiro (verão), abril (outono), julho (inverno) e outubro (primavera) considerando uma série temporal dada pelo período de 1973-2000. Além disso, também foi feita a análise espectral sobre as mesmas séries temporais a fim de se inferir qual a periodicidade dominante sobre a região dos STs para cada estação. Além disso, investigou-se uma relação entre os STs e os índices de Oscilação Sul (IOS) e Oscilação Antártica (IOA). Maiores detalhes sobre os índices IOS e IOA serão comentados no Capítulo 5.

A metodologia empregada sobre os dados produzidos pelo modelo MCGA - CPTEC/COLA é a mesma aplicada as reanálises. Contudo, o estudo baseado nos dados do modelo estará voltado para verificar se o mesmo está conseguindo reproduzir as características básicas das regiões dos STs e sua variabilidade sazonal.

Portanto, serão efetuados os cálculos para a obtenção do $DP(\psi')$, e da função envelope v_e , para identificar e localizar os STs. Em seguida, são calculados os coeficientes de correlação unipontual, defasados no tempo. Com estes mapas, são calculadas as propriedades básicas das ondas, e grupos de ondas, assim como, as características de propagação de ondas nas regiões dos STs identificadas pelo modelo.

CAPÍTULO 3

Resultados

3.1 Os Storm Tracks no Hemisfério Sul

3.1.1 Características básicas

Seguindo a metodologia descrita no capítulo anterior, foram obtidos os resultados sobre a estrutura espacial e a evolução temporal das ondas sinóticas na região dos STs no HS, para o período de 1979-2000. O desvio padrão de v' é mostrado na Figura 3.1, para as estações de verão (dezembro-janeiro-fevereiro, DJF), outono (março-abril-maio, MAM), inverno (junho-julho-agosto, JJA) e primavera (setembro-outubro-novembro, SON), respectivamente. A região de máxima variabilidade de v' (acima de 14 ms^{-1}), corresponde aos STs e sua extensão espacial varia tanto latitudinalmente como longitudinalmente no decorrer das estações. A atividade dos distúrbios parece ser maior em latitudes médias e durante o outono austral quando os STs alcançam grande simetria zonal, em torno de 50°S e mostram variabilidades da circulação acima de 16 ms^{-1} ao sul da Nova Zelândia e ao sul do Oceano Índico. Os STs são fracos e menos extensos durante a primavera austral. Durante o inverno austral os STs dispõem-se em forma espiralada em torno do HS. Observa-se que esta espiral parte do sudeste da Austrália cruzando o Pacífico Sul, o sul do continente sul-americano e do oceano Atlântico, passando ao sul da África e do oceano Índico, chegando ao sul da Austrália. Tal espiral também foi notada nos trabalhos de Chang(1999) e Berbery e Vera(1996) em campos de desvio padrão de vorticidade relativa. A Figura 3.2 mostra a função envelope, v_e , correspondente a Figura 3.1. Como esperado, os campos de v_e e de v' são bastante semelhantes. As diferenças são encontradas na magnitude de v_e - maior que o $\text{DP}(v')$ - e em sua distribuição espacial mais suavizada. Novamente, nota-se que a atividade turbulenta nos STs é mais abrangente em latitude e longitude durante o outono. A espiral também está claramente representada durante o inverno.

Na Figura 3.3, o campo de vento médio zonal mostra a distribuição espacial do jato de médias latitudes para as quatro estações. As características da distribuição do vento zonal no espaço e para as estações do verão e do inverno, mostradas nesta figura, são similares àquelas observadas por Chang(1999). Nestas estações, as características mais notáveis são a simetria zonal na distribuição espacial do jato de oeste, durante o verão; e a divisão do escoamento zonal sobre o leste da Austrália, durante o inverno, associada com o surgimento do jato subtropical. Esta última situação, forma uma espiral polar no escoamento básico que parte de aproximadamente 30°S , sobre o oceano Índico (60°E), e retorna à mesma longitude, mas em latitudes altas.

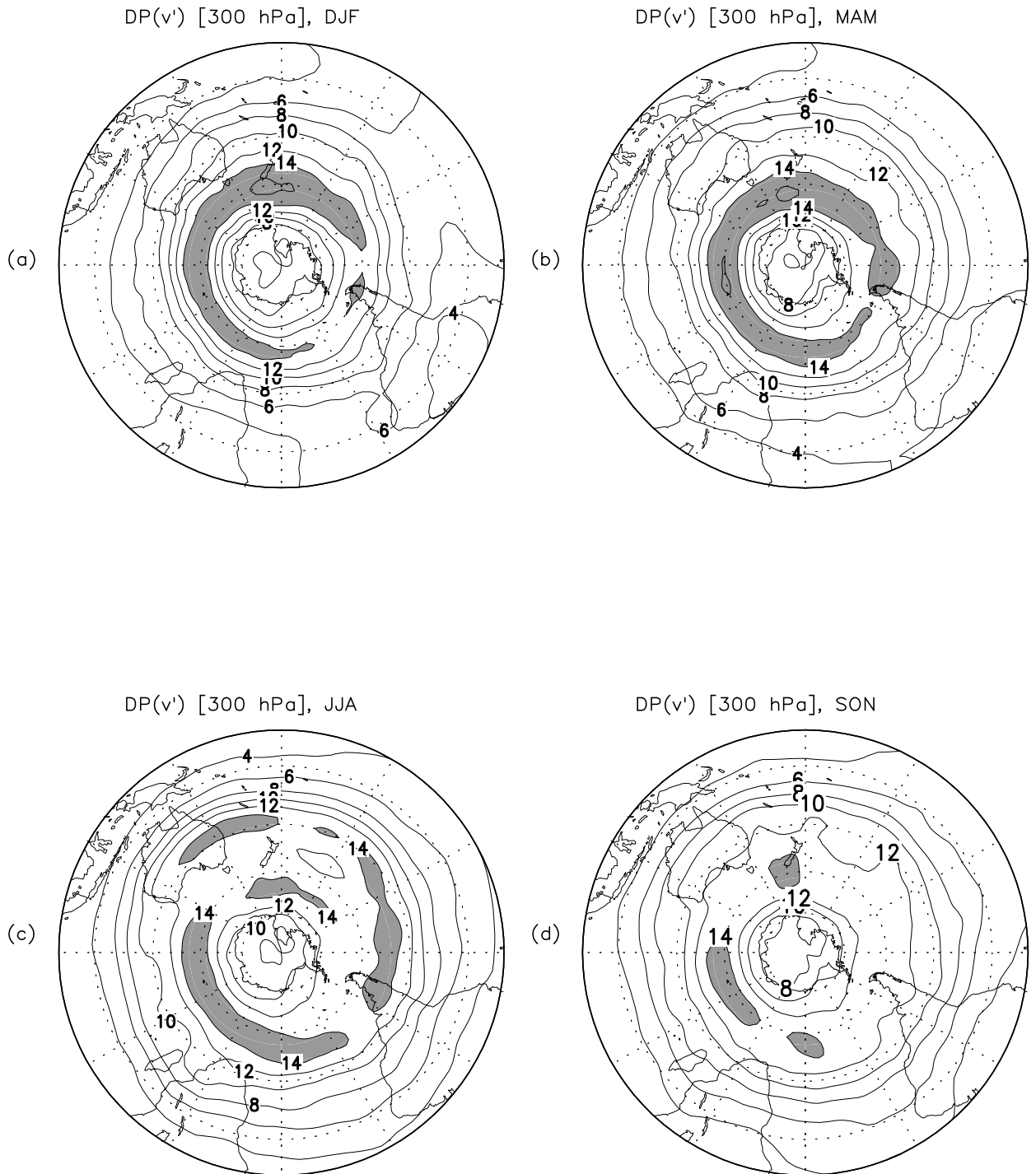


Fig. 3.1 – Desvio Padrão de v' em 300 hPa, no HS durante as estações de DJF(a), MAM(b), JJA(c) e SON(d). O intervalo entre os contornos é de 2 m^{-1} , iniciando em 4 m^{-1} . A área hachurada identifica os STs para contornos acima de 14 m^{-1} .

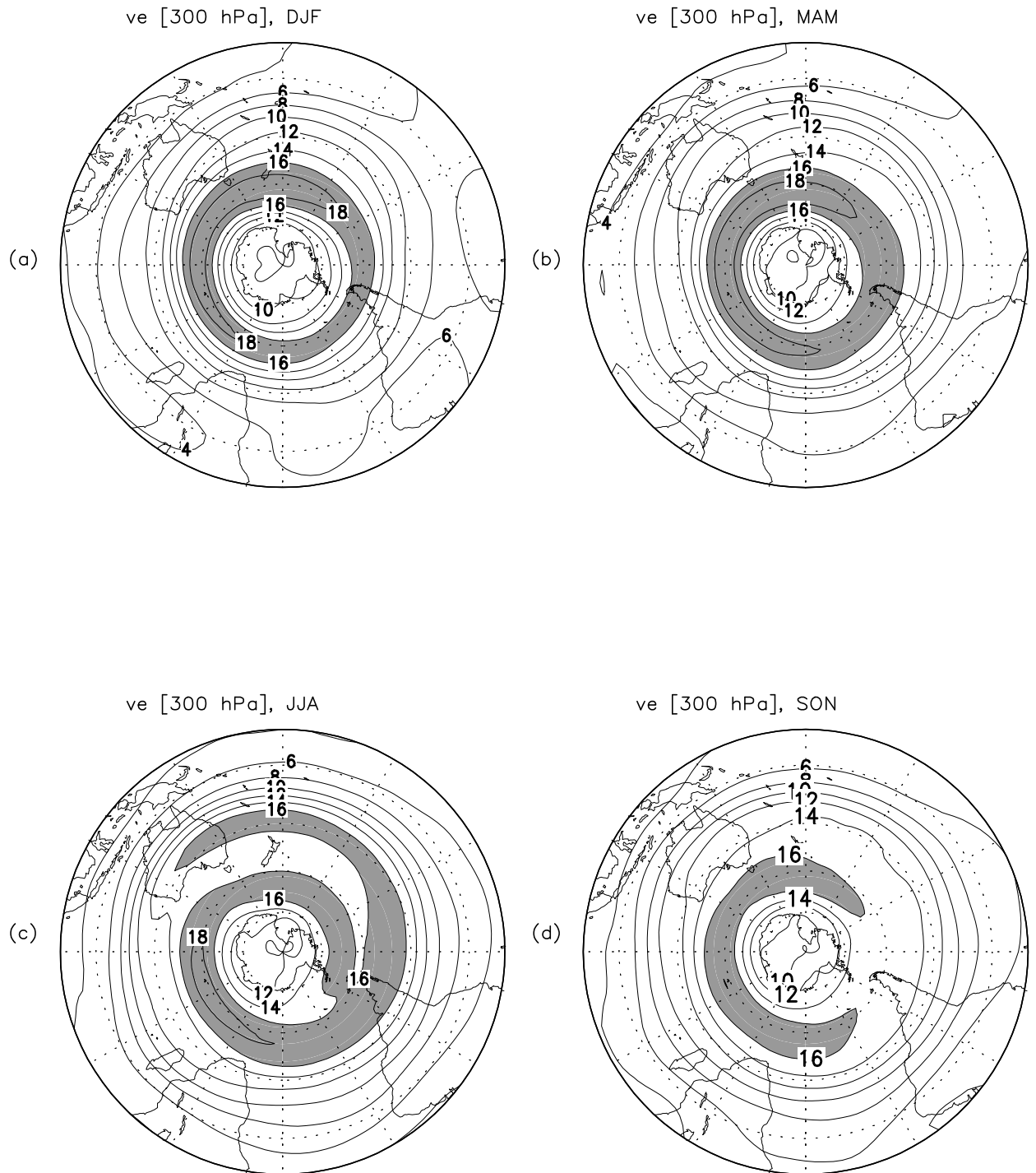


Fig. 3.2 – Função Envelope (v_e) em 300 hPa, no HS durante as estações de DJF(a), MAM(b), JJA(c) e SON(d). O intervalo entre os contornos é de 2 ms^{-1} , iniciando em 4 ms^{-1} . A área hachurada identifica os STs para contornos acima de 16 ms^{-1} .

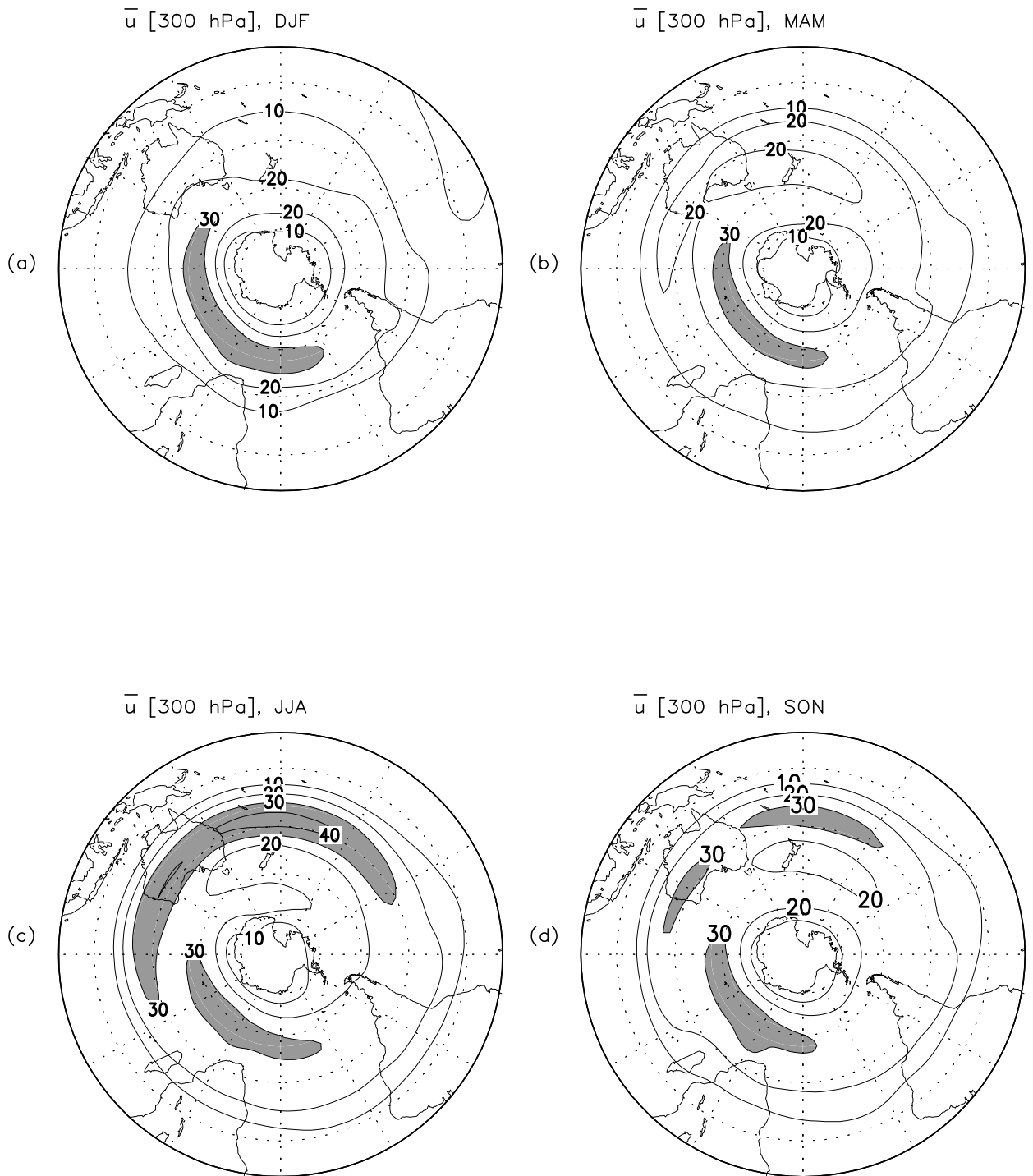


Fig. 3.3 – Vento médio zonal, \bar{u} em 300hPa, médio para as estações de DJF(a), MAM(b), JJA(c) e SON(d). O jato está identificado pela área hachurada, definida para magnitudes acima de 30 ms^{-1} . O intervalo entre os contornos é de 10 ms^{-1} . O núcleo do jato em JJA indica valores acima de 40 ms^{-1}

A forma bifurcada do escoamento básico sobre a Austrália também pode ser notada durante as estações de transição (Figuras 3.3b-d). Logo, o padrão espiral do escoamento básico inicia-se durante o outono e termina na primavera. Contudo, enfocando as Figuras 3.1-3.2, nota-se que os STs assumem a forma espiralada somente durante o inverno. Isto sugere que os distúrbios transientes acomodam-se à orientação do escoamento básico quando o jato subtropical se estabelece e alcança uma determinada velocidade ótima. Antecipando-se à discussão sobre as características da propagação das ondas associadas aos STs, no HS, notou-se que os grupos de ondas que se propagam ao longo dos STs parecem dividir-se em dois ramos à leste da Austrália nas estações de primavera e outono, de maneira similar à encontrada na estação de inverno (também notado por Chang, 1999).

A relação entre a intensidade do jato e os STs ainda é pouco conhecida em ambos os hemisférios. Nakamura(1992) estudou a variação sazonal da atividade baroclínica e da estrutura das correntes de jato associadas aos STs do HN. O autor encontrou que em ambos os STs, do Atlântico e do Pacífico, a amplitude das ondas aumenta, em todos os níveis, com a intensificação dos jatos até $\approx 45 \text{ ms}^{-1}$. Contudo, a amplitude das ondas decai quando o jato ultrapassa esta velocidade. Nakamura notou que esta *supressão* da atividade baroclínica ocorre somente sobre o ST do Pacífico, onde o jato alcança velocidades superiores a 45 ms^{-1} . Teoricamente, segundo o autor, as ondas geradas, ou provocadas, sobre uma região de alta baroclinicidade e sob forte jato não conseguem permanecer no local o tempo suficiente para alcançar grandes amplitudes e são advectadas corrente abaixo da região baroclínica. Contudo, o autor alerta que esta teoria não explica completamente os mecanismos responsáveis pela supressão da atividade baroclínica.

Da Figura 3.3, deste trabalho, pode-se notar que o jato subtropical alcança velocidades acima de 40 ms^{-1} enquanto o jato de latitudes médias permanece com velocidades um pouco acima de 30 ms^{-1} . Adicionalmente, encontrou-se que o jato subtropical supera a magnitude de 50 ms^{-1} , em 200 hPa (Figura 3.4c). De fato, comparando-se as Figuras 3.1c, 3.3c e 3.4c, pode-se notar a coincidência entre a região do máximo do jato subtropical e a desintensificação do ST à leste da Austrália. Apesar disso, estes resultados também mostram que a atividade dos STs não está inteiramente relacionada à intensidade dos jatos. Um exemplo disto é a distribuição do ST de latitudes médias (ver Figuras 3.1c e 3.2c) entre o Sul da Austrália e o sul da América do Sul sem que haja uma corrente de jato relacionada. Isto concorda com as observações de Nakamura(1992) e Chang(2000) em seus estudos sobre a variabilidade sazonal dos STs do HN durante o inverno.

Analisando-se os resultados para as estações de transição, nota-se que a relação entre a redução da atividade baroclínica e a intensificação dos jatos é ainda menos clara. Comparando-se as Figuras 3.1d, 3.3d e 3.4d, observa-se que a atividade nos STs durante a primavera é a mais reduzida, entre as quatro estações, apesar dos jatos subtropical (mais intenso que no outono) e de latitudes médias mostrarem-se bem configurados. Como mencionado anteriormente, as Figuras 3.1b e 3.2b mostram que

o ST de latitudes médias apresenta maior distribuição zonal durante o outono. Além disso, há também a indicação de que a atividade baroclínica neste ST alcança um máximo nesta estação. Isto pode ser claramente observado na Figura 3.5, que mostra a distribuição espacial e a evolução de v_e e do vento médio zonal, \bar{u} , mês-a-mês.

Comparando-se as Figuras 3.5a-c (Tempo-Longitude), na região do ST do Índico Sul entre 0-60°E, pode-se notar que a atividade devido aos transientes alcança um máximo em MAM acompanhando a intensificação do jato. Isto é mais bem observado comparando-se as Figuras 3.5b-d (Tempo-Latitude), onde pode-se notar a marcha sazonal do ST de latitudes médias, o surgimento do ramo subtropical e a desintensificação dos STs ocorrendo quase simultaneamente com o enfraquecimento dos jatos. Assim, estes resultados concordam com as observações de Nakamura(1992) e Chang(2000), quanto a possibilidade de que outros fatores, além da intensidade do jato, devem contribuir para a intensificação, ou redução, da atividade baroclínica nos STs. Contudo, estes resultados também indicam que as estações de transição devem ser exploradas no desenvolvimento de novos estudos, sobre as causas da supressão da atividade baroclínica nos STs.

Kitoh et al.(1990) e Trenberth (1991) também haviam observado a variabilidade sazonal da circulação no HS como uma componente semi-anual nos campos de vento zonal, gradiente de temperatura, e no desvio padrão das anomalias filtradas de Φ , coincidindo com um pequeno deslocamento do jato de latitudes médias, e associado ST, para o pólo. Kitoh(1990) simulou a componente semi-anual nos campos de vento zonal e de pressão à superfície através de uma integração de 12 anos com o modelo de circulação geral japonês do Meteorological Research Institute (MCG-MRI) e comparou com observações do período 1979-1987, produzidas no National Meteorological Center (NMC). O autor sugere os seguintes efeitos associados: a) uma mudança senoidal bastante lenta no campo de temperatura em latitudes médias, acompanhada de b) uma brusca variação *trapezoidal* de temperatura sobre a Antártida; ou seja, ocorre um rápido resfriamento durante o outono, a temperatura permanece aproximadamente constante entre abril e outubro, voltando a aquecer bruscamente em novembro. Isto produz uma região fortemente baroclínica exatamente em abril e outubro, coincidindo com o forte gradiente meridional de temperatura global resultando em uma oscilação semi-anual na região de depressão circumpolar e no campo de vento sobrejacente.

Segundo Nakamura(1992), os seguintes fatores também podem ser importantes no desenvolvimento da supressão: a) A alta umidade específica observada em baixa troposfera, durante as estações de transição, pode aumentar a baroclinicidade ao longo dos STs da mesma forma que o aquecimento devido a liberação de calor latente, associado as ondas, durante o inverno; b) Um outro causador da supressão pode ser a ocorrência de uma alta estabilidade próxima à superfície associada a um sistema de alta pressão. Esta ultima hipótese também deve ser considerada por ser uma provável causa da supressão dos STs sobre a Sibéria, durante o inverno do HN.

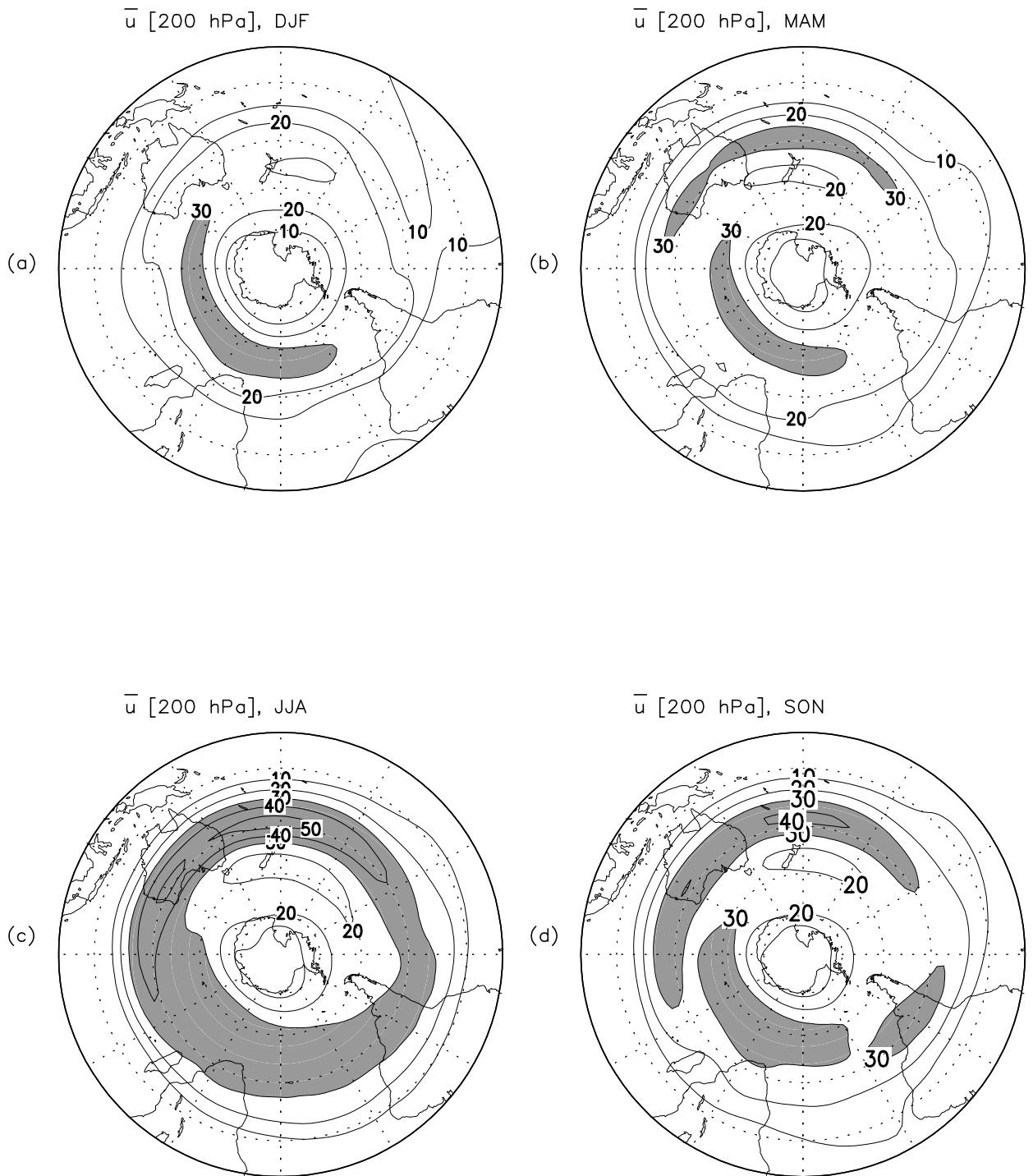


Fig. 3.4 – Vento médio zonal, \bar{u} em 200hPa, médio para as estações de DJF(a), MAM(b), JJA(c) e SON(d). O jato está identificado pela área hachurada, definida para magnitudes acima de 30 ms^{-1} . O intervalo entre os contornos é de 10 ms^{-1} . O núcleo do jato em JJA indica valores acima de 50 ms^{-1}

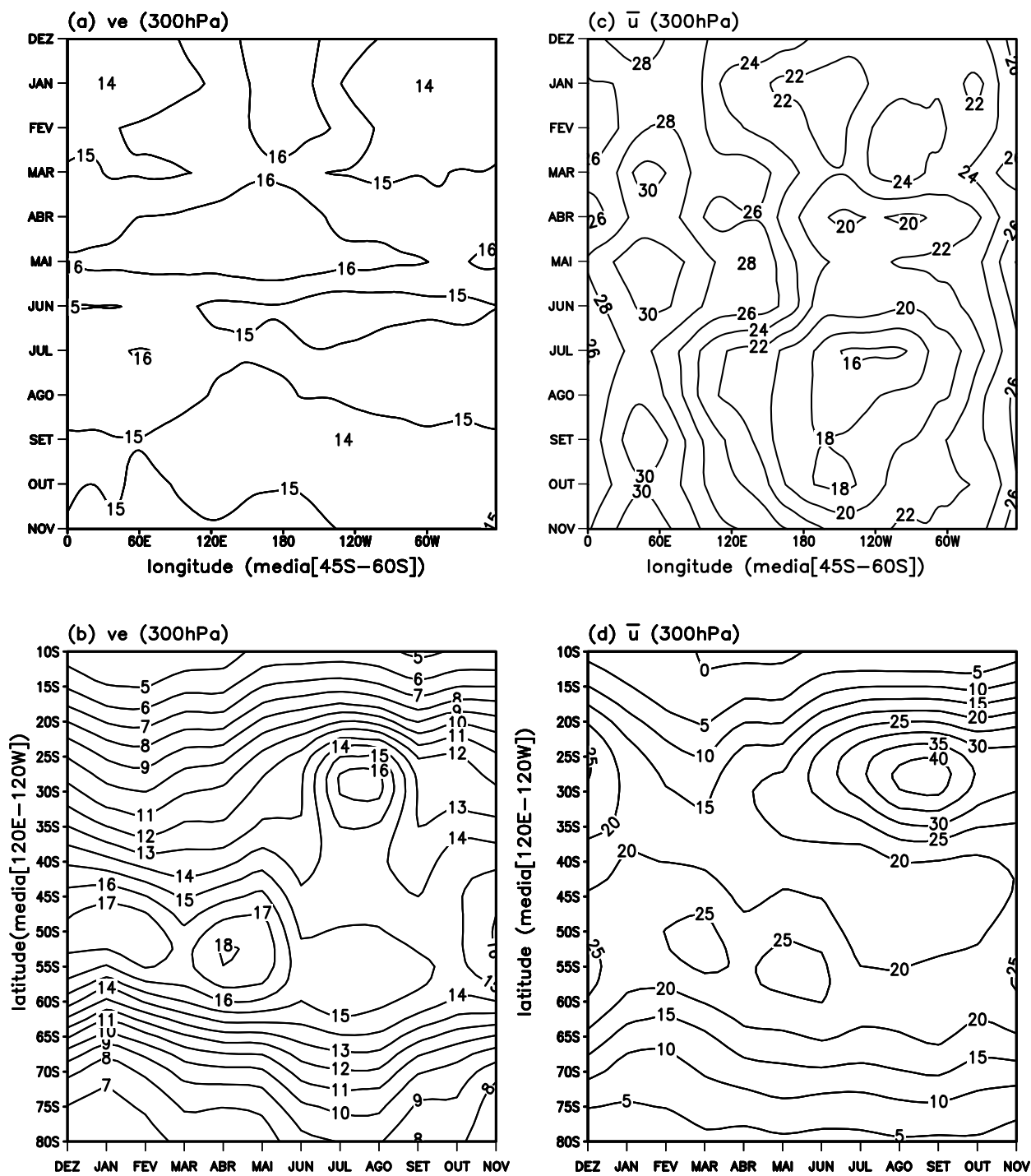


Fig. 3.5 – Evolução mês-a-mês e média meridional entre 45°S-60°S, de: a) v_e (300hPa) e c) \bar{u} (300hPa); Evolução mês-a-mês e média zonal entre 120°E-120°W, de: b) v_e (300hPa) e d) \bar{u} (300hPa)

Recentemente, Chang(2000) estudou a variabilidade sazonal e interanual do ST do Pacífico Norte, para a estação de inverno. O autor examinou o balanço de energia e a estrutura dos distúrbios transientes. Chang encontrou dois prováveis mecanismos que podem contribuir para a redução da atividade dos STs durante o inverno. Um dos mecanismos pode ser a inversão do papel do aquecimento diabático na geração de energia cinética para os distúrbios, entre as estações de transição e o inverno. O autor observou que em outubro (outono do HN) a geração baroclínica de energia cinética é reforçada pela geração diabática de energia potencial para os distúrbios; enquanto que em janeiro (mês central do inverno do HN) esta geração diabática é fortemente negativa. Em seu estudo, Chang utilizou dados simulados pelo modelo GFDL GCM (com resolução R30, de truncamento horizontal, e 14 níveis sigma na vertical) e dados de reanálises do NCEP/NCAR, para o período de 1965-1993 (28 anos). Segundo o autor, os resultados com os dados simulados sugerem que as diferenças na geração diabática entre janeiro e outubro estão principalmente relacionadas às diferenças no aquecimento devido a liberação de calor latente. Contudo, os resultados baseados nas reanálises indicam que o fluxo de calor sensível pode exercer alguma influência juntamente com o aquecimento diabático.

Neste trabalho, procurou-se identificar os prováveis mecanismos de intensificação da atividade dos STs através do cálculo da média vertical (para cada ponto de grade do HS) dos transportes horizontal de calor, $\overline{v'T'}$ (Figura 3.6), vertical de calor, $\overline{\omega'T'}$ (Figura 3.7), e horizontal de momentum, $\overline{u'v'}$ (Figura 3.8). A finalidade de se analisar os transportes sob este ponto de vista, é procurar esclarecer a relação entre a distribuição horizontal dos STs e a dos transportes de calor e momentum, devido aos transientes, enfocando-se também as estações de transição. Os resultados obtidos para as estações de inverno e verão são consistentes com aqueles encontrados por Trenberth (1991) e Peixoto e Oort (1992).

Baseando-se no ciclo de energia de Lorenz, $\overline{v'T'}$ representa as trocas entre a energia potencial do estado básico e a energia potencial disponível para os distúrbios. A Figura 3.6 mostra que $\overline{v'T'}$ converge para o pólo sobre a região do ST de latitudes médias. Esta região de convergência intensifica-se a partir do verão até o inverno. Na região do Pacífico Sul, $\overline{v'T'}$ converge para o pólo entre o litoral sul da Austrália e o sul da Nova Zelândia, em todas as estações. Nota-se, ainda, que esta convergência aumenta entre o outono e a primavera, preferencialmente ao litoral sul da Austrália e ao sul da Nova Zelândia. Logo, estes resultados sugerem que estas regiões podem funcionar como fontes de energia potencial disponível para os distúrbios.

O transporte $\overline{\omega'T'}$ representa as trocas entre a energia potencial disponível dos distúrbios e a energia cinética dos distúrbios. Como esperado, a Figura 3.7 mostra que $\overline{\omega'T'}$ segue uma variabilidade sazonal semelhante a $\overline{v'T'}$, especialmente em relação a região do ST de latitudes médias, no Oceano Índico Sul. Nesta região, $\overline{\omega'T'}$ intensifica-se ao lado equatorial do ST de latitudes médias, em todas as estações. Na região do Pacífico Sul, nota-se que $\overline{\omega'T'}$, intensifica-se ao lado polar da posição média do ST subtropical (ver Figura 3.5b) e ao Sul da Austrália, assim como $\overline{v'T'}$. Logo, os

resultados de $\overline{\omega'T'}$ associados a $\overline{v'T'}$, sugerem que o desenvolvimento baroclínico dos distúrbios na posição média do ST subtropical, e ao sul da Austrália, parece ocorrer a partir do outono.

A Figura 3.8 mostra a variação sazonal de $\overline{u'v'}$. Este transporte representa as trocas entre a energia cinética dos distúrbios e a energia cinética do estado básico. Pode-se observar, nesta figura, que o transporte de momentum converge para o pólo ao lado equatorial do ST de latitudes médias, e especialmente nas regiões localizadas à costa sudoeste da África, da Austrália e da América do Sul. Nota-se, ainda, que uma convergência meridional de $\overline{u'v'}$ ocorre ao lado polar de ambos os STs. A importância desta convergência pode ser entendida através da seguinte expressão:

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} \propto -\frac{\partial \overline{u'v'}}{\partial y}$$

Logo, a convergência meridional de $\overline{u'v'}$ deve implicar na aceleração do escoamento básico. Os resultados apresentados nas Figuras 3.5d e 3.8 concordam com a teoria, mostrando que a convergência meridional de $\overline{u'v'}$ ocorre ao lado polar da posição média dos jatos de latitudes médias e subtropical.

Analizando-se conjuntamente os transportes $\overline{v'T'}$, $\overline{\omega'T'}$ e $\overline{u'T'}$, sugere-se que os mesmos devem guardar alguma relação com a manutenção da atividade baroclínica no ST de latitudes médias, mas não explicam completamente sua intensificação. Como mostrado nas Figuras 3.5b-d, ambos ST e jato de latitudes médias intensificam-se durante o outono enquanto os transportes alcançam seus máximos durante o inverno. Por outro lado, o mesmo não ocorre para ambos ST e jato subtropicais que surgem durante o inverno. É especialmente neste caso que se nota uma grande simultaneidade entre a intensificação dos transportes ao sul da Austrália e o surgimento de ambos ST e jato subtropicais. Logo, a intensificação dos transportes, localizada ao sul da Austrália, pode estar funcionando como fonte na geração baroclínica de energia para ambos jato e ST subtropicais. Assim, sugere-se que um estudo mais detalhado sobre a energética dos distúrbios nos STs pode esclarecer mais o entendimento sobre os possíveis os mecanismos fontes/sumidouros de energia que levam à intensificação dos STs.

3.1.2 Características básicas das ondas e grupos de ondas

Como mencionado no Capítulo 2, deste trabalho, as propriedades características das ondas e dos grupos de ondas foram obtidas com base no cálculo de mapas de correlação unipontual defasada no tempo (t relativo a dias, neste trabalho). Estes mapas são construídos calculando-se a correlação das séries temporais de v' , em 300

¹Baseada na relação entre a aceleração do escoamento básico e a divergência do Fluxo de Eliassen-Palm(E-P) como dada por Trenberth(1991)

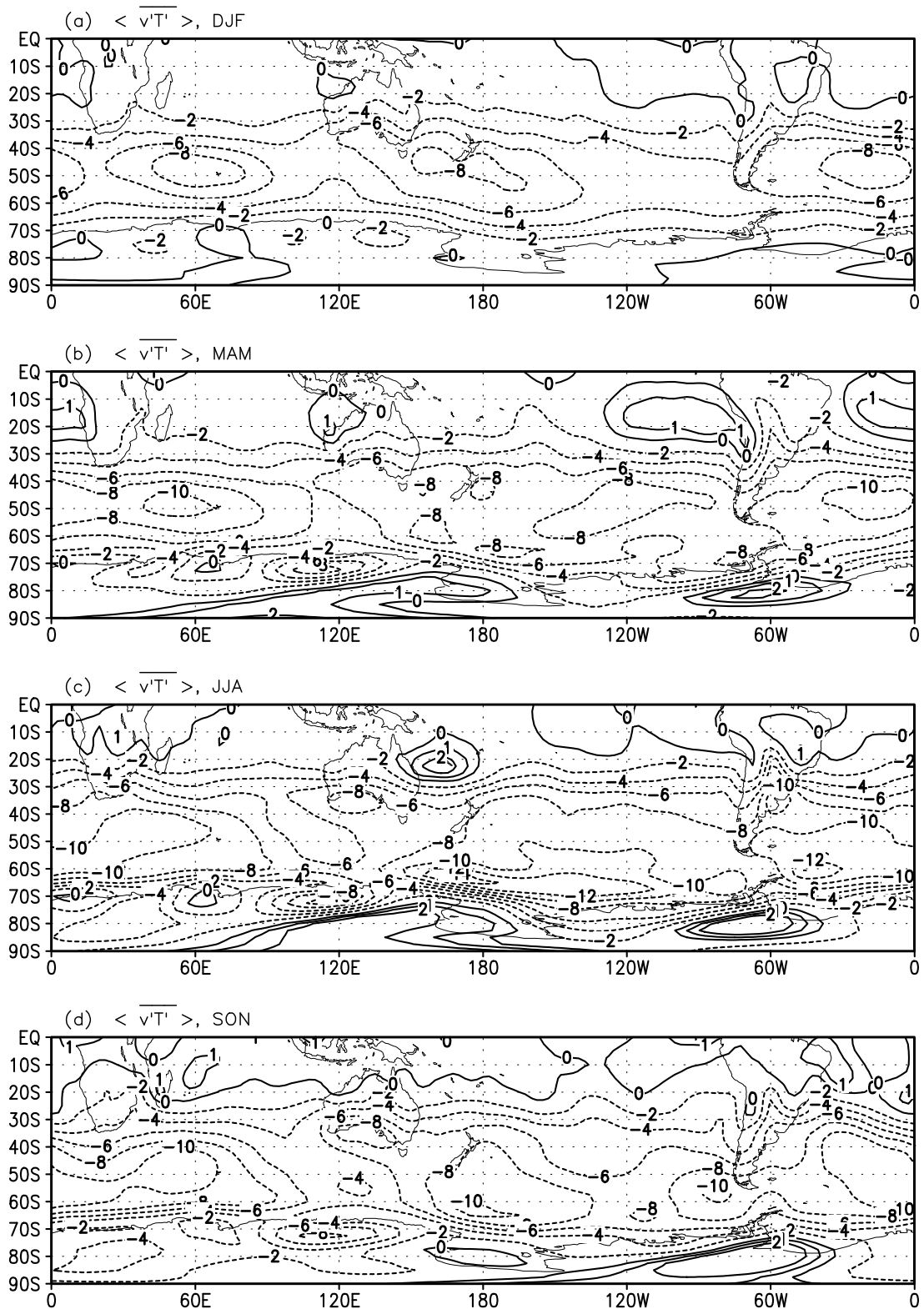


Fig. 3.6 – Transporte horizontal de calor, médio vertical (K ms^{-1}) para as estações de DJF(a), MAM(b), JJA(c) e SON(d).

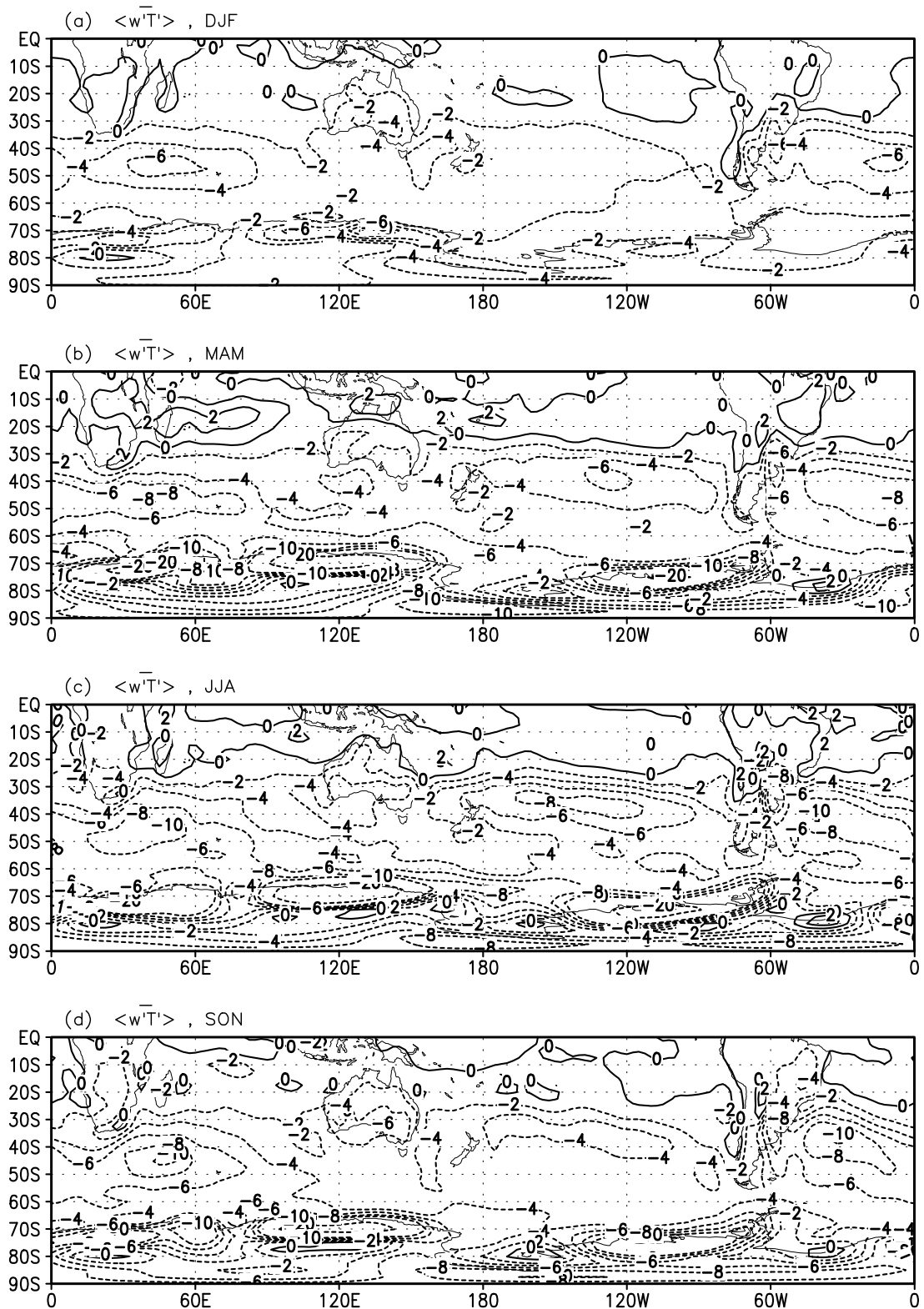


Fig. 3.7 – Transporte vertical de calor, médio vertical ($10^{-2} \text{K hPa}^{-1}$) para as estações de DJF(a), MAM(b), JJA(c) e SON(d).

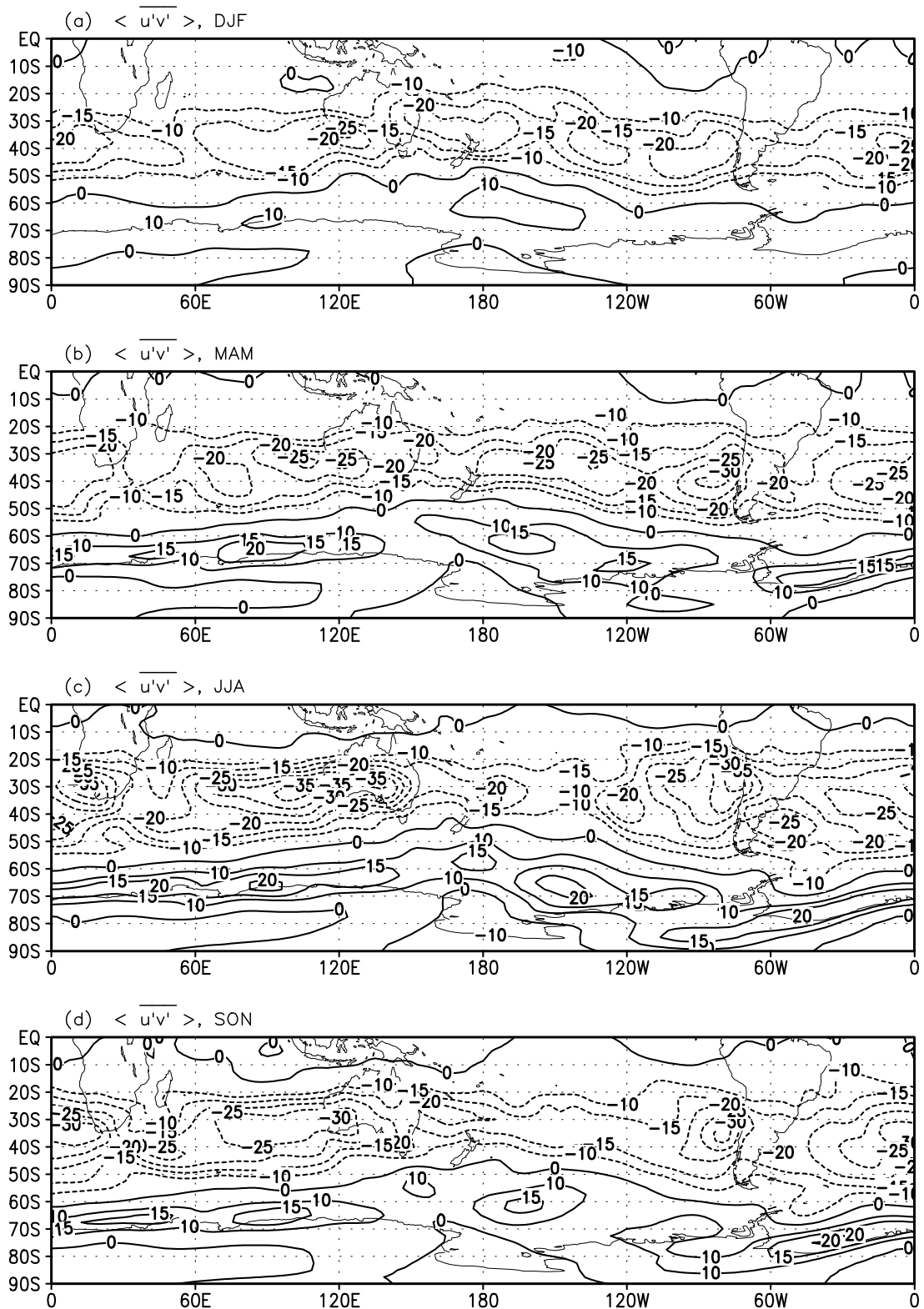


Fig. 3.8 – Transporte de momento médio vertical(m^2s^{-2}) para as estações de DJF(a), MAM(b), JJA(c) e SON(d).

hPa, de cada ponto de grade ($2.5^\circ \times 2.5^\circ$), entre (10°S - 70°S), com todos os outros pontos da malha. Para $t=0$ estes mapas mostram um grupo de ondas, constituído por centros de correlação positivos e negativos, ao longo dos círculos de latitude. Baseando-se nesta metodologia pode-se estimar as propriedades das ondas (Período, NO, Cg_x , etc ...) em cada ponto da grade, para todas as estações no HS. Os resultados encontrados neste trabalho, mostram que as propriedades características das ondas durante o inverno e o verão são bastante semelhantes àquelas encontradas em trabalhos anteriores, tais como Chang(1999). Os resultados sobre o comprimento de onda são mostrados em termos do numero de ondas. Nota-se, pela Figura 3.9, que a região do ST de médias latitudes($\approx 50^\circ\text{S}$) é dominada pelos números de onda entre 5-6 em todas as estações. Nota-se que, do outono à primavera, os números de onda são pequenos entre altas e médias latitudes, aumentam entre as médias e baixas latitudes (alcançando os números de onda 7-8 em torno de 30°S) e voltam a decrescer entre as baixas latitudes e a região equatorial.

O período (t), através da Figura 3.10 mostra que as ondas de períodos menores que 3 dias dominam a região do ST de latitudes médias enquanto que ondas de períodos entre 3-5 dias dominam entre os subtropicais e as latitudes altas do Pacífico Sul. Como esperava-se, estes resultados mostram que os distúrbios que caracterizam o ST de latitudes médias, durante todo o ano, são de alta frequência. Na região do Pacífico Sul é interessante observar que durante todo o ano a região à leste da Nova Zelândia é caracterizada por distúrbios de menor frequência em relação ao encontrado no Índico Sul, exceto durante a primavera.

Uma análise interessante é a comparação entre as velocidades de fase e de grupo das ondas. A velocidade de fase é de este em todas as estações. Em ambas as estações de transição as maiores velocidades de fase ($\geq 10\text{ms}^{-1}$) são vistas em torno de 50°S sobre o oceano Índico. A máxima velocidade de fase encontrada aqui, é um pouco menor que aquela obtida por Chang(1999) para as estações de verão e inverno. O período característico das ondas, entre 20°S - 65°S , permanece entre 3 e 7 dias em todas as estações. Particularmente, na região dos ST de médias latitudes, predominam distúrbios que se caracterizam por períodos menores que 3 dias. Comparando-se as Figuras 3.11-3.13, nota-se que a velocidade de grupo é maior que a velocidade de fase em todas as estações. Além disso, ambas as velocidades indicam que a propagação das ondas é predominantemente para leste, especialmente na região dos STs. Chang (1999) e Chang e Yu (1999), também haviam observado este tipo de comportamento para as estações de verão e inverno. Segundo os autores, o resultado $Cg_x > Cp_x$ implica em que a energia do grupo de ondas se propaga adiante do componente principal do grupo identificando, assim, a tendência de desenvolvimento de novos distúrbios corrente abaixo. Neste trabalho constata-se que esta é uma característica comum nos STs para as 4 estações.

A Figura 3.12, mostra a distribuição da velocidade de grupo meridional, Cg_y , para todo o HS. Nota-se que Cg_y aponta para norte ao lado equatorial do ST de médias latitudes, e para o sul ao lado polar do mesmo. Isto mostra que a

energia das ondas diverge para fora, da região do ST de latitudes médias. Nota-se que esta divergência alcança larga extensão latitudinal durante o outono, entre aproximadamente 30°E-120°W, coincidindo com a intensificação e a maior simetria zonal do ST de médias latitudes. A partir do outono esta divergência de energia parece reduzir-se minimizando no verão. Comparando-se as Figuras 3.2,3.3, e 3.12, nota-se que durante o outono a propagação meridional de energia das ondas, à sudoeste da Austrália, coincide com a intensificação de ambos Cg_x e \bar{u} , nos subtropicais, apesar de ambos ST e jato subtropicais ainda não terem se estabelecido claramente.

Assim, sugere-se que esta propagação de energia meridional das ondas, a partir do outono, pode estar servindo como uma perturbação inicial ao desenvolvimento de distúrbios, à costa sudoeste da Austrália. Isto vem reforçar os resultados obtidos para os transportes de momentum e calor pelos transientes, discutidos na seção anterior. Estes distúrbios, por sua vez, devem intensificar o escoamento em altos níveis através da transferência barotrópica de energia cinética dos distúrbios e para a energia cinética do escoamento básico. Isto explicaria, em parte, a intensificação de \bar{u} e de Cg_x sobre o centro e o leste da Austrália, associados ao desenvolvimento do jato subtropical, no inverno. Após o estabelecimento do jato subtropical, o mesmo passa a guiar a trajetória dos novos distúrbios que devem se formar corrente abaixo da região fonte das perturbações. Esta pode ser uma das possíveis explicações para o desenvolvimento simultâneo de ambos ST e jato subtropicais. Ressalta-se que essa transferência de energia pelos transientes não deve ser a única explicação para o surgimento do jato subtropical. Deve-se, ainda, considerar uma possível associação entre a conservação de momentum angular, Célula de Hadley e distúrbios transientes. Contudo este tipo de avaliação está além do escopo deste trabalho.

3.1.3 Características da variação sazonal da propagação de ondas coerentes.

Para se compreender a importância do desenvolvimento de distúrbios corrente abaixo (acima), faz-se necessário o cálculo do índice de assimetria (IA) corrente abaixo (acima). A Figura 3.14 mostra os valores do IA calculados para o HS, no intervalo latitudinal de 10°S-80°S, para todas as estações. Vale lembrar que os valores de IA maiores (menores) que 1 indicam o desenvolvimento de distúrbios corrente abaixo(acima) e valores de IA aproximadamente iguais a 1 indicam que as ondas são simplesmente advectadas pelo **steering flow** (Chang 1999). Assim, pode-se notar pela Figura 3.14 que o desenvolvimento de distúrbios corrente abaixo, parece dominar a maior parte do HS, particularmente na região do ST de latitudes médias durante todas as estações.

A Figura 3.15 mostra o índice de coerência (IC) da onda que também foi calculado para a mesma grade sobre o HS. Os valores encontrados aqui, são um pouco mais altos em relação àqueles encontrados por Chang(1999). Este índice é útil em mostrar quão bem as ondas em um determinado local, no tempo $t(\text{dia})=0$, se correlacionam

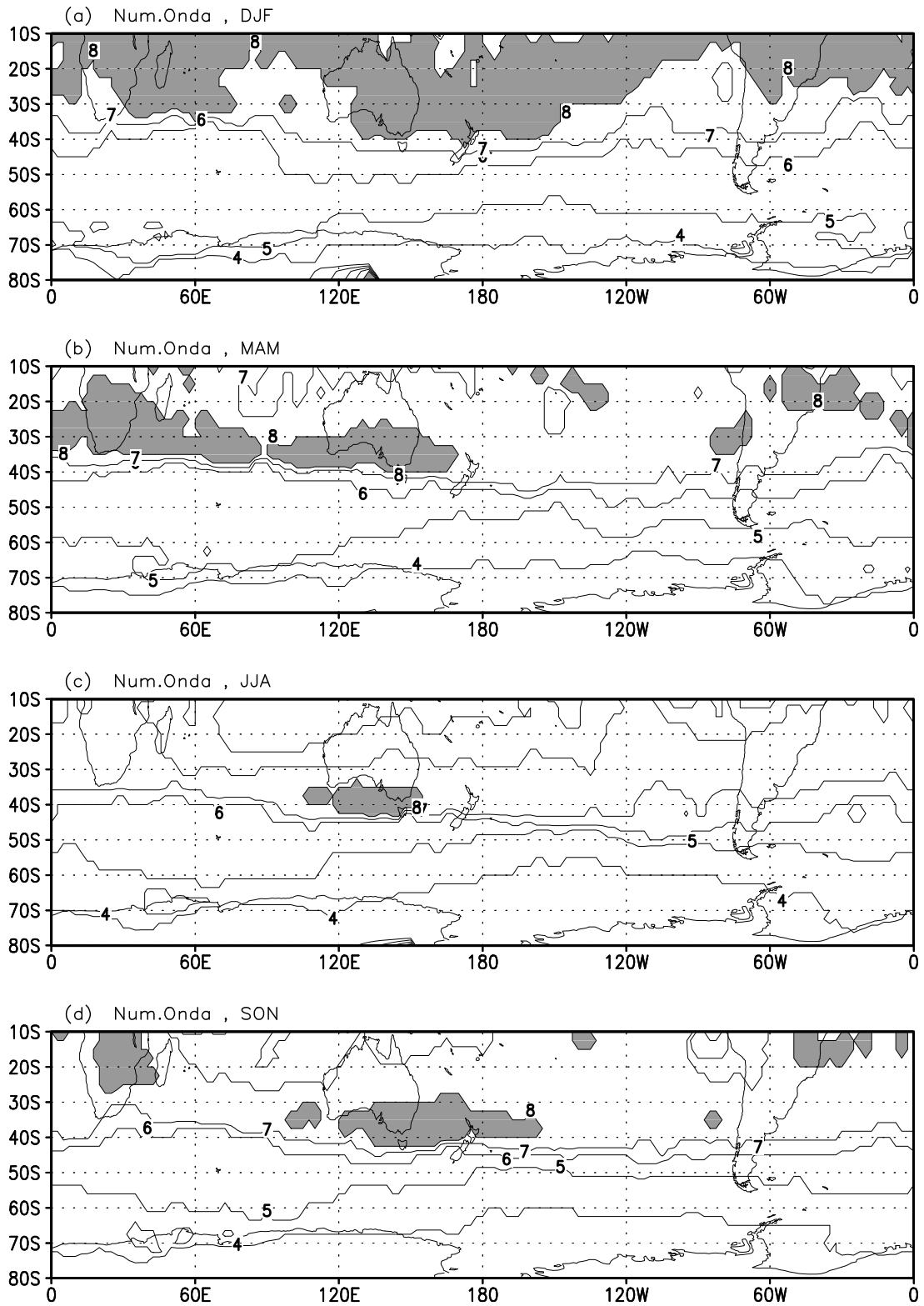


Fig. 3.9 – Número de onda, calculado para o HS, durante as estações de DJF(a), MAM(b), JJA(c) e SON(d). A área hachurada em regiões caracterizadas por números de onda acima de 8.

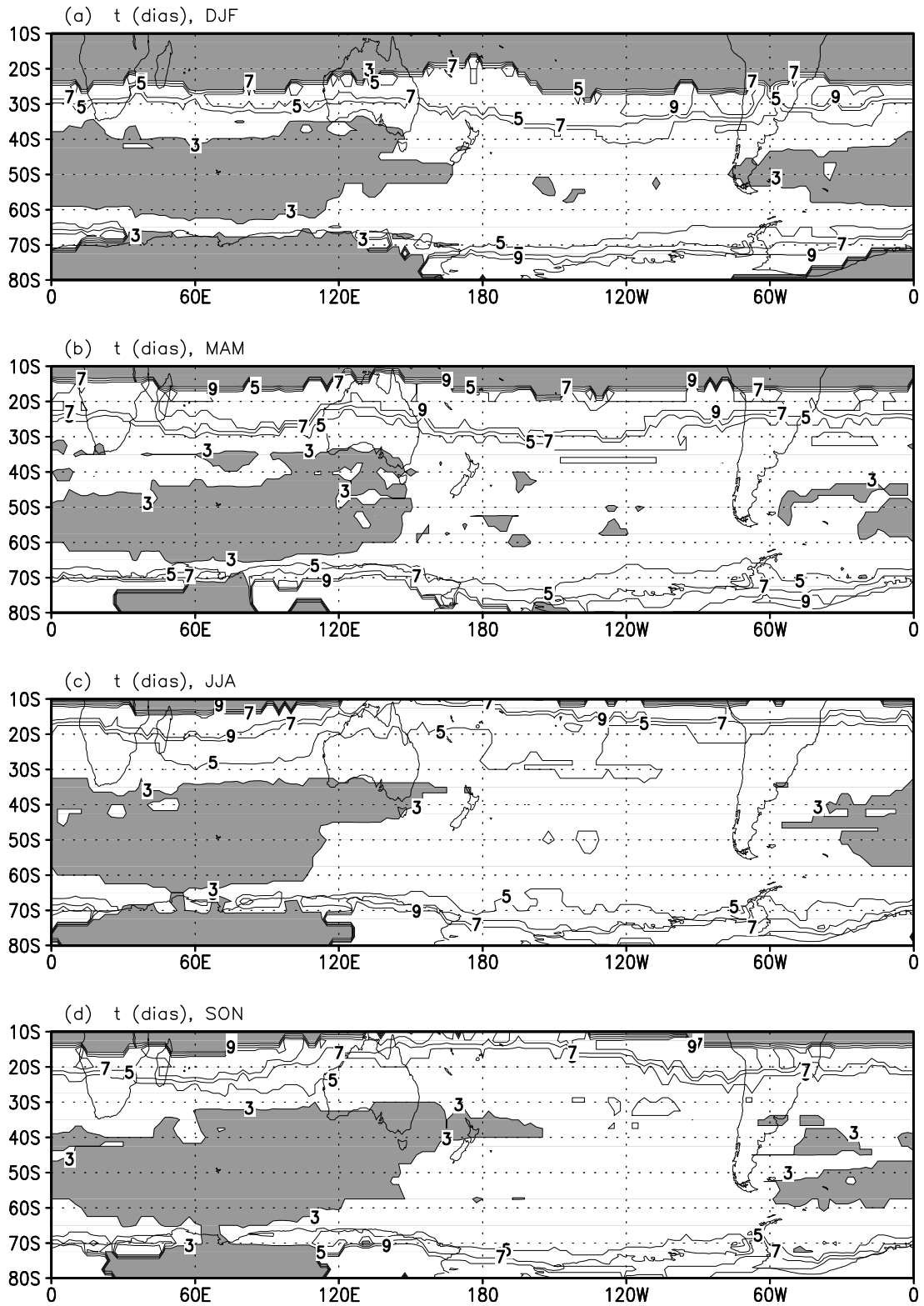


Fig. 3.10 – Período, T (dias) calculado para o HS, durante as estações de DJF(a), MAM(b), JJA(c) e SON(d). A área hachurada indica regiões caracterizadas por períodos menores, ou iguais a 3 dias.

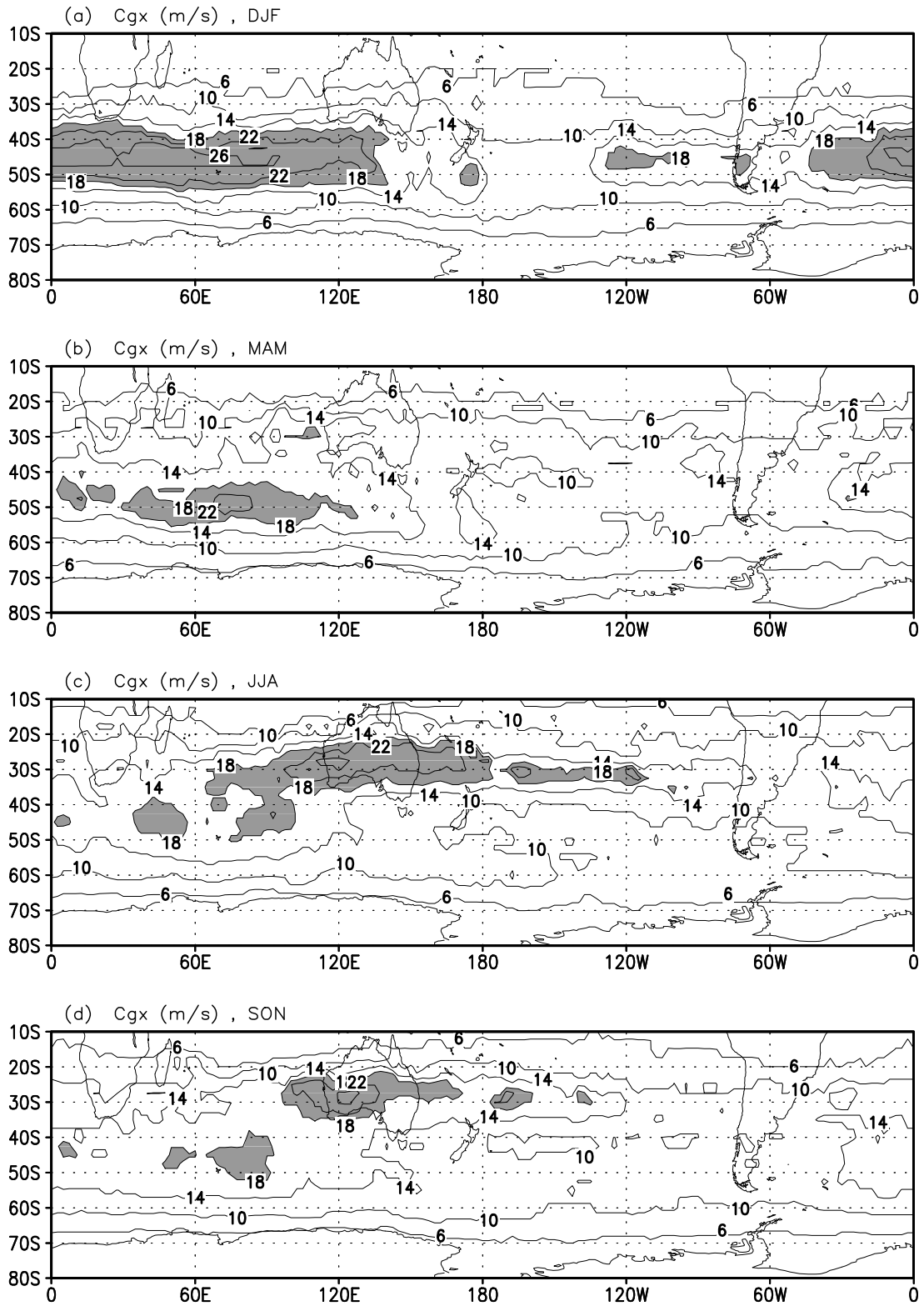


Fig. 3.11 – Velocidade de grupo zonal, C_{gx} , durante as estações de DJF(a), MAM(b), JJA(c) e SON(d). A área hachurada identifica velocidades acima de 18 ms^{-1} .

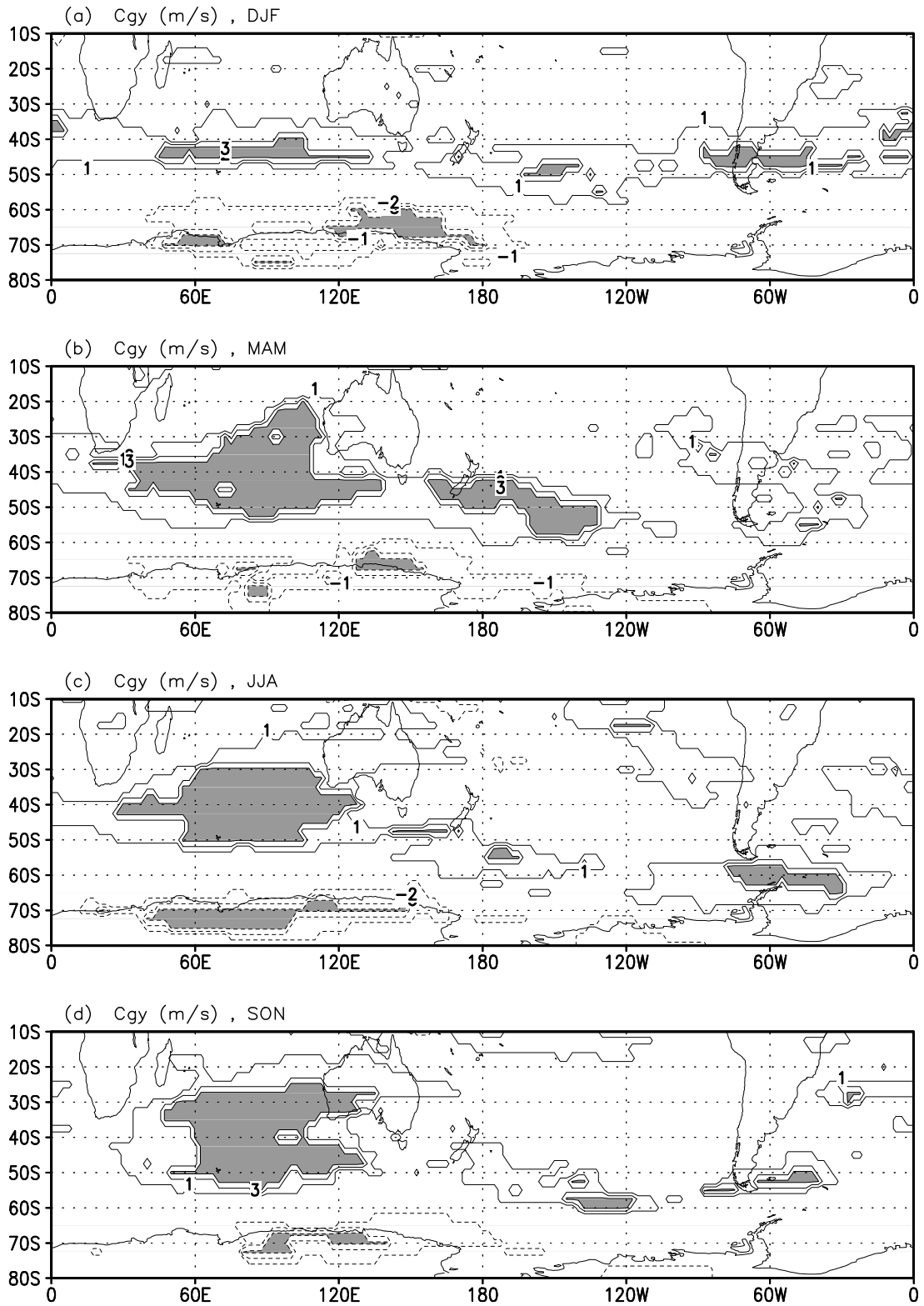


Fig. 3.12 – Velocidade de grupo meridional, C_{gy} , baseada nos campos de correlação da função envelope, v_e , durante as estações de DJF (a), MAM (b), JJA (c) e SON (d). A área hachurada identifica velocidades acima de 3 ms^{-1} .

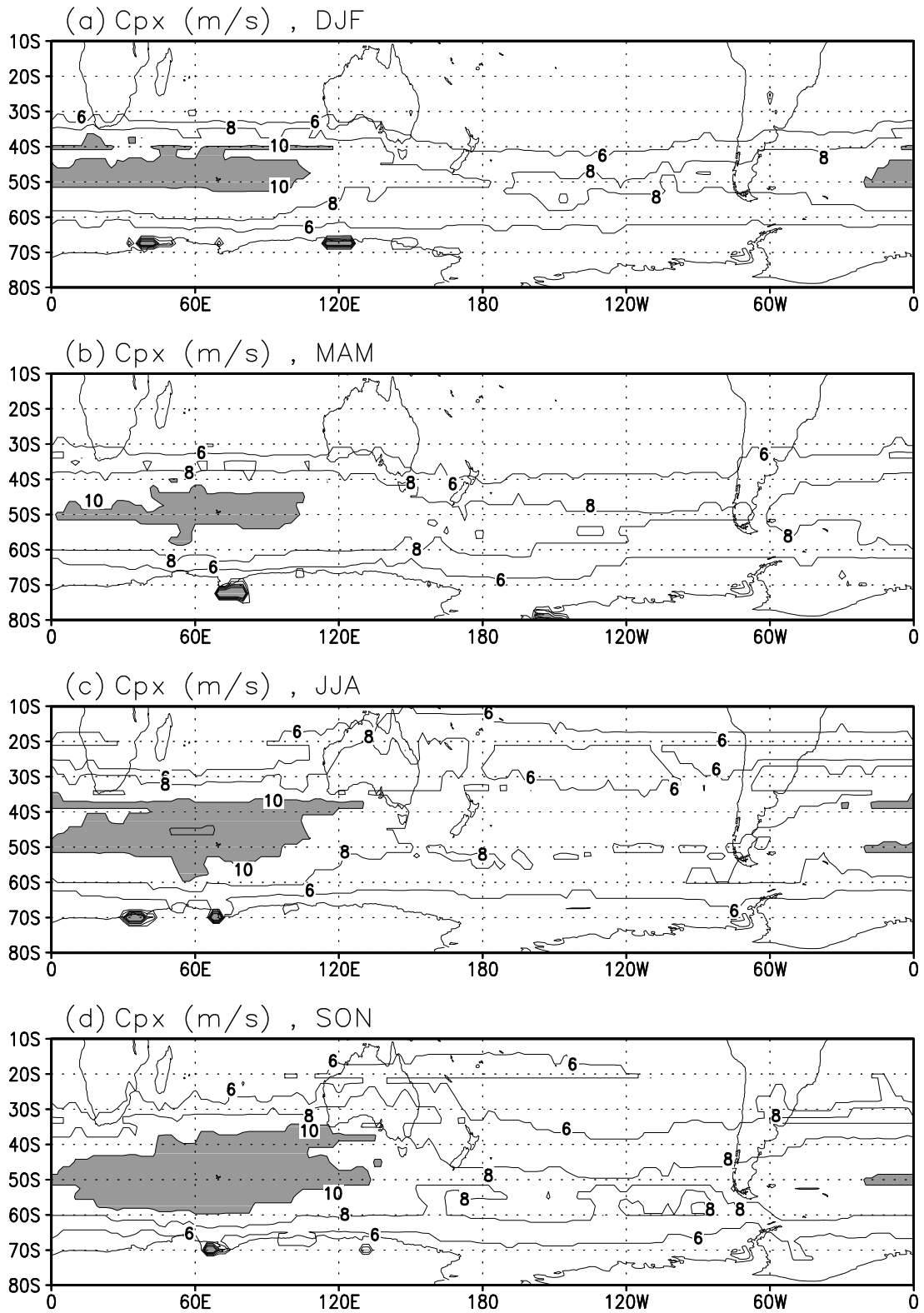


Fig. 3.13 – Velocidade de fase zonal, C_{p_x} , baseada nos campos de correlação de v' , durante as estações de DJF(a), MAM(b), JJA(c) e SON(d). A área hachurada identifica velocidades acima de 10 ms^{-1} .

com ondas corrente acima dois dias antes ($t = -2$) e com ondas corrente abaixo dois dias depois ($t = +2$). Assim, o IC associado ao IA, serve para indicar o nível de coerência das ondas que se propagam em regiões com tendência de desenvolvimento de distúrbios corrente abaixo. Os valores mais altos de IC ocorrem no verão ($IC > 0.6$) sobre o oceano Índico Sul, ao sul da África, com uma alta simetria zonal em latitudes médias. Isto é similar ao que Chang(1999) observou. Contudo o autor não notou a alta coerência que ocorre durante o verão, na região entre 10°S - 30°S à costa oeste da América do Sul. Este resultado sugere que existem distúrbios coerentes propagando-se para oeste, nesta região, provavelmente devido aos *alísios*.

É interessante notar que no verão (Figura 3.15a) dos subtropicais, os distúrbios são mais coerentes sobre o oceano Pacífico Sul do que sobre a região do oceano Índico e Austrália. Durante o outono (Figura 3.15b), quando o ST de latitudes médias estão mais intensos, a coerência da onda passa a ser mais extensa zonalmente, alcançando o sul da América do Sul com valores acima de 0.5. Durante o inverno, toda a região do Pacífico Sul é caracterizada por altos valores de IC. Isto pode ser devido ao estabelecimento do ST subtropical. Na primavera, (Figura 3.15d), o campo de IC, para o HS, parece similar às condições do inverno mas a região entre 150°W e o sudoeste da Austrália já se caracteriza por um decaimento da coerência de propagação das ondas. Na próxima subseção observa-se que mesmo durante o outono e a primavera os distúrbios ondulatórios parecem se dividir a este da Austrália propagando-se ao longo do jato subtropical e do jato polar. Na seção anterior notou-se que a divisão do jato ocorre nas estações de outono e primavera da mesma forma que durante o inverno.

3.1.4 Características da propagação das ondas nas estações de transição

As características da propagação de ondas durante as estações de inverno e verão foram discutidas por Chang(1999). Neste trabalho, a propagação de ondas será estudada com ênfase para as estações de outono e primavera com a finalidade de se identificar as possíveis semelhanças, ou alterações, no deslocamento dos distúrbios em relação ao que se conhece para JJA e DJF. Da Figura 3.3, pode-se notar que a forma espiralada do vento zonal em 300 hPa apresenta-se desde o outono e mantém-se até a primavera. Logo, pode ser interessante examinar a relação entre a forma espiralada do vento zonal e a propagação dos grupos de ondas nestas estações. Assim, selecionou-se um ponto base a este da Austrália, sob a parte central do núcleo do jato subtropical. A Figura 3.16a mostra o mapa de correlações, defasadas no tempo, baseado na série temporal de v' do ponto base (25°S , 165°E) durante os meses de SON. Na Figura 3.16a, os tempos $t=2$ e 4 mostram que o grupo de ondas propaga-se para o pólo e para leste. Os coeficientes de correlação no $t=4$ da figura são de baixa magnitude e a propagação de ondas não se mostra tão evidente quanto o padrão encontrado durante o inverno por Chang(1999). Nos tempos $t=-4$ e -2 , da mesma figura, nota-se que o grupo de ondas corrente acima propaga-se para norte e para leste. Ressalta-se, nesta figura, que as ondas que se propagam pelo ponto base parecem ter se propagado de sudoeste. Porém, as correlações na Figura 3.16a

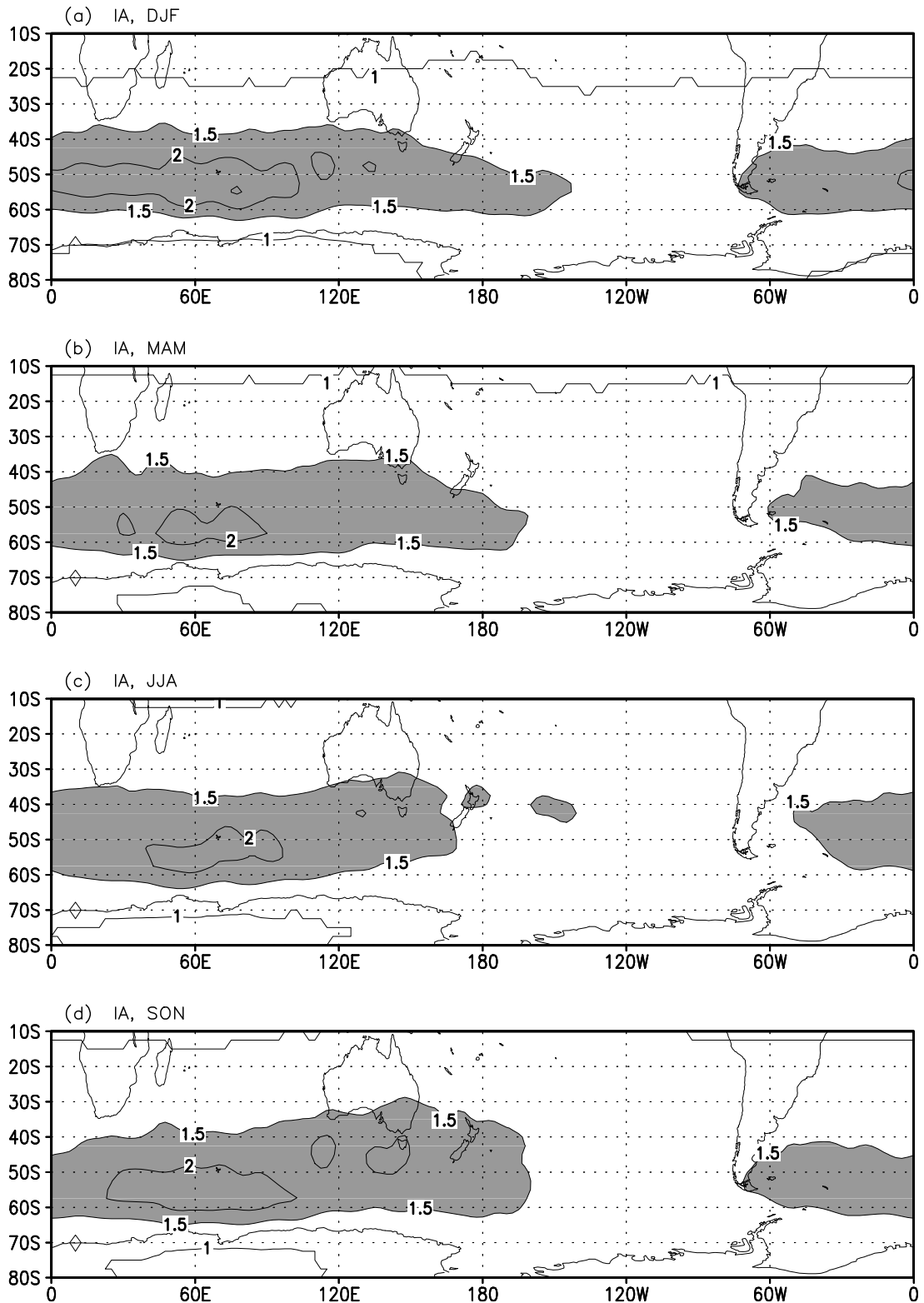


Fig. 3.14 – Índice de assimetria, IA, durante as estações de DJF(a), MAM(b), JJA(c) e SON(d). Os valores de: $IA > 1$ indicam o desenvolvimento corrente abaixo; $IA < 1$, indicam o desenvolvimento corrente acima; e $IA = 1$, as ondas são advectadas no nível *steering flow*, 700-850 hPa, segundo Chang(1999).

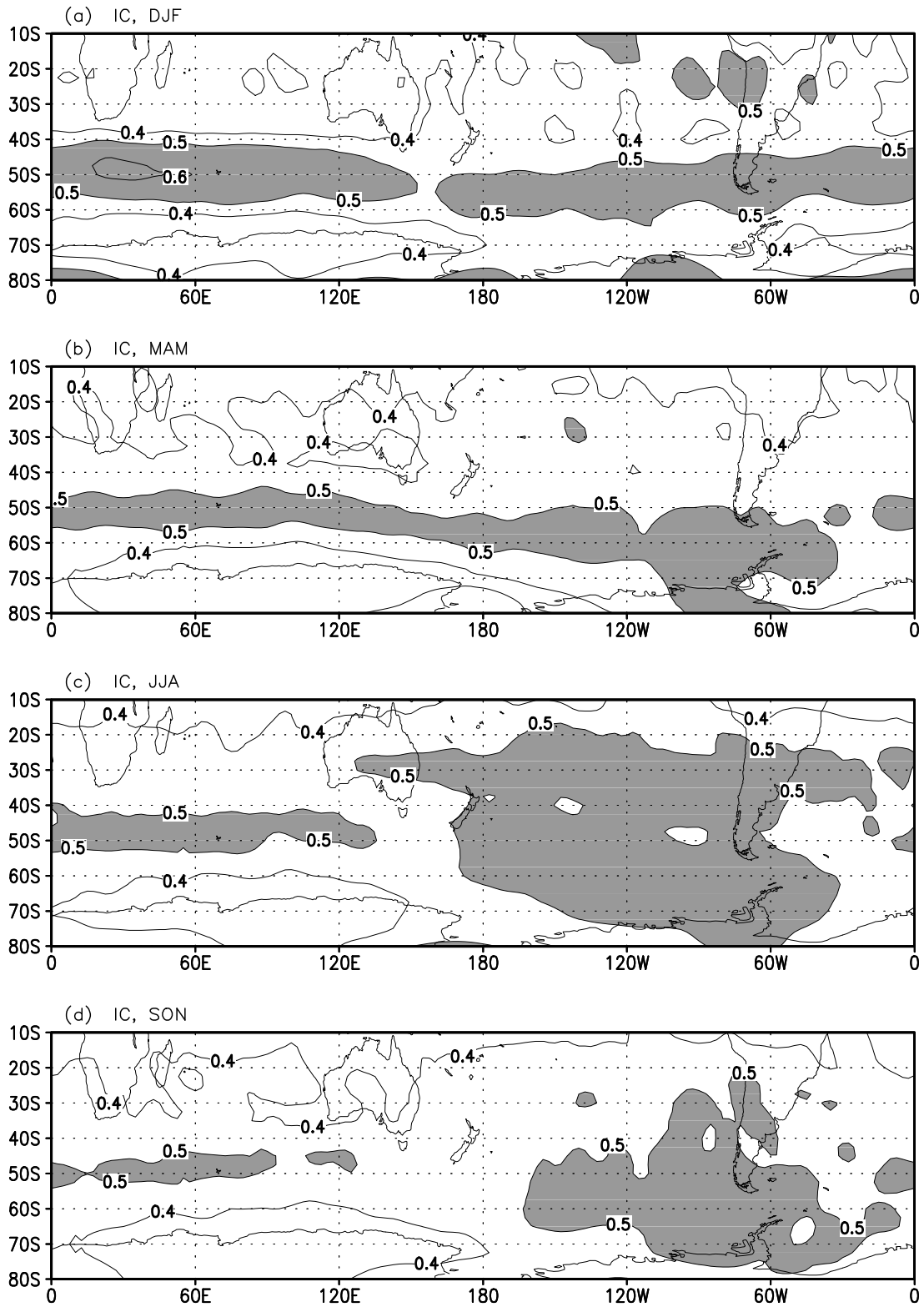


Fig. 3.15 – Índice de coerência, IC, durante as estações de DJF(a), MAM(b), JJA(c) e SON(d). A área hachurada, com $IC > 0,5$, identifica as regiões de maior coerência de propagação de distúrbios (seja corrente abaixo ou corrente acima).

para o $t=-4$ são mais fracas. A Figura 3.16b para os tempos $t=0, 2$ e 4 mostra a propagação do grupo de ondas, corrente abaixo do ponto $45^{\circ}\text{S}, 85^{\circ}\text{E}$. Esta figura sugere que o grupo de ondas divide-se em dois ramos para leste de 110°E . Um deles propaga-se para norte e o outro para sudeste. Assim a divisão do grupo de ondas para o leste da Austrália também acontece durante a primavera semelhantemente ao que ocorre para JJA, como notado por Chang (1999). Na Figura 3.16b, para os tempos $t=-4$ e -2 , pode-se localizar, corrente acima, o grupo de ondas para o Sul Atlântico e América do Sul.

A Figura 3.17a mostra os mapas de correlação para o ponto base ($40^{\circ}\text{S}, 70^{\circ}\text{W}$). Como no caso de JJA (Chang, 1999), os grupos de onda que passam por esta região propagam-se através do fluxo do jato subtropical. Porém, tanto as magnitudes dos coeficientes de correlação, como o número de centros de correlação alta (positivo ou negativo) são menores que no caso de JJA. Isto sugere que, embora as características de propagação das ondas sejam semelhantes entre JJA e SON, a propagação é menos coerente em SON. Outro aspecto interessante sobre a propagação das ondas pode ser observado nos tempos $t=2$ e 4 da Figura 3.17a. Nota-se que o grupo de ondas tende a mover-se para o equador à sotavento dos Andes. Este resultado vem reforçar a sugestão de Gan e Rao (1994) sobre o papel da Cordilheira dos Andes neste tipo de propagação de onda. A Figura 3.17b mostra a propagação das ondas em altas latitudes na região da bifurcação do jato. Esta figura mostra os mapas de correlação para o ponto base $60^{\circ}\text{S}, 145^{\circ}\text{W}$. Pode-se notar que a orientação dos grupos de ondas parece estar ao longo do eixo do ST. Assim, comparando-se as características encontradas neste trabalho, para a primavera, com àquelas encontradas por Chang(1999)[suas Figuras 10, 11, 12 e 13], nota-se que a propagação das ondas em SON é semelhante a de JJA, embora a propagação seja menos coerente (coeficientes de correlação mais fracos). Em particular, a divisão na propagação de ondas para leste da Austrália também acontece em SON da mesma forma como para JJA. Para considerar o deslocamento sazonal da circulação geral, a análise foi repetida (figura não mostrada) com pontos base (referentes aos usados para JJA) deslocados, para o pólo, em 5° de latitude. Essencialmente, foram obtidos os mesmos resultados.

As Figuras 3.18a-b mostram, respectivamente, a correlação calculada para MAM nos pontos base ($25^{\circ}\text{S}, 165^{\circ}\text{E}$) e ($45^{\circ}\text{S}, 85^{\circ}\text{E}$). A forma espiralada do campo de vento zonal (Figura 3.3) também pode ser notada em MAM semelhante a SON, embora o jato subtropical esteja fraco. Logo, foram selecionados os mesmos pontos base usados em JJA (como no caso de SON), afim de se estudar a propagação das ondas durante o outono. O tempo $t=-4$, da Figura 3.18a, mostra que os grupos de ondas podem ser localizados corrente acima deste ponto base, assim como no caso de JJA e SON. As Figuras 3.18a-b mostram que a divisão no grupo de ondas acontece de um modo semelhante ao caso de SON. De fato, a divisão do grupo de ondas ocorre à leste de 110°E . Um ramo do grupo de ondas parece divergir para nordeste, no fluxo de jato subtropical, e o outro para sudeste do ramo do jato subpolar. Os mapas dos coeficientes de correlação para os pontos base ($40^{\circ}\text{S}, 70^{\circ}\text{W}$) e ($60^{\circ}\text{S}, 145^{\circ}\text{W}$)

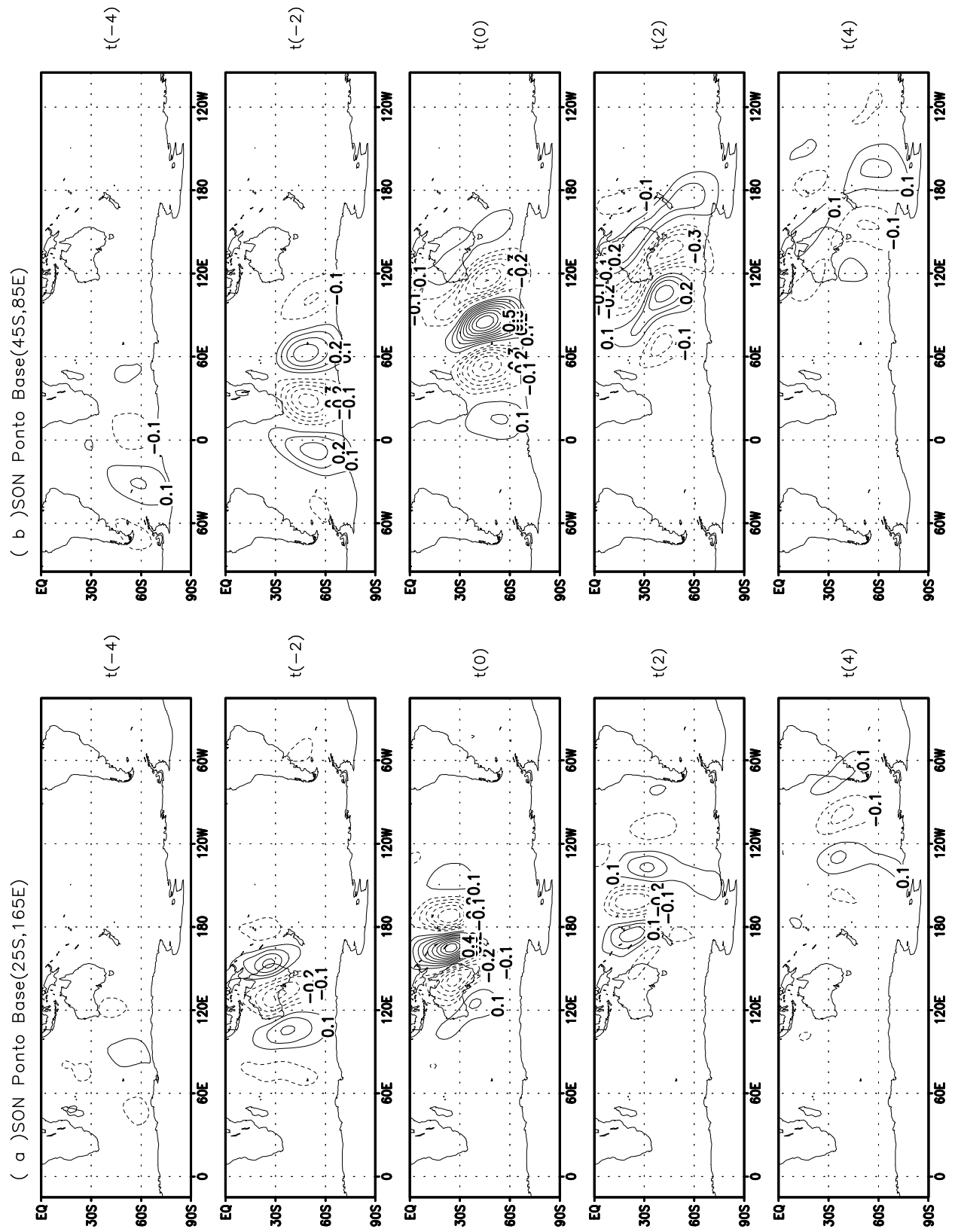


Fig. 3.16 – Campos de Correlações calculadas nos pontos base: a) 23°S, 165°E; e b) 45°S, 85°E; para a estação de primavera.

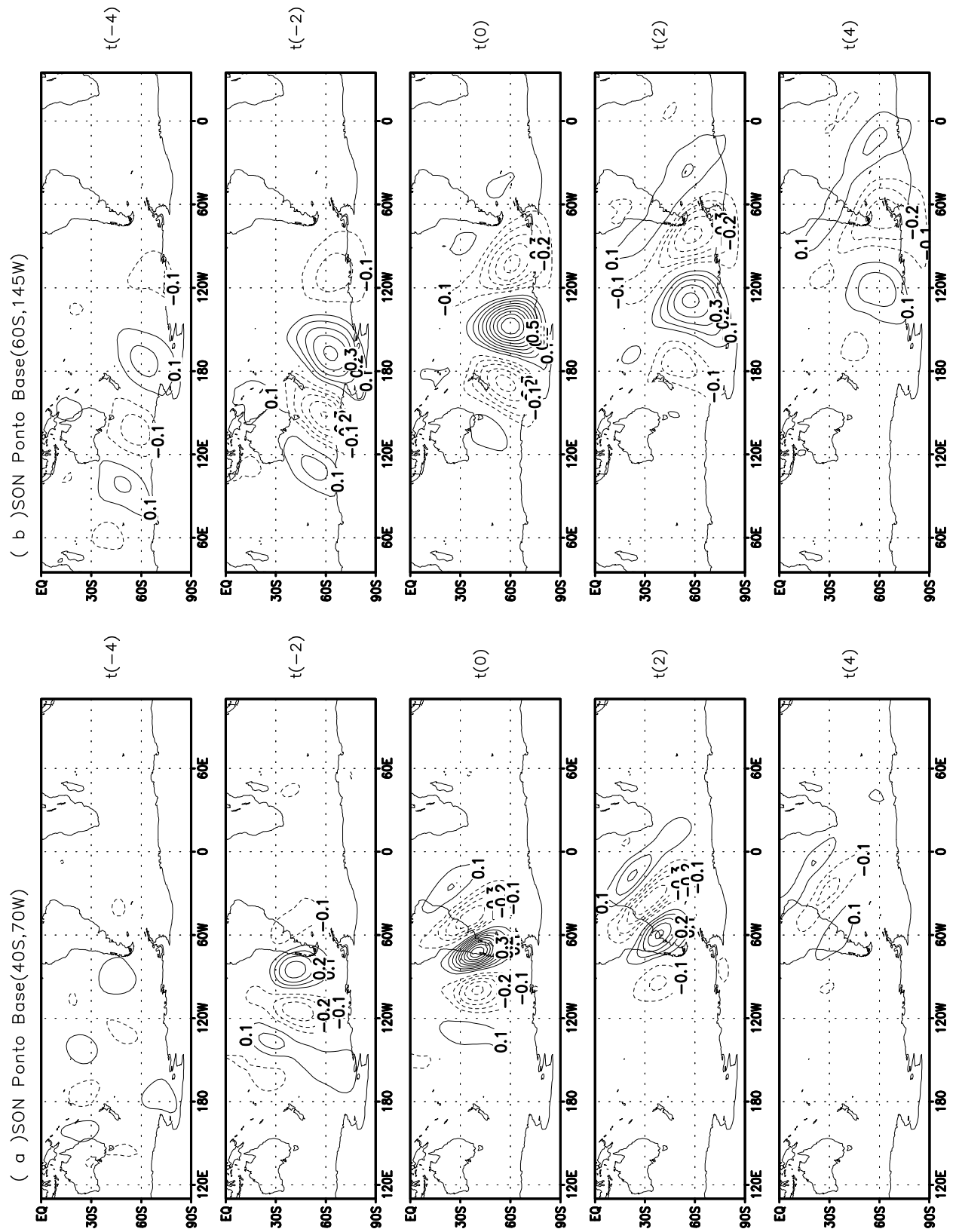


Fig. 3.17 – Campos de Correlações calculadas nos pontos base: a) 40°S, 70°W; e b) 60°S, 145°W; para a estação de primavera.

para MAM (figura não mostrada) mostram características semelhantes a SON. Os cálculos para DJF também foram produzidos para os mesmos pontos base utilizados por Chang(1999) e mostraram características bastante semelhantes àquelas notadas pelo autor. Notou-se que durante esta estação a bifurcação do escoamento à leste da Austrália não acontece, provavelmente devido a maior simetria do escoamento básico nesta estação. Assim, os resultados encontrados neste trabalho, para os quatro meses representativos das estações do ano, mostram que a divisão da propagação de ondas para o leste da Austrália acontece em MAM, JJA e SON e não em DJF. Vale salientar que os dados de reanálises do NCEP/NCAR apresentam problemas para o período 1980-1992. Durante este período a Austrália produziu falsas observações de pressão de superfície, conhecidas como **PAOBS**, para todo o HS. Estes dados foram desprezados durante a reanálise. Contudo, Chang (2000) mostrou que, para o nível de 300 hPa (nível usado neste estudo), mesmo com a presença de observações de superfície errôneas, a análise de ar superior do NCEP/NCAR é altamente correlacionada com as reanálises do ECMWF que não sofre este problema. Para confirmar este resultado neste trabalho, foram repetidos os cálculos para o período de 1993-1997. Os resultados deste trabalho confirmam os resultados de Chang(2000), bem como a divisão na propagação das ondas em MAM, JJA e SON para o leste de Austrália.

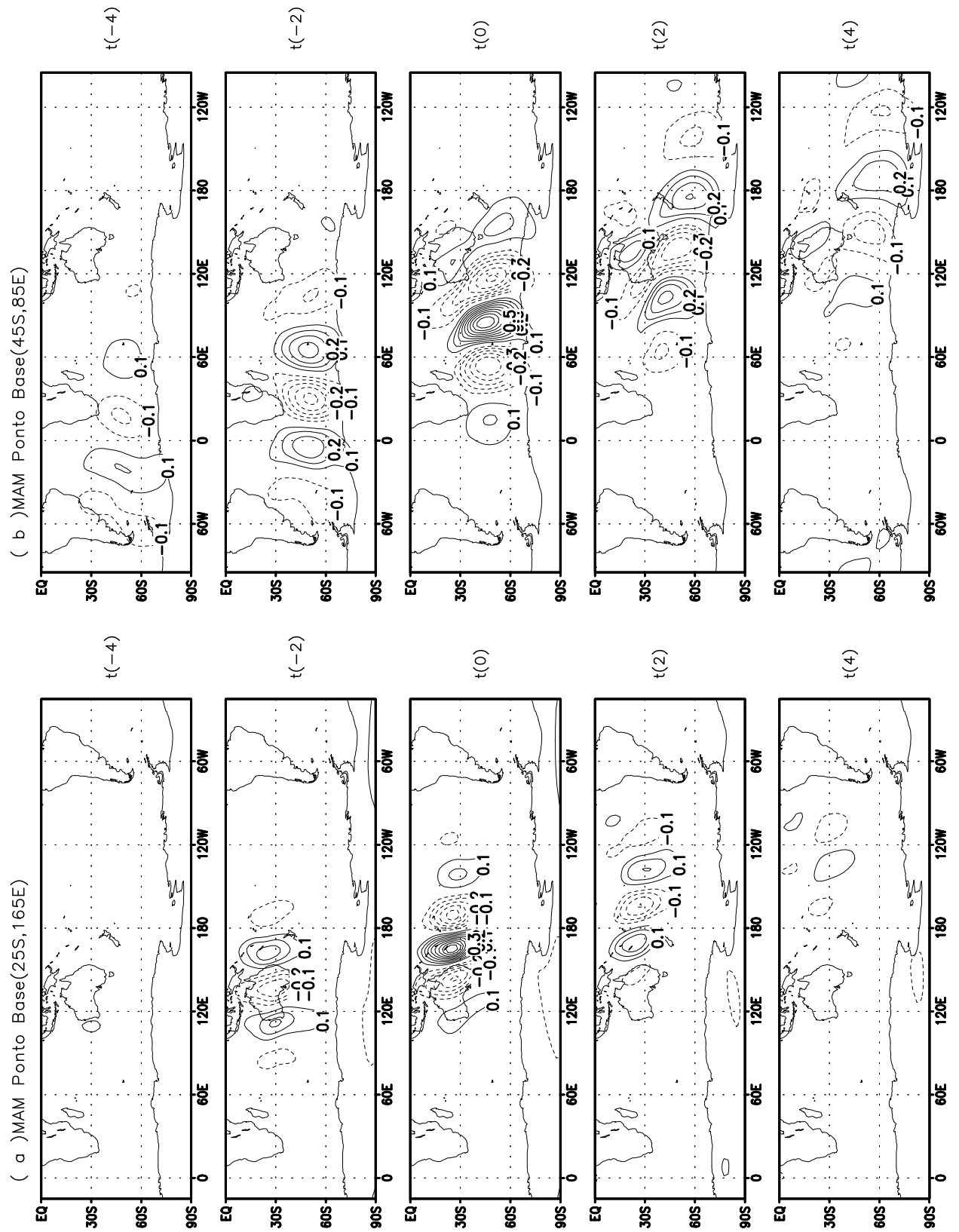


Fig. 3.18 – Campos de Correlações calculadas nos pontos base: a) 23°S, 165°E; e b) 45°S, 85°E; para a estação de outono.

CAPÍTULO 4

Resultados do MCG(CPTEC/COLA) sobre os Storm Tracks no Hemisfério Sul

Neste capítulo, os dados gerados pelo MCGA do CPTEC/COLA, são analisados para verificar se o modelo consegue representar as características básicas dos STs, no HS. Para isto, são usados 10 anos (1987-1996) de dados diários das componentes meridional e zonal do vento em 200 hPa, gerados pelo modelo. Com a finalidade de se obter uma análise coerente, os resultados com dados do modelo serão comparados aos obtidos com dados reanalisados (NCEP/NCAR) para o mesmo período e para o mesmo nível.

A metodologia empregada sobre os dados gerados pelo MCGA, foi a mesma utilizada sobre as reanálises do NCEP/NCAR, como descrita no Capítulo 2. Os 10 anos de dados simulados serão selecionados por estações, da mesma forma como realizado para os dados observados, ou seja, para os períodos de dezembro-janeiro-fevereiro (DJF), março-abril-maio (MAM), junho-julho-agosto (JJA) e setembro-outubro-novembro (SON). No caso da componente meridional do vento, o ciclo anual, é removido de cada série temporal (DJF, MAM, JJA e SON) para a obtenção das anomalias não-filtradas para cada estação. Após o cálculo das anomalias, as mesmas são utilizadas para a obtenção dos campos de desvio padrão do vento meridional, $DP(v')$, e função envelope, v_e , que devem mostrar a capacidade do modelo em descrever a distribuição horizontal dos STs. Adicionalmente, foram calculados o campo de vento médio zonal e as propriedades das ondas (NO, T, Cg_x, Cp_x e Cg_y). Também foram calculados os mapas de correlação unipontual defasada no tempo, afim de verificar se o modelo está conseguindo reproduzir as características do padrão espacial e da evolução temporal das ondas sinóticas, como notado através dos dados reanalisados.

Das Figuras 4.1 e 4.2, pode-se notar que o modelo tende a superestimar o escoamento zonal em latitudes médias, em todas as estações, exceto no inverno. Comparando-se as Figuras 4.1c e 4.2c, nota-se que o modelo não consegue representar os máximos de $\bar{u} \geq 50 \text{ ms}^{-1}$, que ocorrem à sudoeste e à sudeste da Austrália, aparentemente, substituindo-os por duas extensas regiões de $\bar{u} > 40 \text{ ms}^{-1}$. Ainda, nestas Figuras, nota-se que o jato à sudeste é o que mais se aproxima do escoamento observado. A Figura 3.3, do capítulo anterior, mostrou que o escoamento em 300hPa toma a forma espiralada entre as estações de outono, inverno e primavera. Contudo, nota-se que em 200hPa o escoamento observado intensifica-se e apresenta uma alta simetria zonal, durante o inverno, tal que a forma espiralada torna-se bastante suavizada e difícil de ser identificada. Nas Figuras 4.2b-d, representativas das estações de transição, a forma espiralada de \bar{u} está muito bem definida. O modelo, por sua vez, consegue reproduzir a espiral do escoamento apenas para o outono (Figura 4.1b). Para as demais estações do ano, o modelo mostra uma distribuição de \bar{u} bastante confinada em médias latitudes.

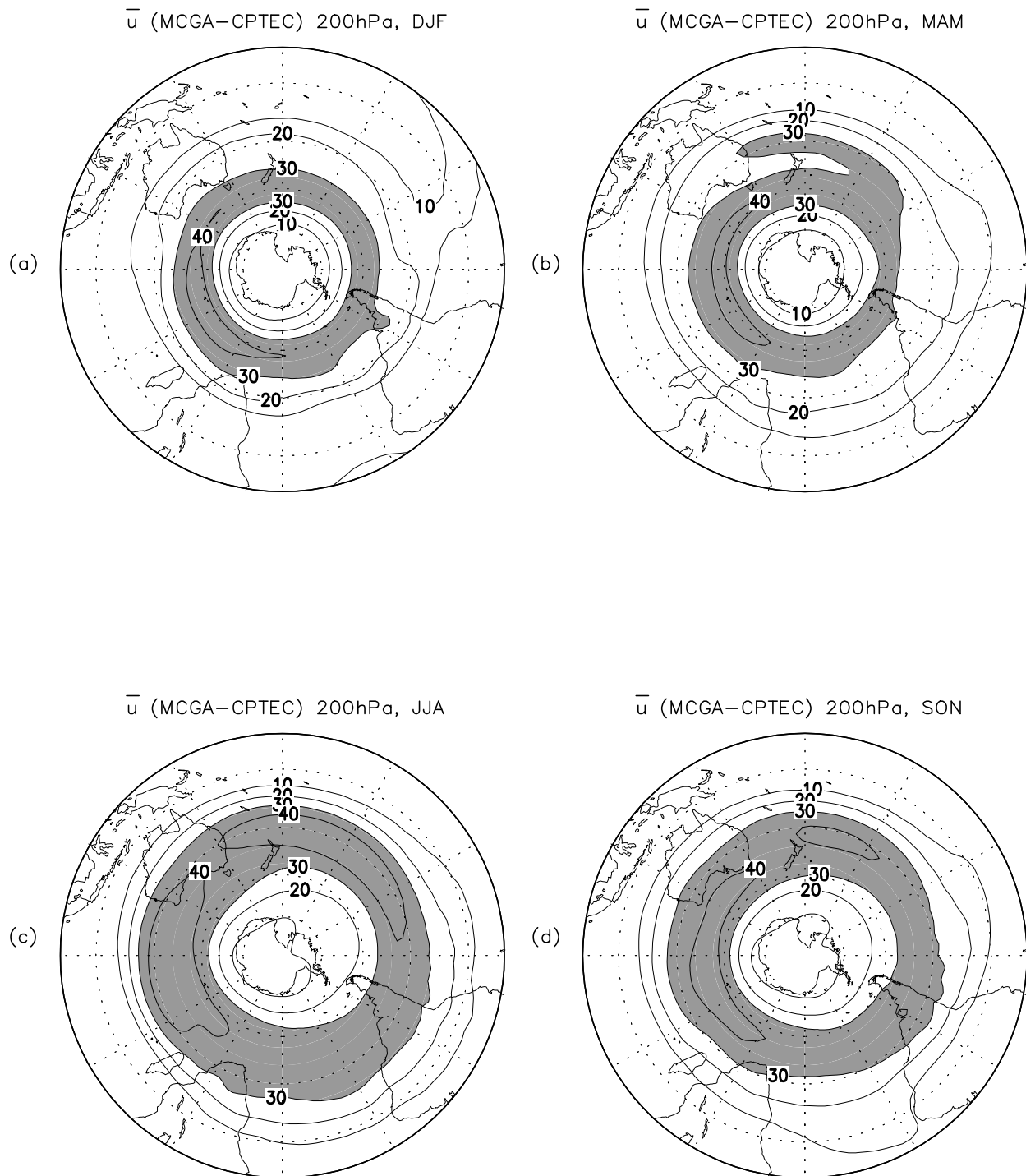


Fig. 4.1 – Vento médio zonal, \bar{u} em 200hPa, obtido com dados gerados pelo modelo MCGA/CPTEC. Os valores são médios para as estações de DJF(a), MAM(b), JJA(c) e SON(d). O jato está identificado pela área hachurada, definida para magnitudes acima de 30 ms^{-1} . O intervalo entre os contornos é de 10 ms^{-1} . O núcleo do jato em JJA indica valores acima de 40 ms^{-1} .

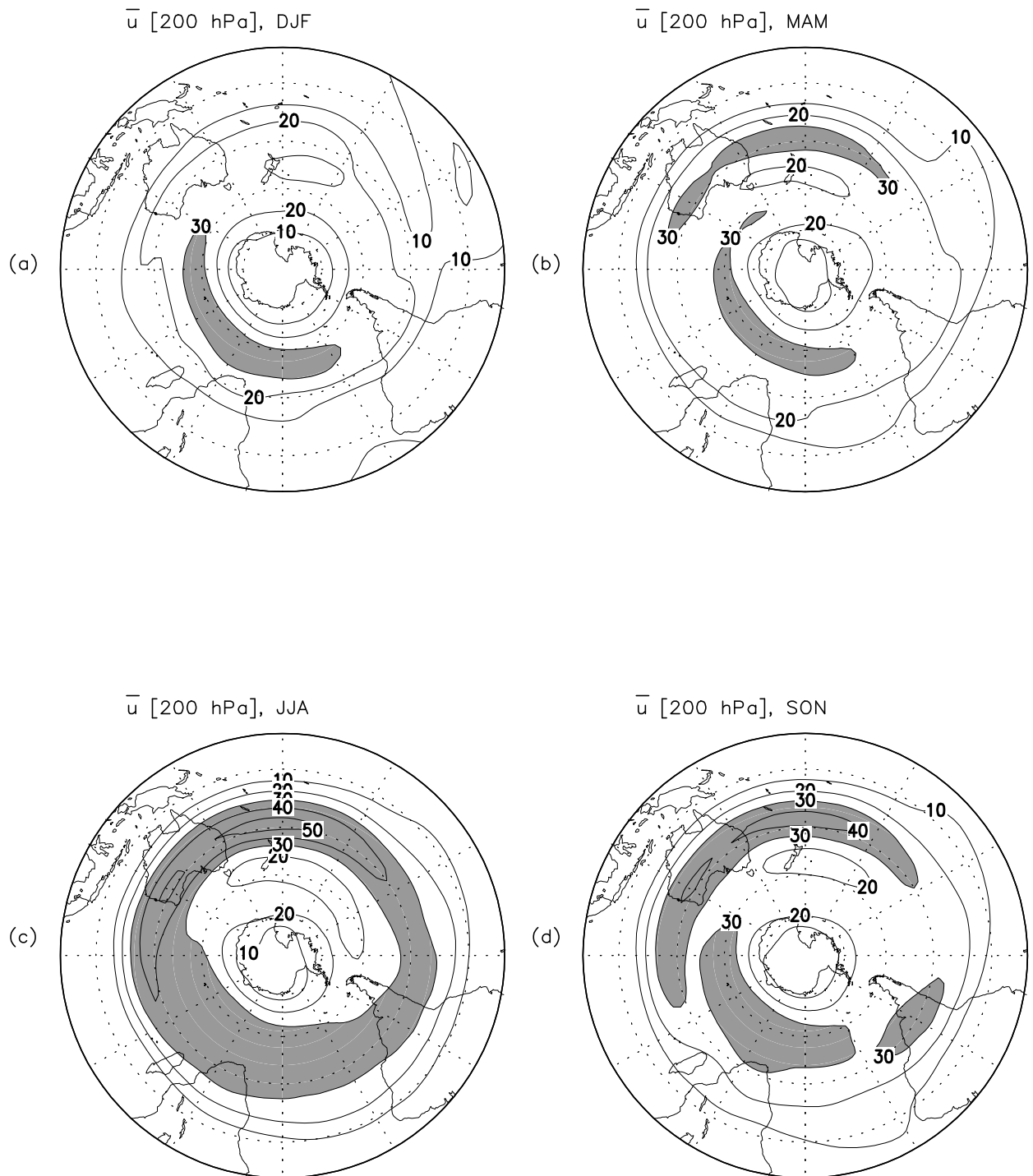


Fig. 4.2 – Vento médio zonal, \bar{u} em 200hPa, obtido com dados observados para o período de 1987-1996. Os valores são médios para as estações de DJF(a), MAM(b), JJA(c) e SON(d). Os jatos estão identificados pela área hachurada, definida para magnitudes acima de 30 ms^{-1} . O intervalo entre os contornos é de 10 ms^{-1} . O núcleo do jato subtropical, neste nível, em JJA indica valores acima de 50 ms^{-1} .

Outra característica do escoamento zonal, que é observada em ambos os níveis de 300 e 200 hPa, mas quase ignorada pelo modelo, é a zona de ventos fracos na região da Nova Zelândia. A Figura 4.1b mostra o modelo, aparentemente, tenta reproduzir esta característica para o outono. Tomando-se os valores máximos dos jatos (desconsiderando-se a localização) para ambos os casos do modelo e da observação, nota-se que \bar{u} (modelo) chega a ser 33,33% maior que o observado, exceto para o inverno, como mencionado anteriormente.

Uma comparação preliminar entre os mapas de distribuição de $DP(\psi')$ e v_e mostrou que o primeiro é menos eficaz que o segundo em mostrar as características da distribuição espacial dos STs. Assim, nesta seção, a função envelope será usada para se analisar a distribuição espacial dos STs produzida pelo modelo e pelas observações. Pode-se observar, através das Figuras 4.3 e 4.4 que os STs (tomando-se $v_e \geq 16 \text{ ms}^{-1}$) produzidos pelo modelo permanecem bastante confinados em latitudes médias durante as 4 estações. Esta forte simetria zonal, produzida pelo modelo pode ser uma das causas da falsa localização do ST subtropical à oeste da América do Sul (ver Figura 4.3c). Outro aspecto importante sobre os resultados para o modelo é quanto a magnitude de v_e nos STs. Ambos os resultados do modelo e das observações concordam em que v_e alcança seu máximo valor sazonal no ST subtropical, independentemente da localização real. Neste caso, nota-se que v_e (modelo) chega a ser aproximadamente 22,22% maior que o valor observado. Esta diferença cai para 13% no restante da região dos STs. Associando-se ambos os resultados, para modelo e observação, sobre a distribuição espacial de \bar{u} e v_e , sugere-se que o modelo concentra as maiores velocidades do escoamento em médias latitudes porque ignora a bifurcação do guia de ondas à leste da Austrália, nos subtropicais. Rao et al. (2001) mostraram, através de dados observacionais, que esta característica da atmosfera persiste durante as 4 estações. Assim, devido o modelo produzir um escoamento intenso e concentrado em médias latitudes, segue-se que o gradiente de temperatura horizontal, em baixos níveis, também deve se intensificar, implicando no aumento da baroclinicidade, em concordância com a relação *dovento térmico*. Logo, para o modelo, a região de latitudes médias deve se comportar como um único guia de ondas baroclínicas. Isto explica, em parte, o fato do modelo reproduzir v_e (modelo) $>$ v_e (observado), como mostrado nestas Figuras.

As Figuras 4.5-4.6, mostram a marcha temporal, mês-a-mês, de ambos v_e e \bar{u} , para os casos do modelo e das observações, respectivamente. Comparando-se as secções longitude-tempo de ambas as Figuras, pode-se notar que o modelo consegue intensificar v_e em concordância com a aceleração do escoamento zonal, \bar{u} , conforme indicam as observações. Por outro lado, os resultados das secções latitude-tempo (que consideram somente a região entre 120°E-120°W) mostram que há uma relativa discordância entre o modelo e as observações. Como notado nas Figuras 4.3 e 4.1, o modelo restringe os máximos de \bar{u} e v_e em médias latitudes. Assim, como mencionado anteriormente, o ciclo de vida e a propagação das ondas baroclínicas ficam concentrados em média latitude.

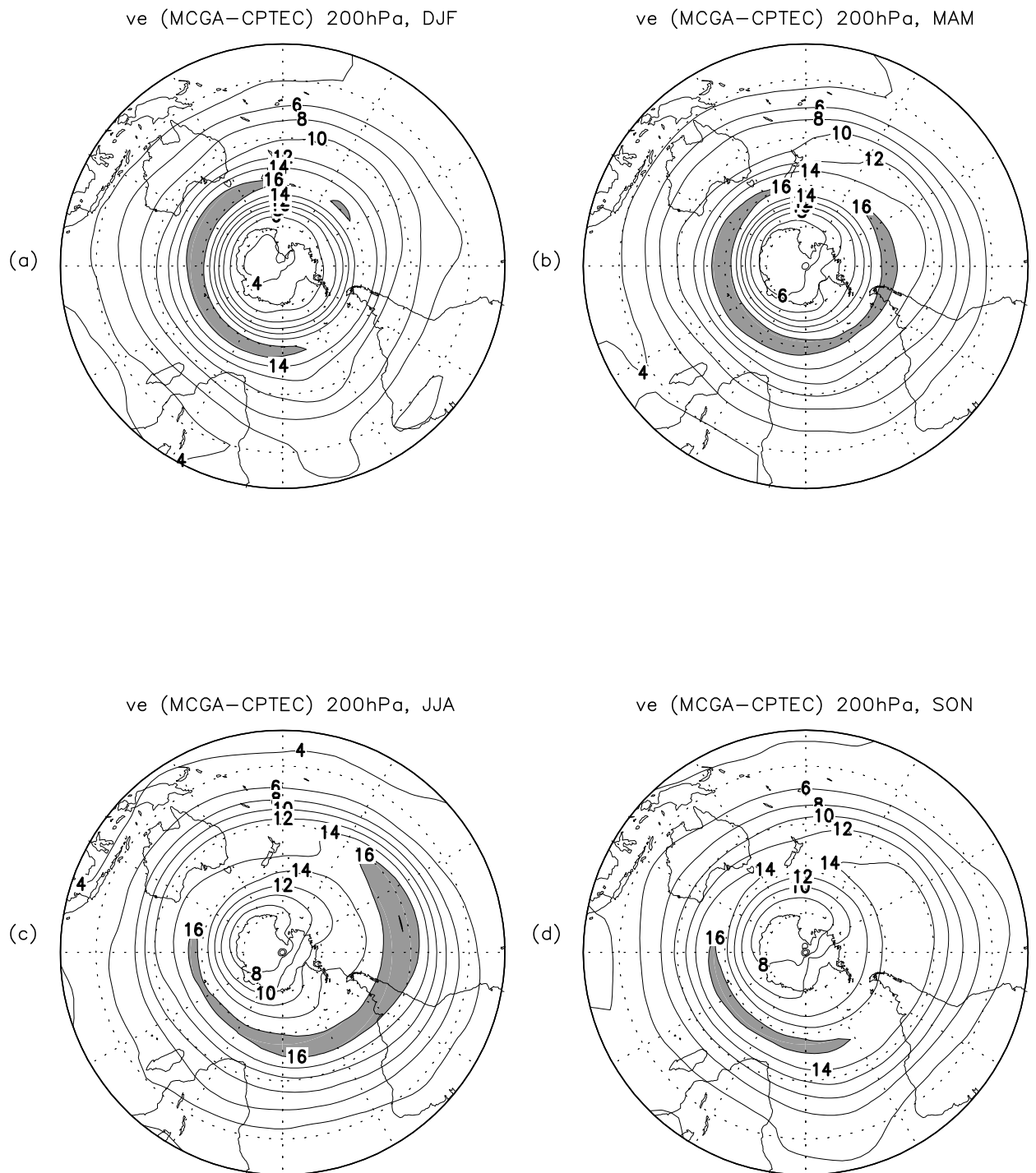


Fig. 4.3 – Função Envelope (v_e) em 200 hPa, obtido com dados gerados pelo MCGA-CPTEC/COLA para o período de 1987-1996, para o HS, durante as estações de DJF(a), MAM(b), JJA(c) e SON(d). O intervalo entre os contornos é de 2 ms^{-1} , iniciando em 4 ms^{-1} . A área hachurada identifica os STs para contornos acima de 16 ms^{-1} .

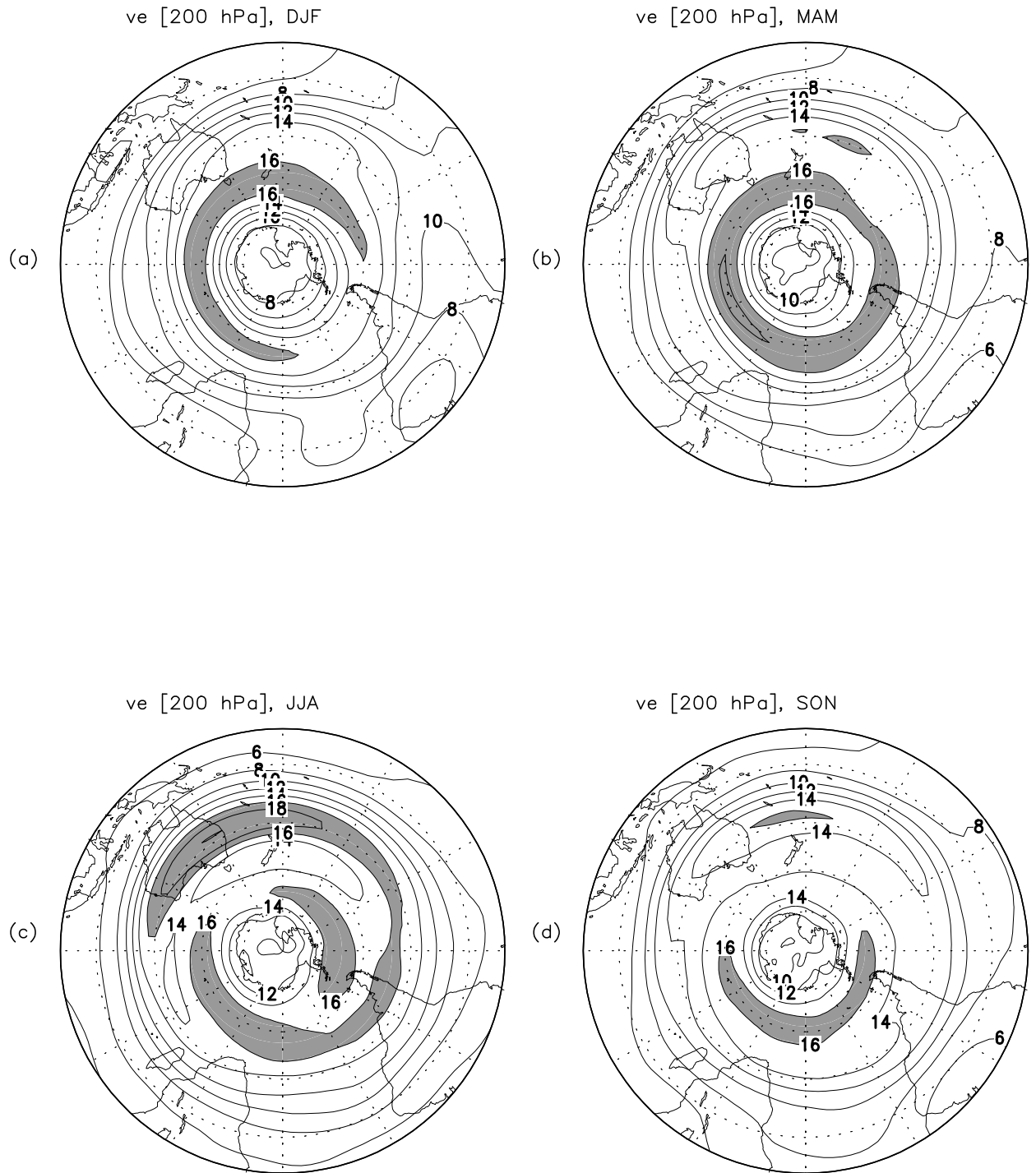


Fig. 4.4 – Função Envelope (v_e) em 200 hPa, obtido com dados de reanálises do NCEP/NCAR para o período de 1987-1996, para o HS, durante as estações de DJF(a), MAM(b), JJA(c) e SON(d). O intervalo entre os contornos é de 2 ms^{-1} , iniciando em 4 ms^{-1} . A área hachurada identifica os STs para contornos acima de 16 ms^{-1} .

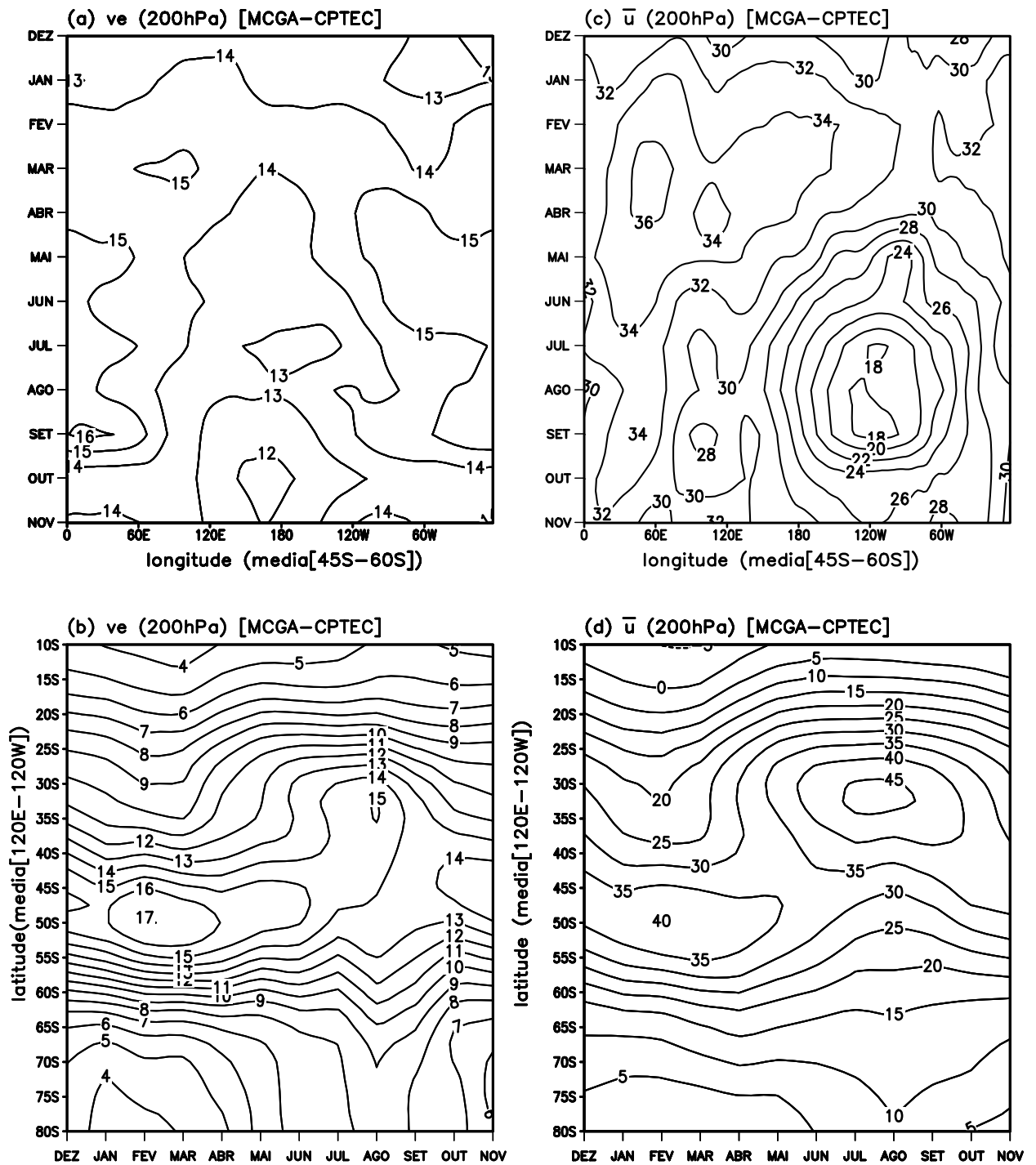


Fig. 4.5 – Evolução mês-a-mês e média meridional, com dados gerados pelo MCGA-CPTEC/COLA, entre 45°S-60°S, de: a) v_e (200hPa) e c) \bar{u} (200hPa); Evolução mês-a-mês e média zonal entre 120°E-120°W, de: b) v_e (200hPa) e d) \bar{u} (200hPa).

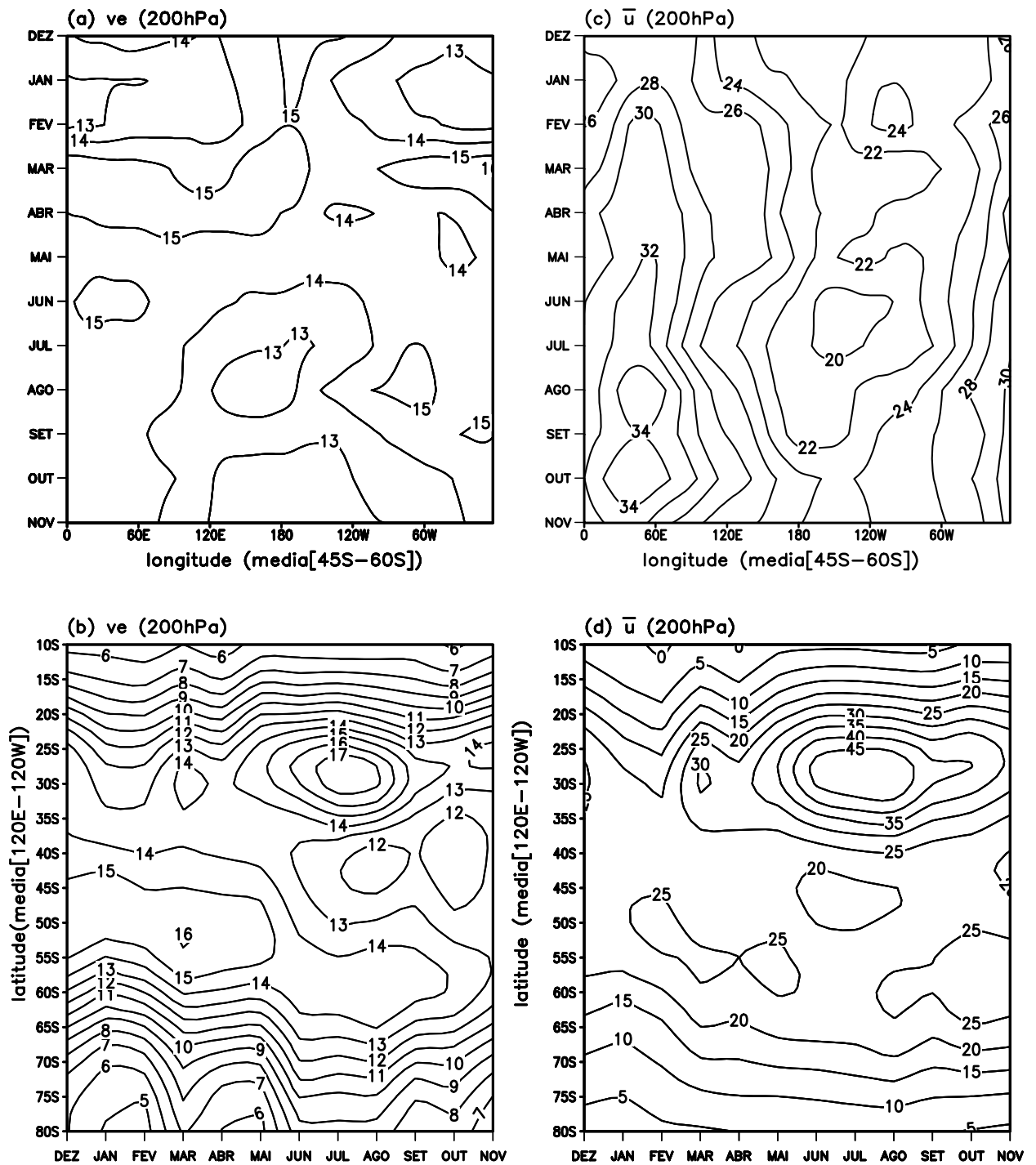


Fig. 4.6 – Evolução mês-a-mês e média meridional, com dados gerados pelas reanálises do NCEP/NCAR, entre 45°S-60°S, de: a) v_e (200hPa) e c) \bar{u} (200hPa); Evolução mês-a-mês e média zonal entre 120°E-120°W, de: b) v_e (200hPa) e d) \bar{u} (200hPa).

Conseqüentemente, como pode ser observado pelas Figuras 4.5(b-d)-4.6(b-d), o modelo não consegue reproduzir a propagação, para o pólo, de ambos jato e ST de latitudes médias, que ocorre entre o verão e o inverno como mostram as observações. Além disso, sugere-se que esta característica predominantemente zonal imposta pelo modelo, ao escoamento, pode ser responsável pela fraca definição do ST subtropical, durante o inverno.

As propriedades características das ondas são apresentadas pelas Figuras 4.7-4.22. Os resultados sobre o número de ondas, K_x , e o comprimento de ondas, λ_x , obtidos com os dados do modelo são bastante consistentes com as observações. Nota-se que no caso do modelo, os STs são caracterizados por $5 > K_x > 6$ e $4500\text{km} > \lambda_x > 5000\text{km}$, em médias latitudes; e $5 > K_x > 7$ e $4500\text{km} > \lambda_x > 6000\text{km}$, no ST subtropical. As Figuras 4.11-4.12, mostram a distribuição dos períodos, T (dias), característicos dos distúrbios atmosféricos no HS. Os resultados com dados do modelo, mostram que o mesmo considera toda a região de latitudes médias dominada por oscilações de alta frequência, ou períodos menores que 3 dias. Contudo as observações mostram que isto é verdadeiro somente na região do ST de médias latitudes, enquanto a região do ST subtropical é caracterizada por períodos entre 3-5 dias. Este pode ser um dos motivos que levam a alta simetria dos STs¹ encontrada nestes resultados.

As Figuras 4.13-4.16, mostram que o modelo reproduz o aumento das velocidades de grupo e de fase das ondas, nas regiões onde o escoamento zonal se intensifica, como encontrado nas observações (também notado por Chang, 1999)-desconsiderando a localização errônea do jato subtropical. Conforme mencionado na subseção 3.1.2, quando em um determinado local encontra-se $Cg_x > Cp_x$, isto mostra que a energia do grupo de ondas propaga-se mais rápido que as componentes individuais do grupo, evidenciando que novos distúrbios devem se desenvolver corrente abaixo da perturbação original. Logo, assim como nas observações, a velocidade de grupo zonal do modelo mostra que os distúrbios, nos STs, tendem a se propagar predominantemente para leste, além de indicar a propagação dos distúrbios corrente abaixo.

As Figuras 4.17-4.18, mostram a distribuição da propagação meridional da energia do grupo de ondas, baseada nos dados do modelo e nas observações, respectivamente. Pode-se notar que no caso do modelo, há uma intensificação da propagação de energia das ondas para norte coincidindo com a posição média dos STs subtropical e de latitudes médias. A divergência de energia sobre ao lado polar do ST de latitudes médias, notada nas observações, é também reproduzida com os dados do modelo. Um aspecto interessante, notado nestes resultados, é o deslocamento do máximo de Cg_y (modelo), do sudoeste para o sudeste da Austrália.

¹Lembrar que a existência dos STs está condicionada à propagação de uma grande quantidade de distúrbios em uma dada região.

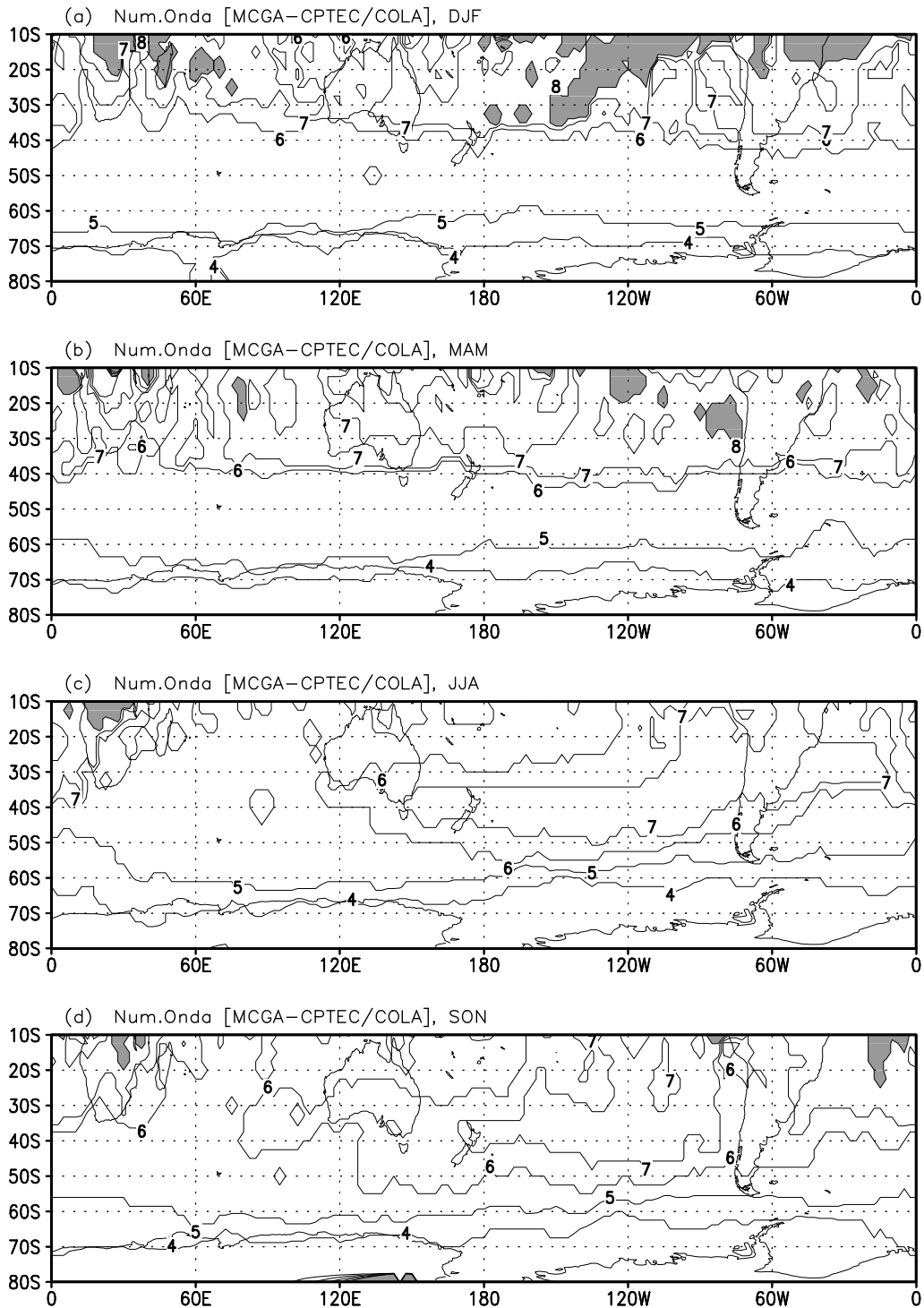


Fig. 4.7 – Número de onda, baseado nos campos de correlação de v' (derivados pelos dados do MCGA-CPTEC/COLA), calculado para o HS, durante as estações de DJF(a), MAM(b), JJA(c) e SON(d). A área hachurada em regiões caracterizadas por números de onda acima de 8.

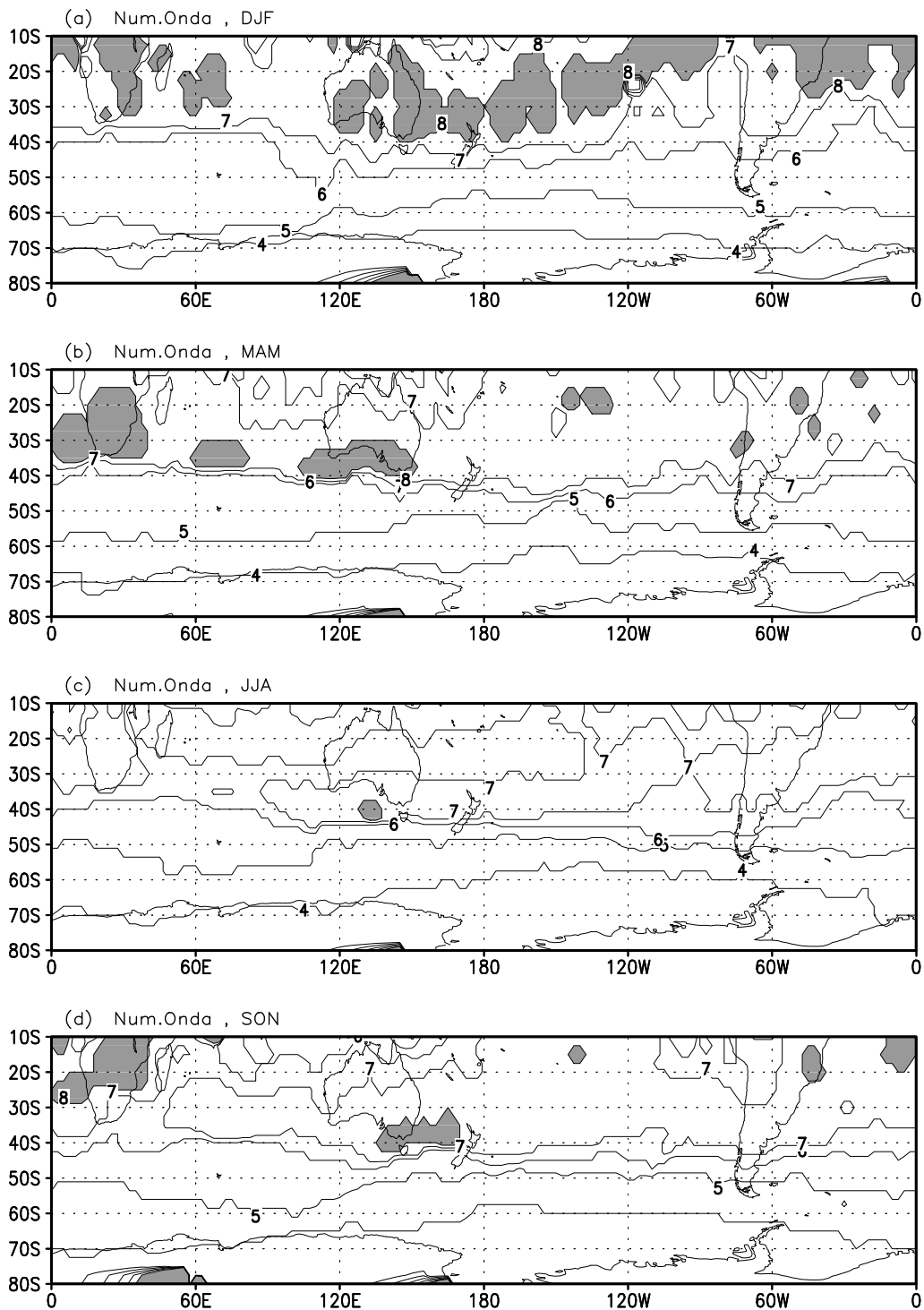


Fig. 4.8 – Número de onda, baseado nos campos de correlação de v' (derivados das reanálises do NCEP/NCAR), calculado para o HS, durante as estações de DJF(a), MAM(b), JJA(c) e SON(d). A área hachurada em regiões caracterizadas por números de onda acima de 8.

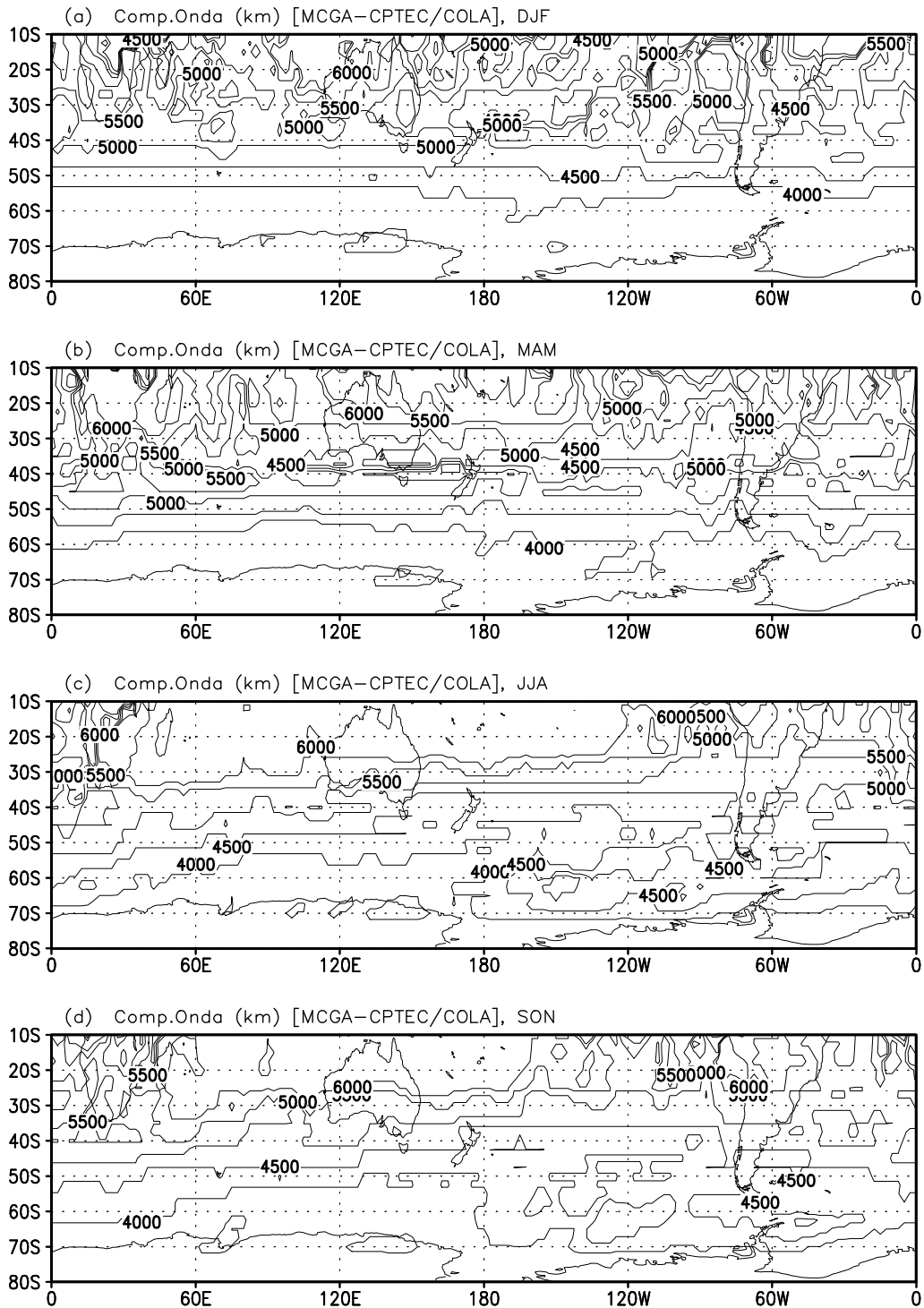


Fig. 4.9 – Comprimento de onda, λ_x (km), baseado nos campos de correlação de v' (derivados pelos dados do MCGA-CPTEC/COLA), durante as estações de DJF(a), MAM(b), JJA(c) e SON(d). Contornos desenhados a partir de 4000km, em intervalos de 1000km.

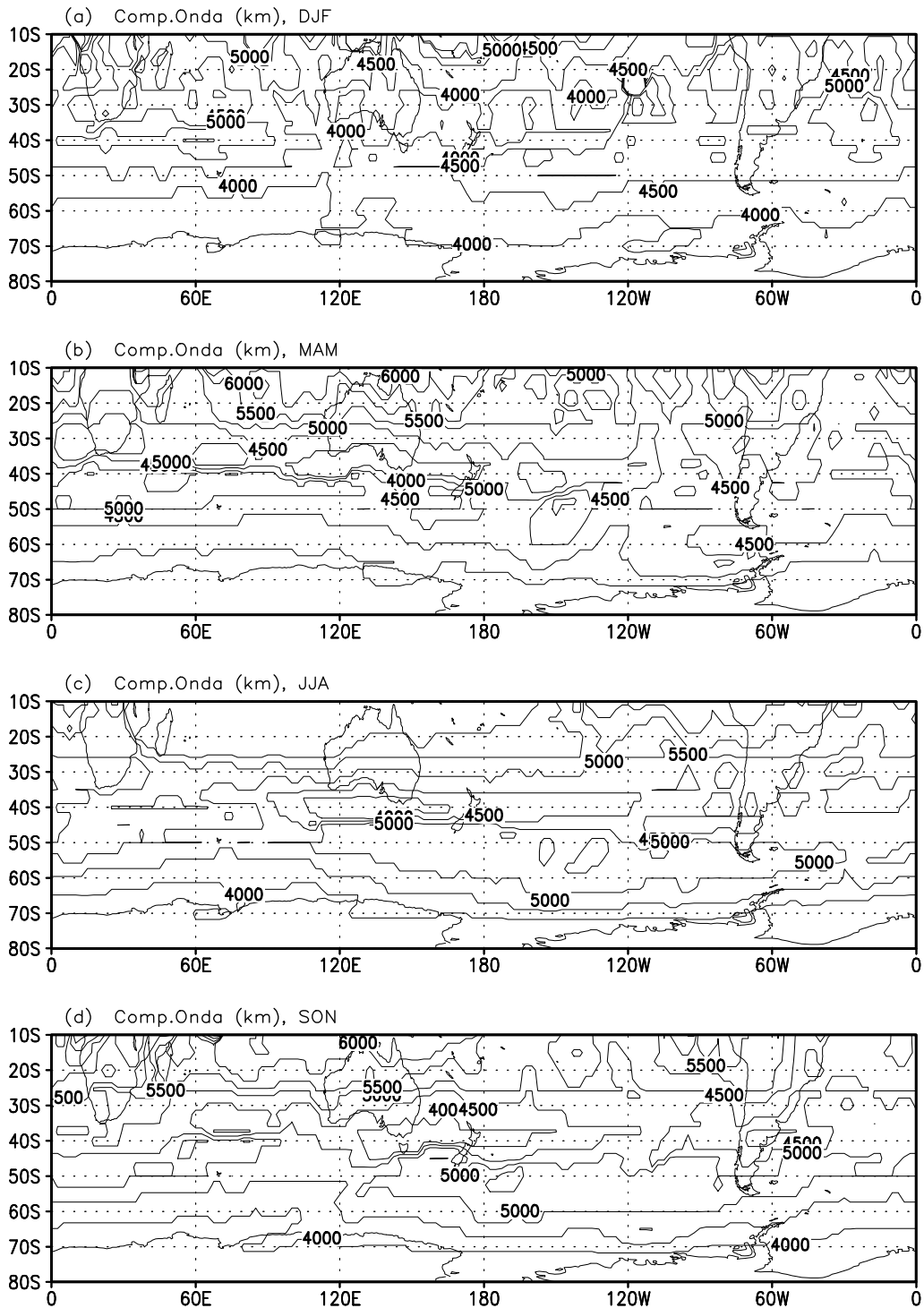


Fig. 4.10 – Comprimento de onda, λ_x (km), baseado nos campos de correlação de v' (derivados das reanálises do NCEP/NCAR), durante as estações de DJF(a), MAM(b), JJA(c) e SON(d). Contornos desenhados a partir de 4000km, em intervalos de 1000km.

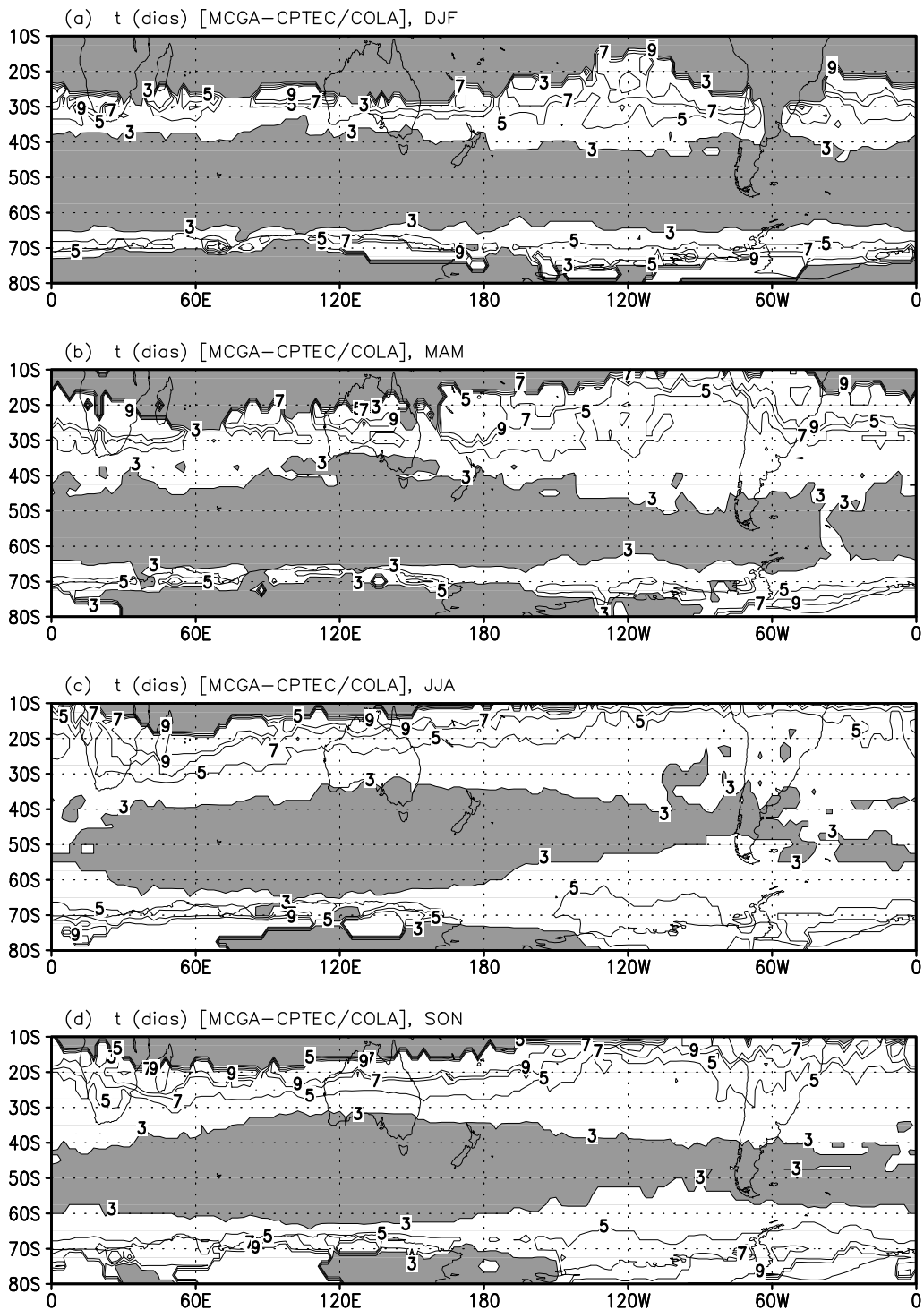


Fig. 4.11 – Período, T (dias), baseado nos campos de correlação de v' (derivados pelos dados do MCGA-CPTEC/COLA), calculado para o HS, durante as estações de DJF(a), MAM(b), JJA(c) e SON(d). A área hachurada indica regiões caracterizadas por períodos menores, ou iguais a 3 dias.

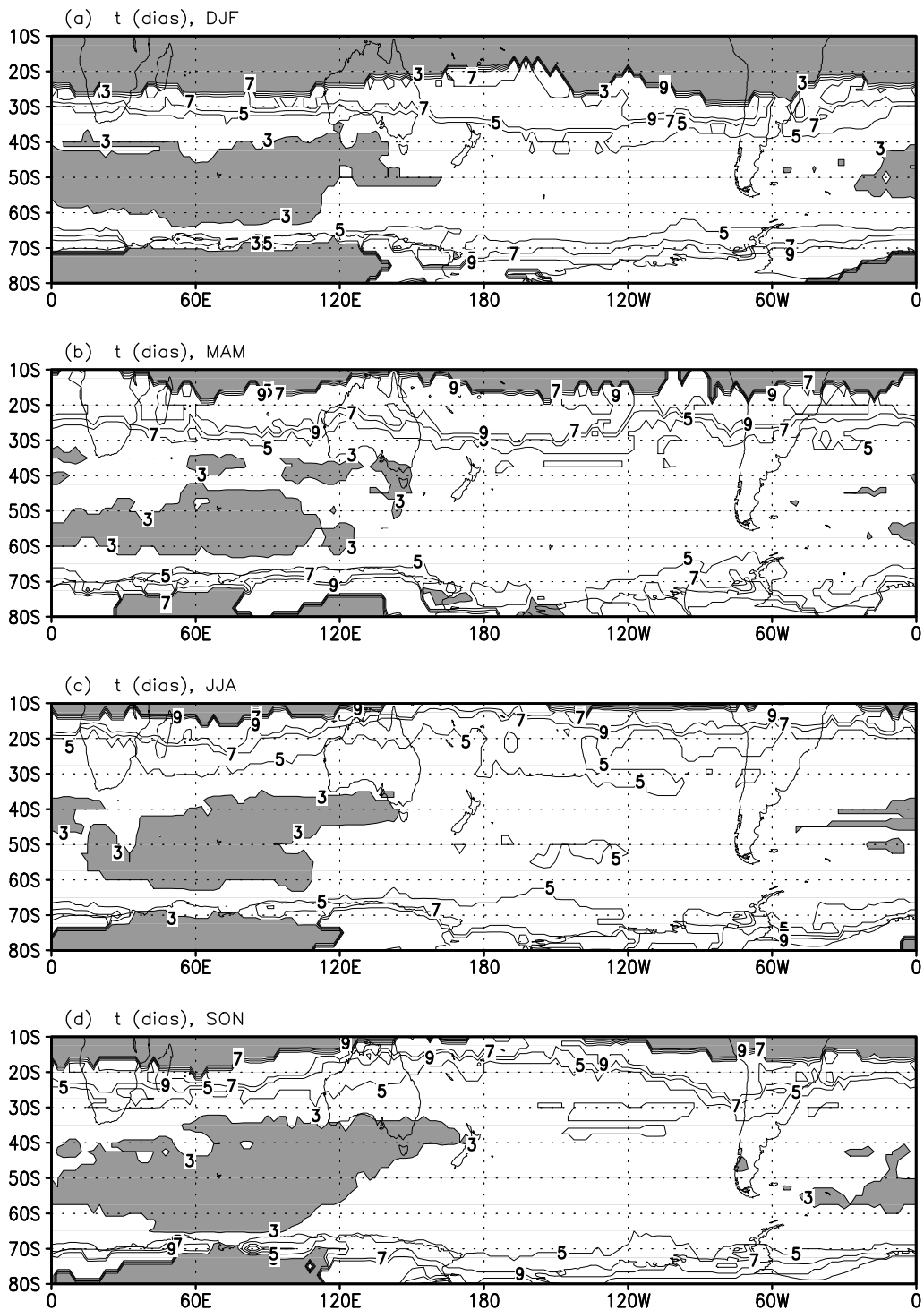


Fig. 4.12 – Período, T (dias), baseado nos campos de correlação $de v'$ (derivados das reanálises do NCEP/NCAR), calculado para o HS, durante as estações de DJF(a), MAM(b), JJA(c) e SON(d). A área hachurada indica regiões caracterizadas por períodos menores, ou iguais a 3 dias.

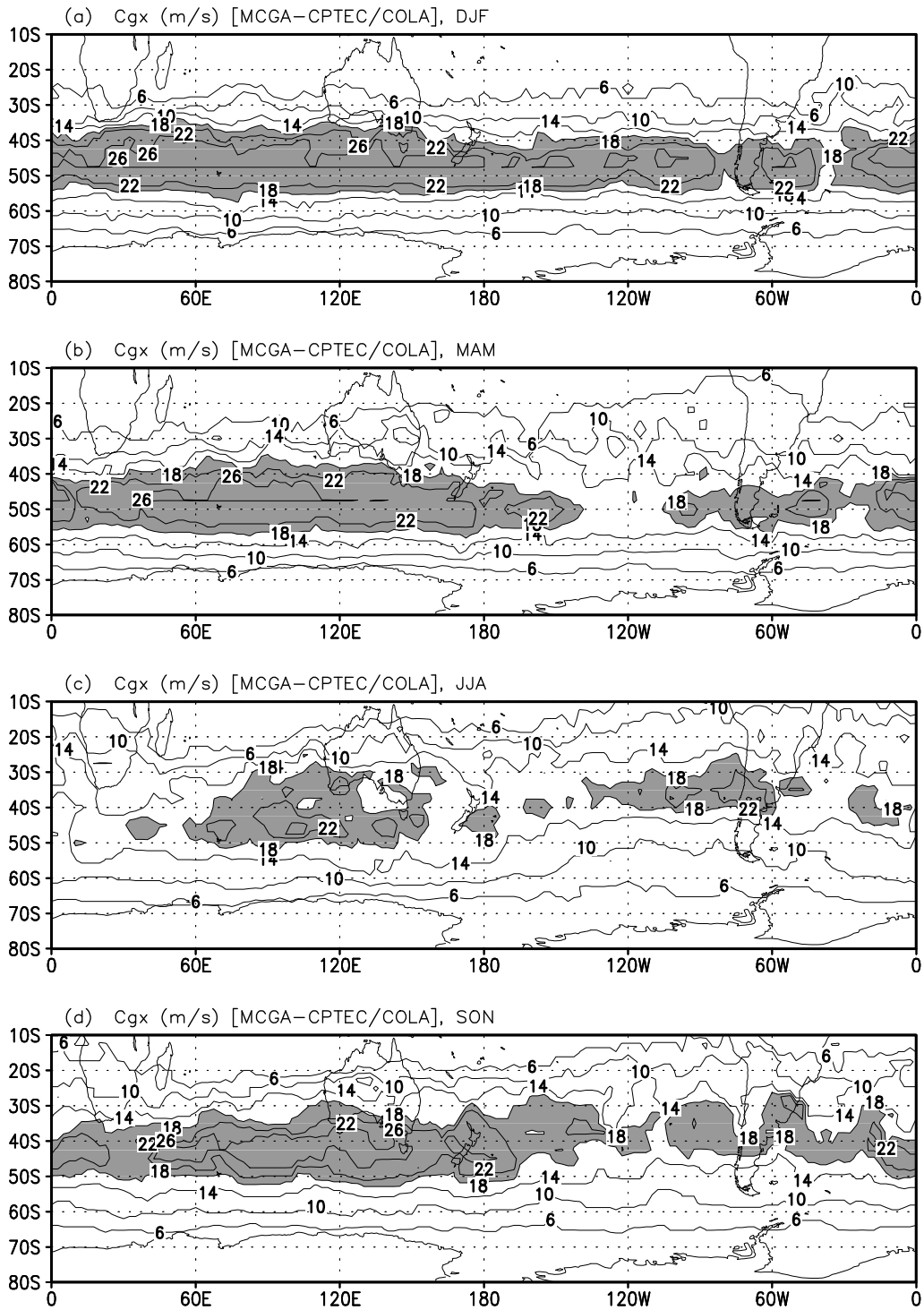


Fig. 4.13 – Velocidade de grupo zonal, C_{gx} , obtidos pelos dados do MCGA-CPTEC/COLA, durante as estações de DJF(a), MAM(b), JJA(c) e SON(d). A área hachurada identifica velocidades acima de 18 ms^{-1} .

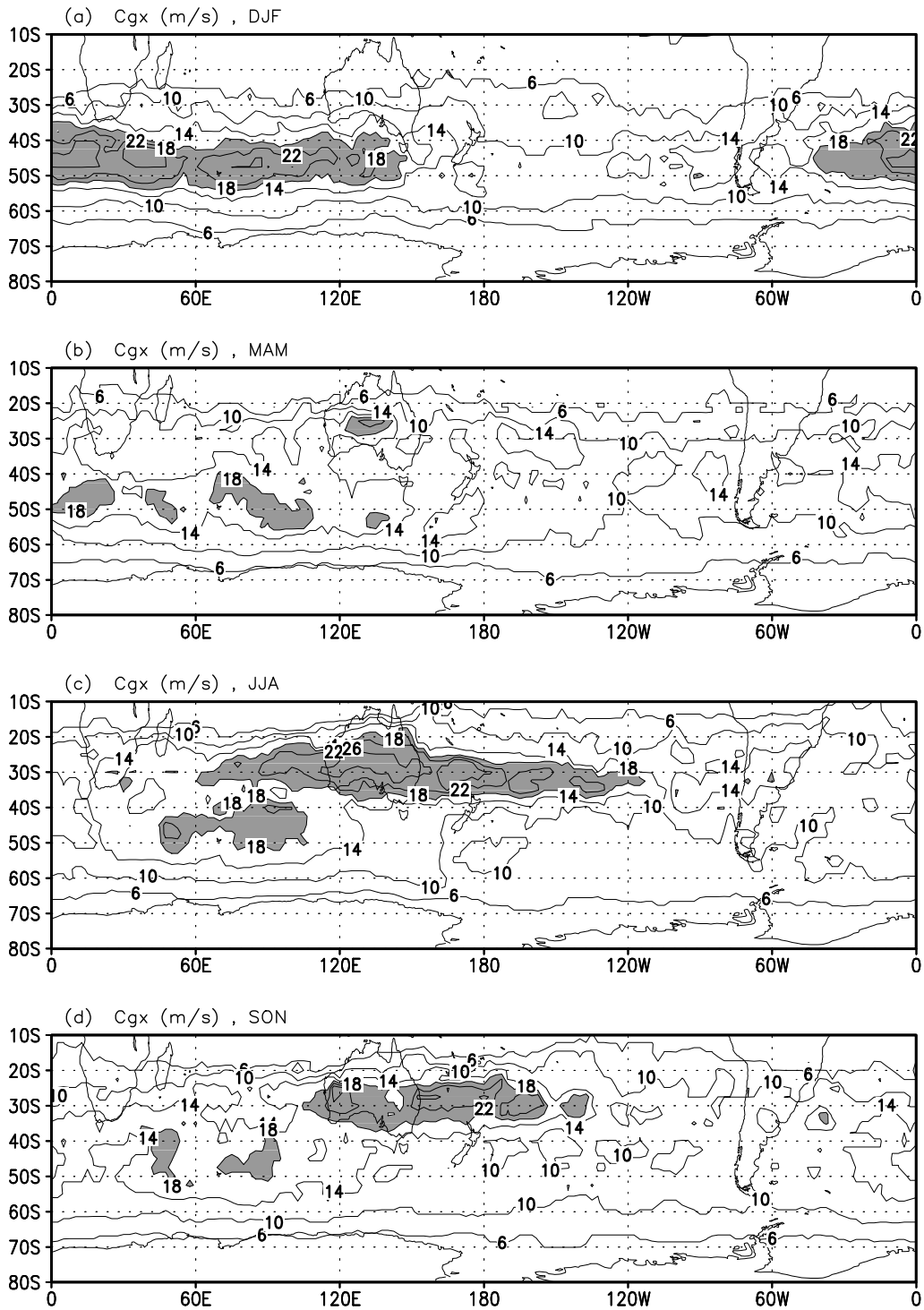


Fig. 4.14 – Velocidade de grupo zonal, C_{gx} , baseada nos campos de correlação da função envelope, v_e obtida pelas reanálises NCEP/NCAR, durante as estações de DJF(a), MAM(b), JJA(c) e SON(d). A área hachurada identifica velocidades acima de 18 ms^{-1} .

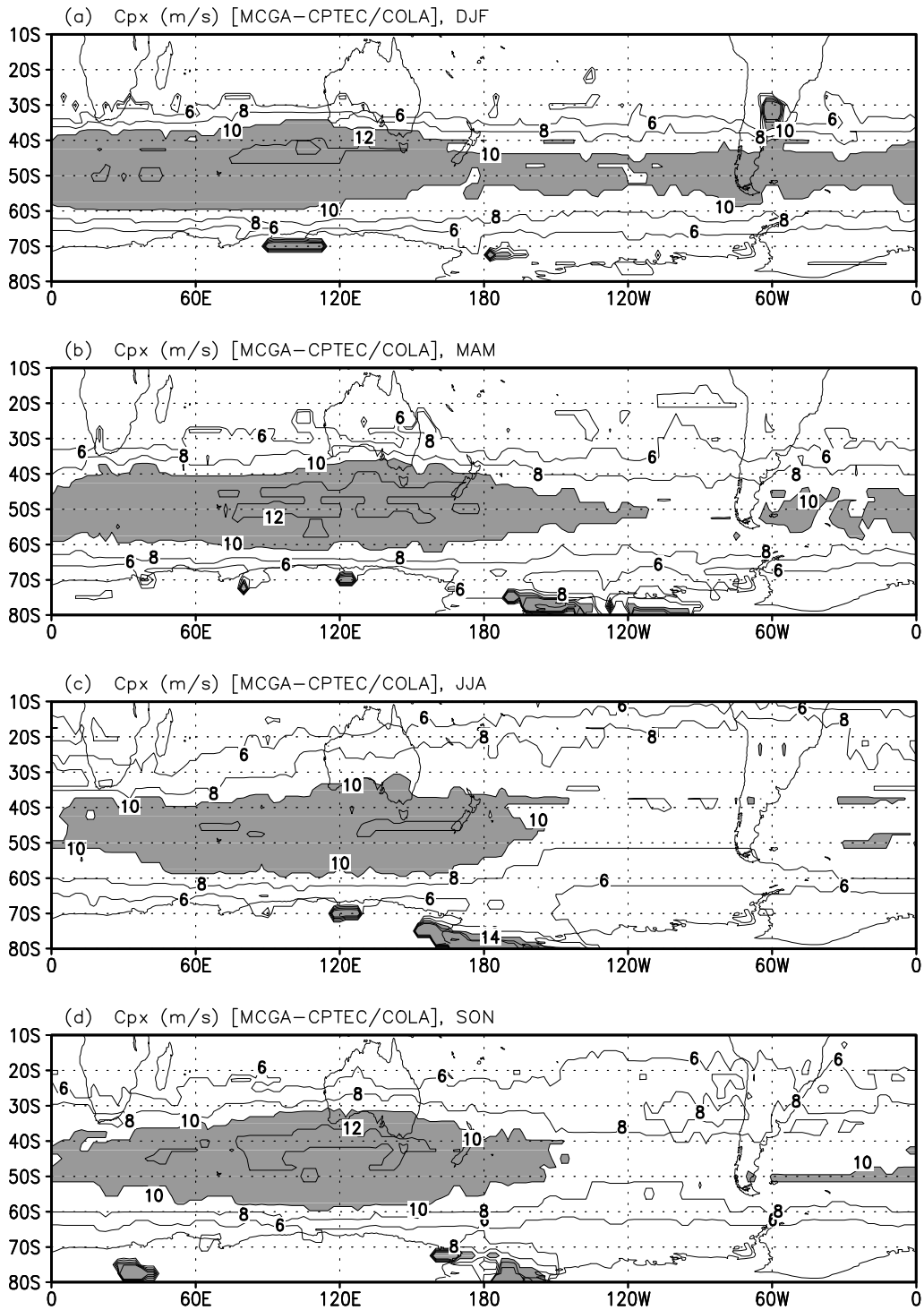


Fig. 4.15 – Velocidade de fase zonal, C_{px} , baseada nos campos de correlação de v' (derivados pelos dados do MCGA-CPTEC/COLA), durante as estações de DJF(a), MAM(b), JJA(c) e SON(d). A área hachurada identifica velocidades acima de 10 ms^{-1} .

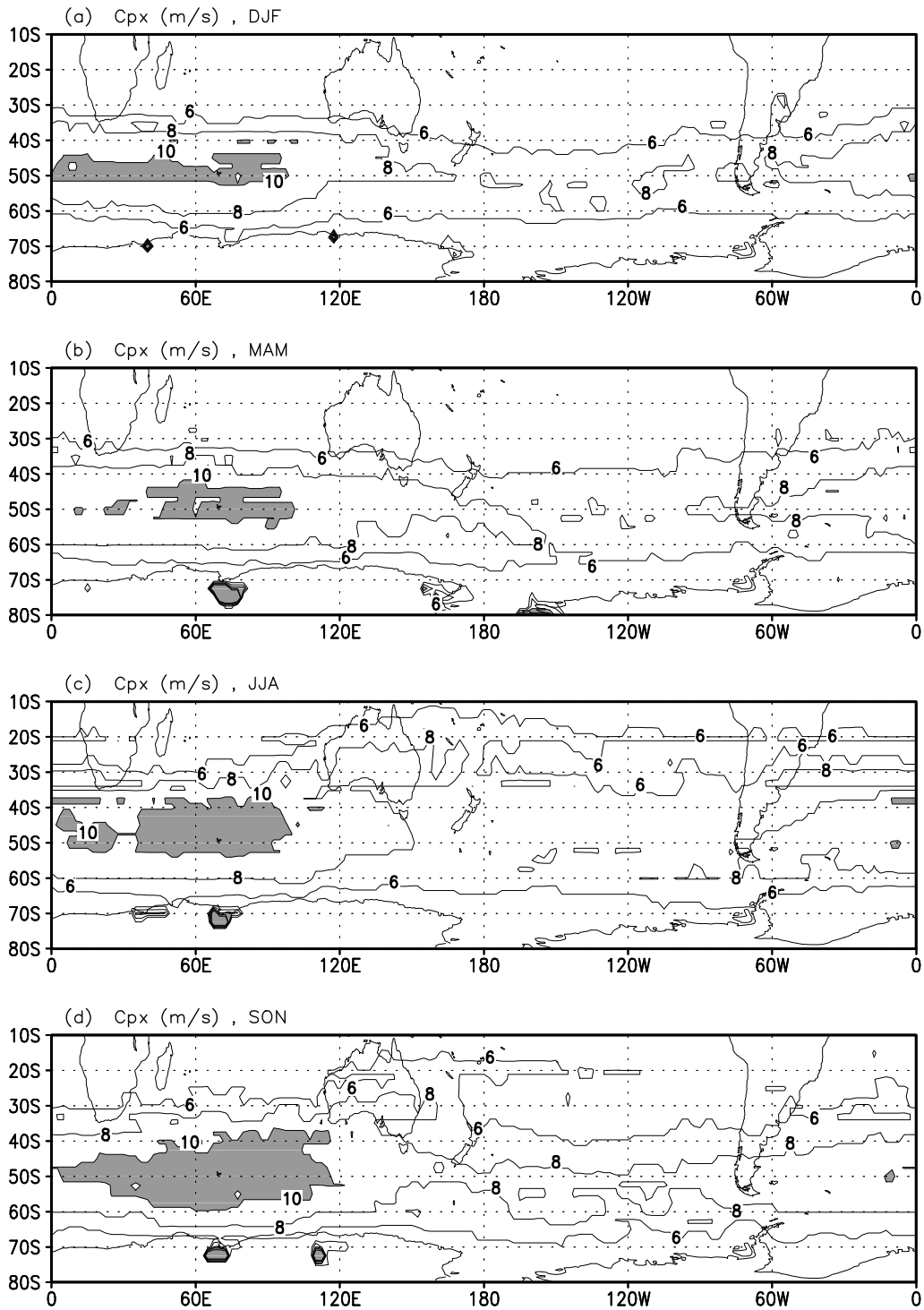


Fig. 4.16 – Velocidade de fase zonal, C_{p_x} , baseada nos campos de correlação de v' (derivados das reanálises do NCEP/NCAR), durante as estações de DJF(a), MAM(b), JJA(c) e SON(d). A área hachurada identifica velocidades acima de 10 ms^{-1} .

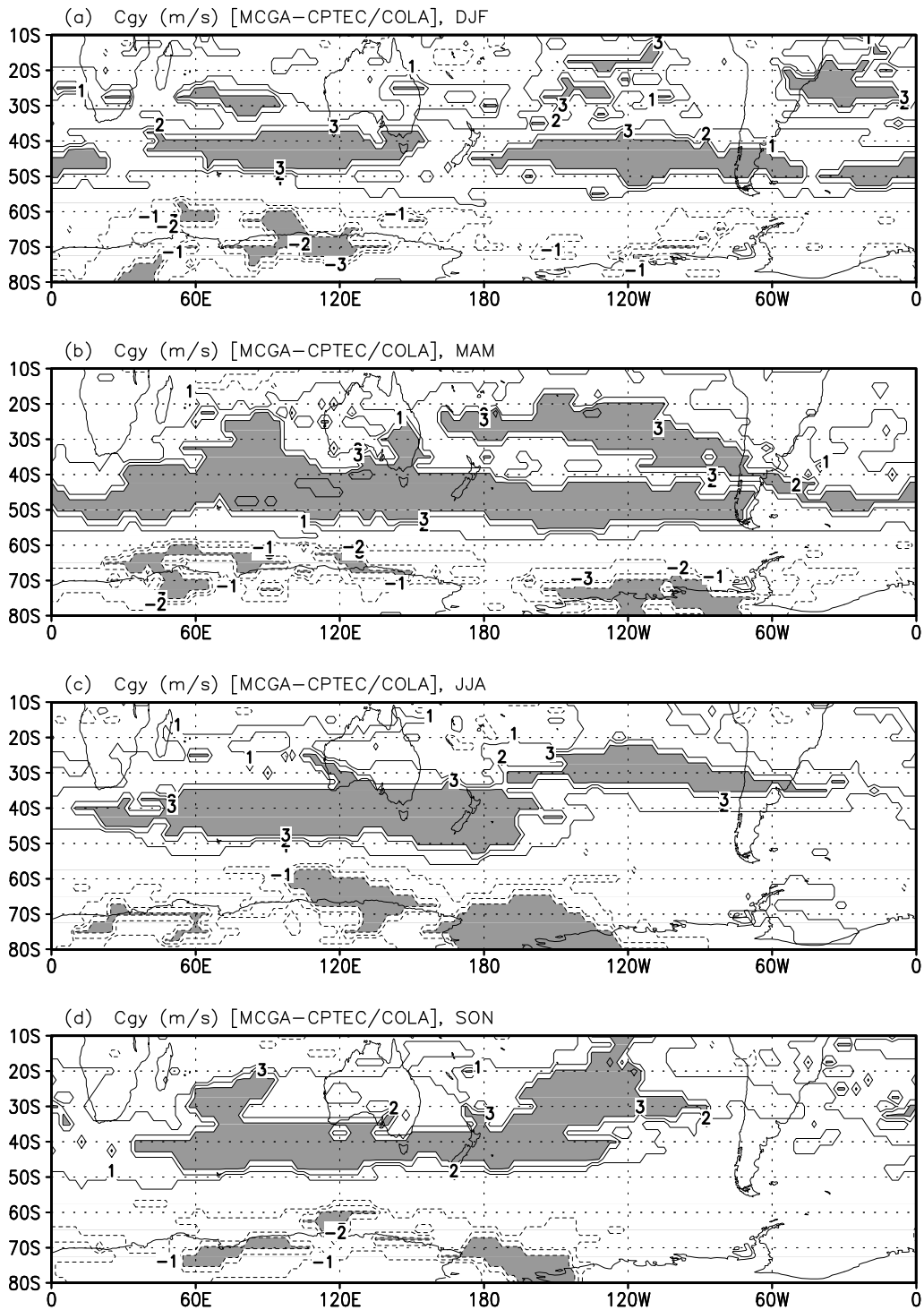


Fig. 4.17 – Velocidade de grupo meridional, C_{gy} , baseada nos campos de correlação da função envelope, v_e (derivados pelos dados do MCGA-CPTEC/COLA), durante as estações de DJF(a), MAM(b), JJA(c) e SON(d). A área hachurada identifica velocidades acima de 3 ms^{-1} .

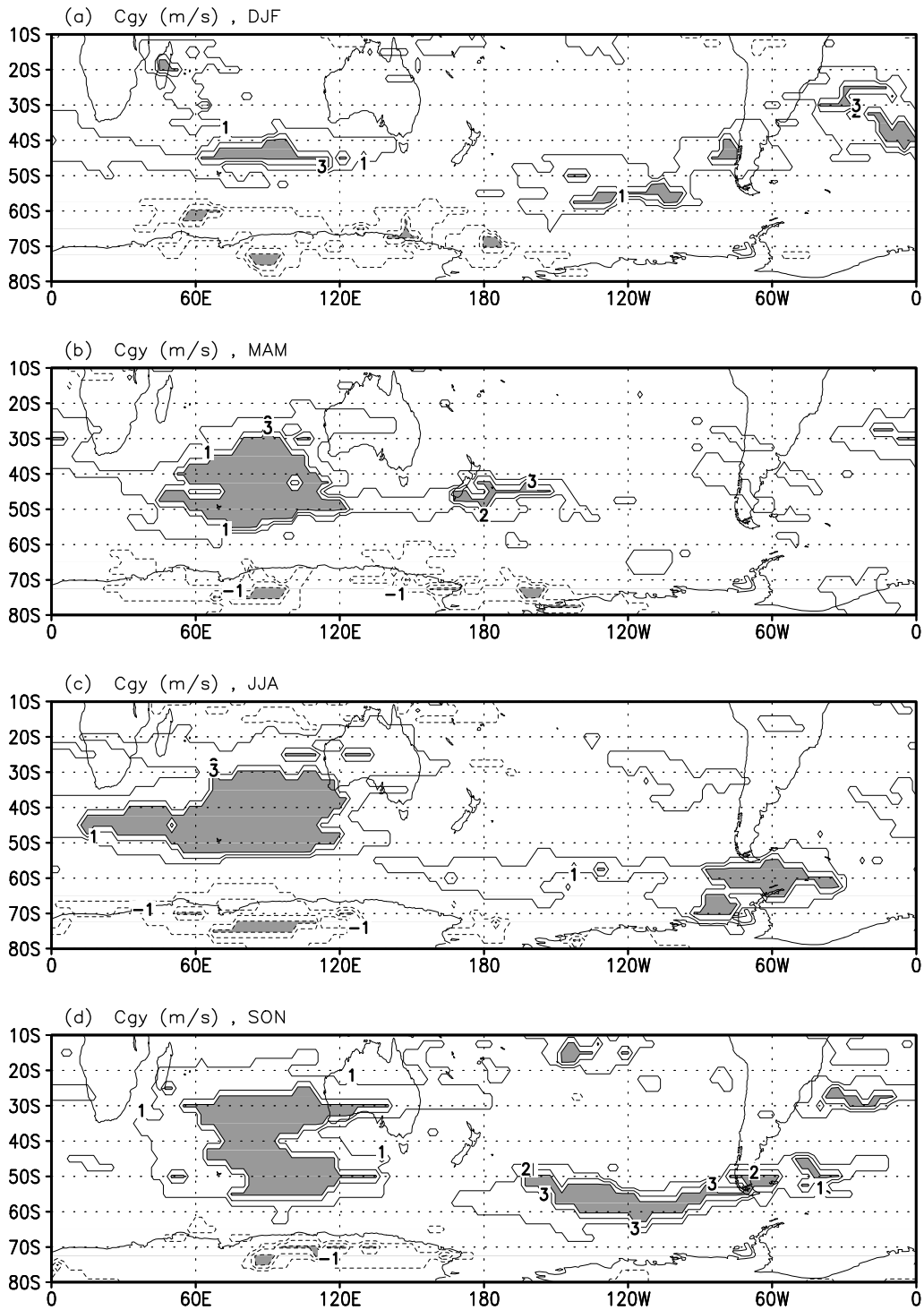


Fig. 4.18 – Velocidade de grupo meridional, C_{gy} , baseada nos campos de correlação da função envelope, ve (derivados das reanálises do NCEP/NCAR), durante as estações de DJF(a), MAM(b), JJA(c) e SON(d). A área hachurada identifica velocidades acima de 3 ms^{-1} .

As Figuras 4.19-4.20, mostram os resultados para o índice IC. Como mencionado anteriormente, o IC indica a coerência da propagação de ondas corrente abaixo. Nota-se que os resultados, baseados nos dados do modelo, são bastante concordantes com as observações, exceto pelos baixos valores de IC na região da Austrália durante o inverno. Isto pode ser atribuído a localização errônea de ambos jato e ST subtropicais, nesta estação. Outro resultado interessante, é a maximização de IC (+0,1 em relação ao observado) em latitudes médias e no Pacífico subtropical, desde o outono até o inverno. Isto pode ser decorrente da alta simetria do escoamento, produzida pelo modelo.

As Figuras 4.21-4.22, mostram os resultados sobre o índice IA. Pode-se notar que a distribuição de IA concorda com as observações, mas maximiza em +1 ao sul do Oceano Índico, e em +0,5 ao sul do Pacífico Sul. Estes resultados mostram que, apesar da discordância em relação à magnitude dos índices, o modelo é capaz de reproduzir as características de distribuição da propagação de ondas corrente abaixo da origem dos distúrbios. Assim como obtido na subseção 3.1.4, a propagação dos grupos de ondas é analisada através dos mapas de correlação unipontual defasada no tempo. Os pontos base para o cálculo dos mapas são os mesmos definidos na subseção 3.1.4.

As Figuras 4.23-4.24, mostram que na estação de verão, ambos modelo e observações concordam em que a propagação das ondas ocorre de forma bastante zonal, exceto no caso do ponto (25°S, 165°E), que nas observações indica a propagação de ondas corrente abaixo (ver na defasagem de $t(2)$ e $t(4)$).

As Figuras 4.25-4.26, mostram a propagação das ondas para o outono. No ponto (25°S, 165°E) há uma discordância entre os resultados com dados do modelo e com as observações. No caso do modelo, as ondas se propagam desde o Oceano Índico Sul até o ponto base (ver defasagem de $t=-4$ à $t=0$), desfazendo-se corrente abaixo entre $t=2$ e $t=4$. No ponto (45°S, 85°E) encontra-se uma boa concordância entre os campos derivados do modelo e das observações. Nota-se que o grupo de ondas que se propaga corrente abaixo do ponto base, chega a inclinar-se para oeste ao passar ao sul da Austrália, indicando que o modelo tenta reproduzir a bifurcação do escoamento nesta região. Os mapas de correlação para o inverno são mostrados pelas Figuras 4.27-4.28. Observando-se a primeira, nota-se que a propagação do grupo de ondas, que passa pelo ponto (25°S, 165°E), está mais bem definida entre os tempos $t=-2$ e $t=2$.

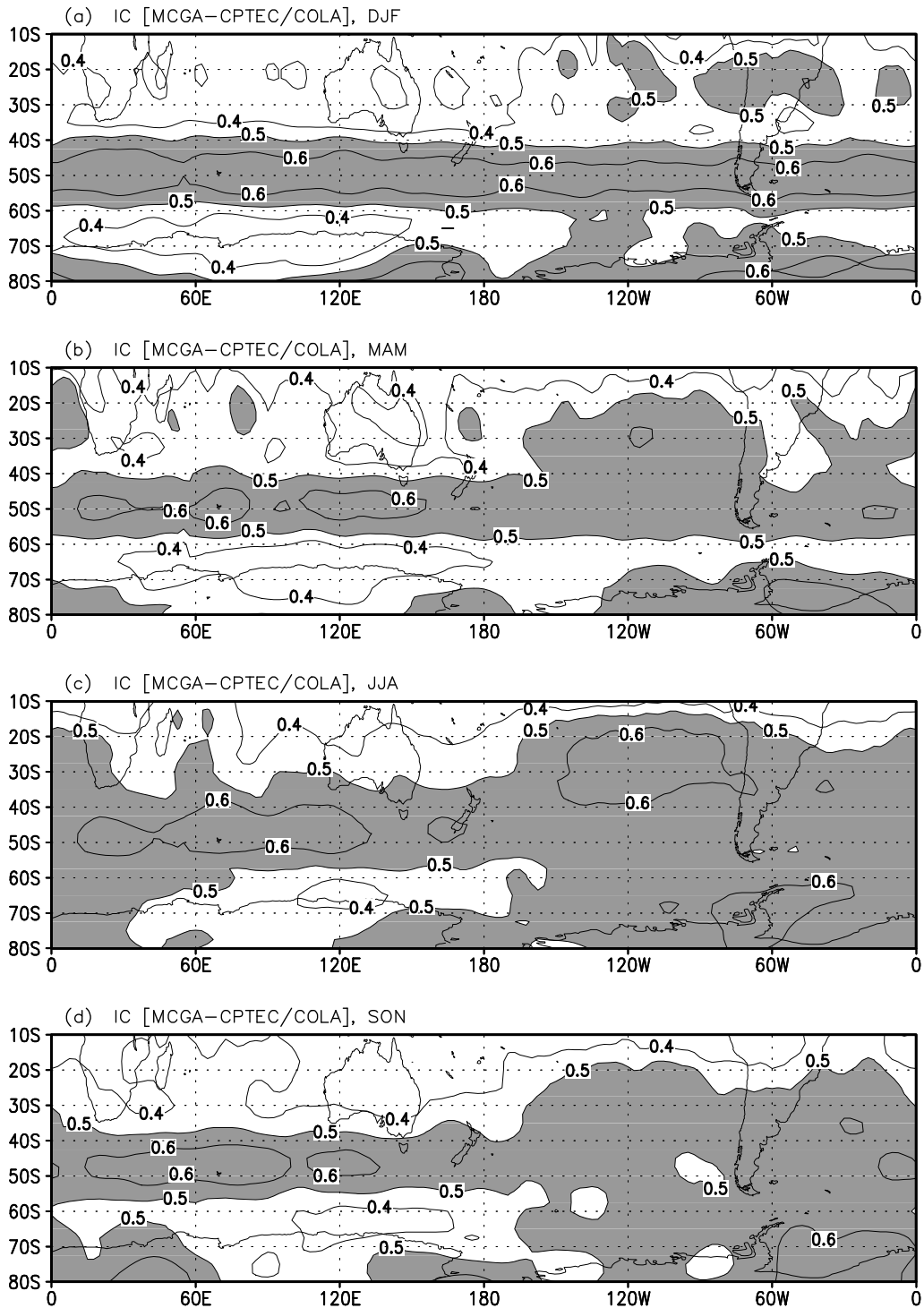


Fig. 4.19 – Índice de coerência, IC, baseado nos campos de correlação de v' (derivados pelos dados do MCGA-CPTEC/COLA), durante as estações de DJF(a), MAM(b), JJA(c) e SON(d). A área hachurada, com $IC > 0,5$, identifica as regiões de maior coerência de propagação de distúrbios (seja corrente abaixo ou corrente acima).

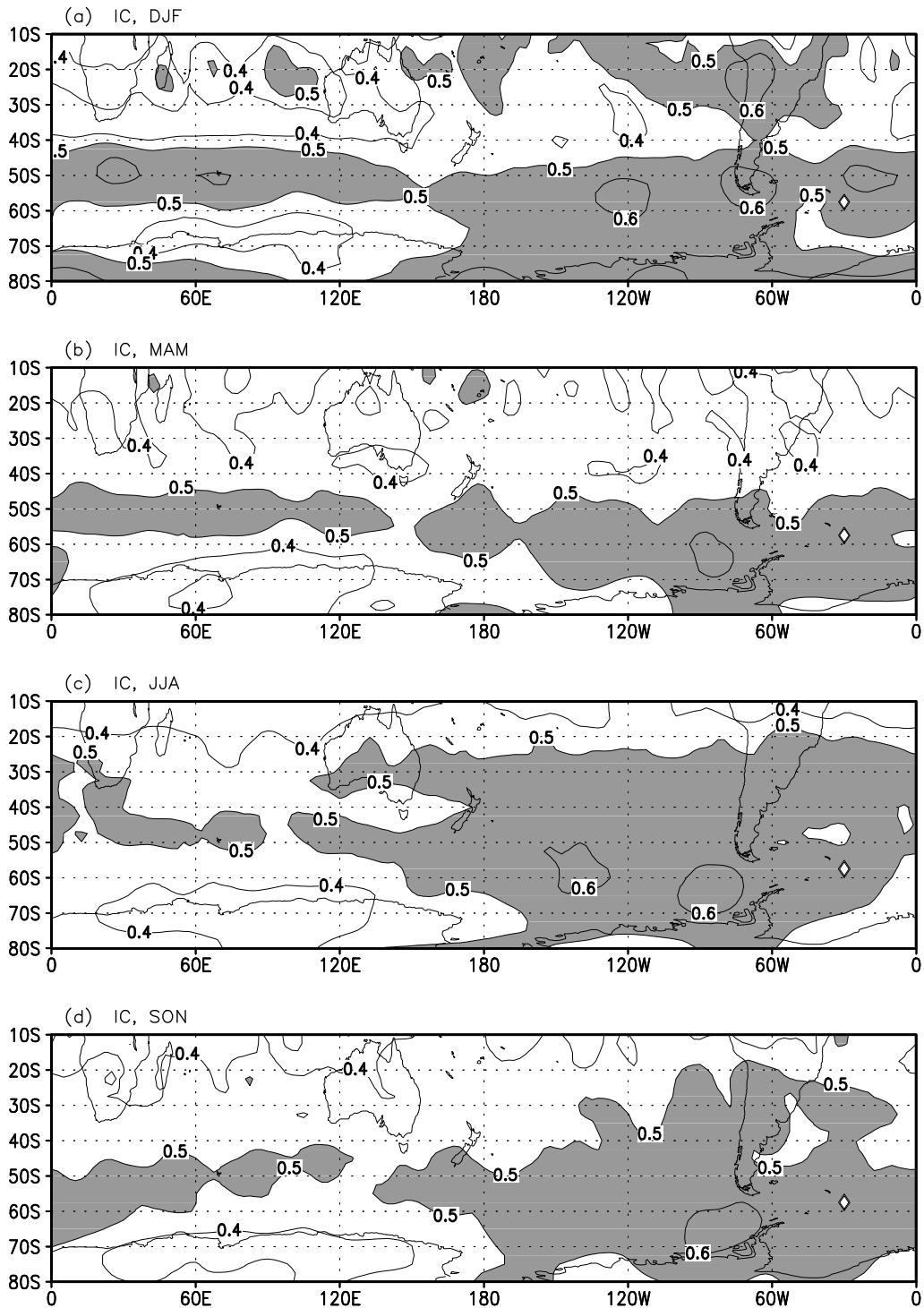


Fig. 4.20 – Índice de coerência, IC, baseado nos campos de correlação de v' (derivados das reanálises do NCEP/NCAR), durante as estações de DJF(a), MAM(b), JJA(c) e SON(d). A área hachurada, com $IC > 0,5$, identifica as regiões de maior coerência de propagação de distúrbios (seja corrente abaixo ou corrente acima).

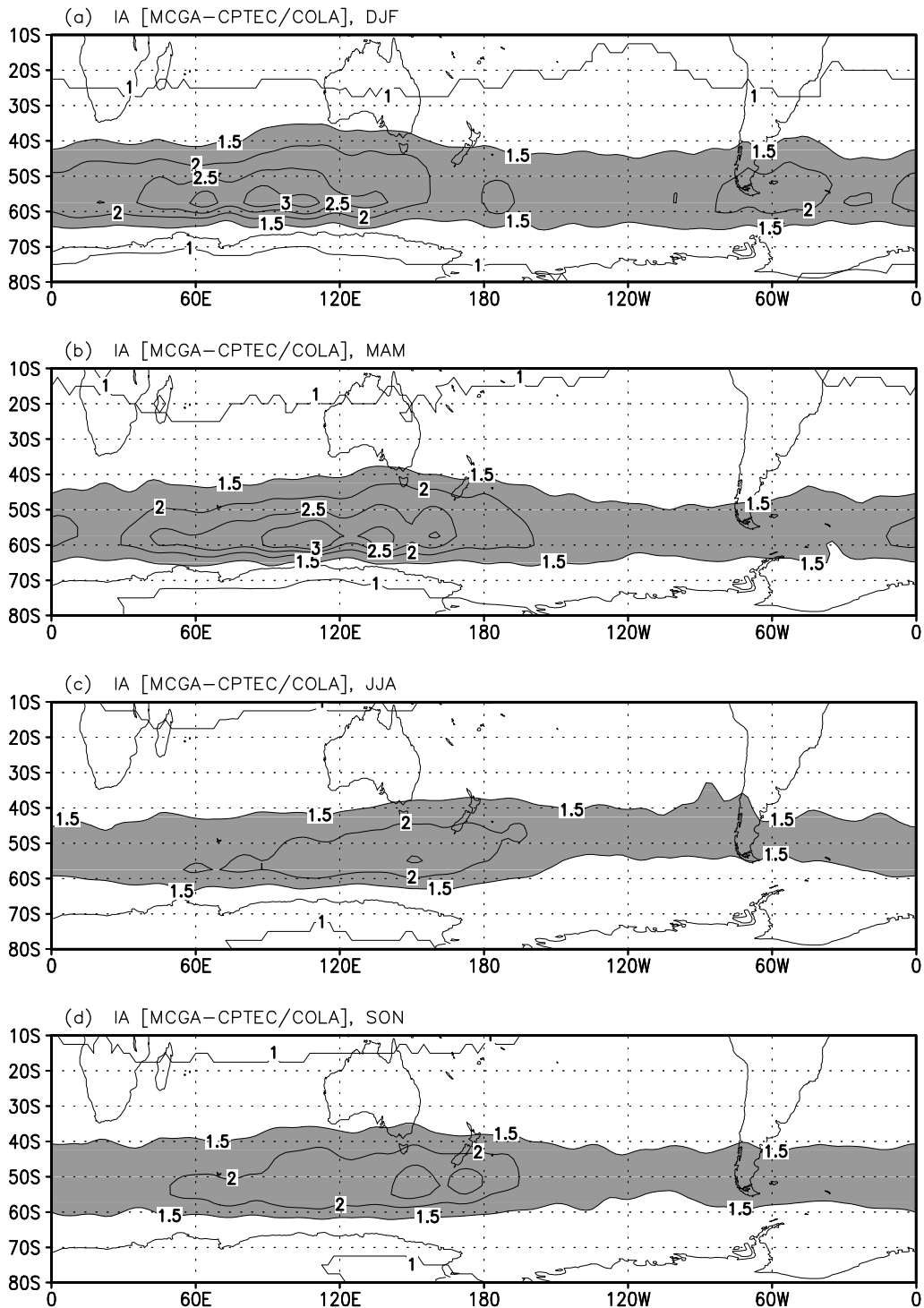


Fig. 4.21 – Índice de assimetria, IA, baseado nos campos de correlação de v' (derivados pelos dados do MCGA-CPTEC/COLA), durante as estações de DJF(a), MAM(b), JJA(c) e SON(d). Os valores de: $IA > 1$ indicam o desenvolvimento corrente abaixo; $IA < 1$, indicam o desenvolvimento corrente acima; e $IA = 1$, as ondas são advectadas no nível *steering flow*, 700-850 hPa, segundo Chang(1999).

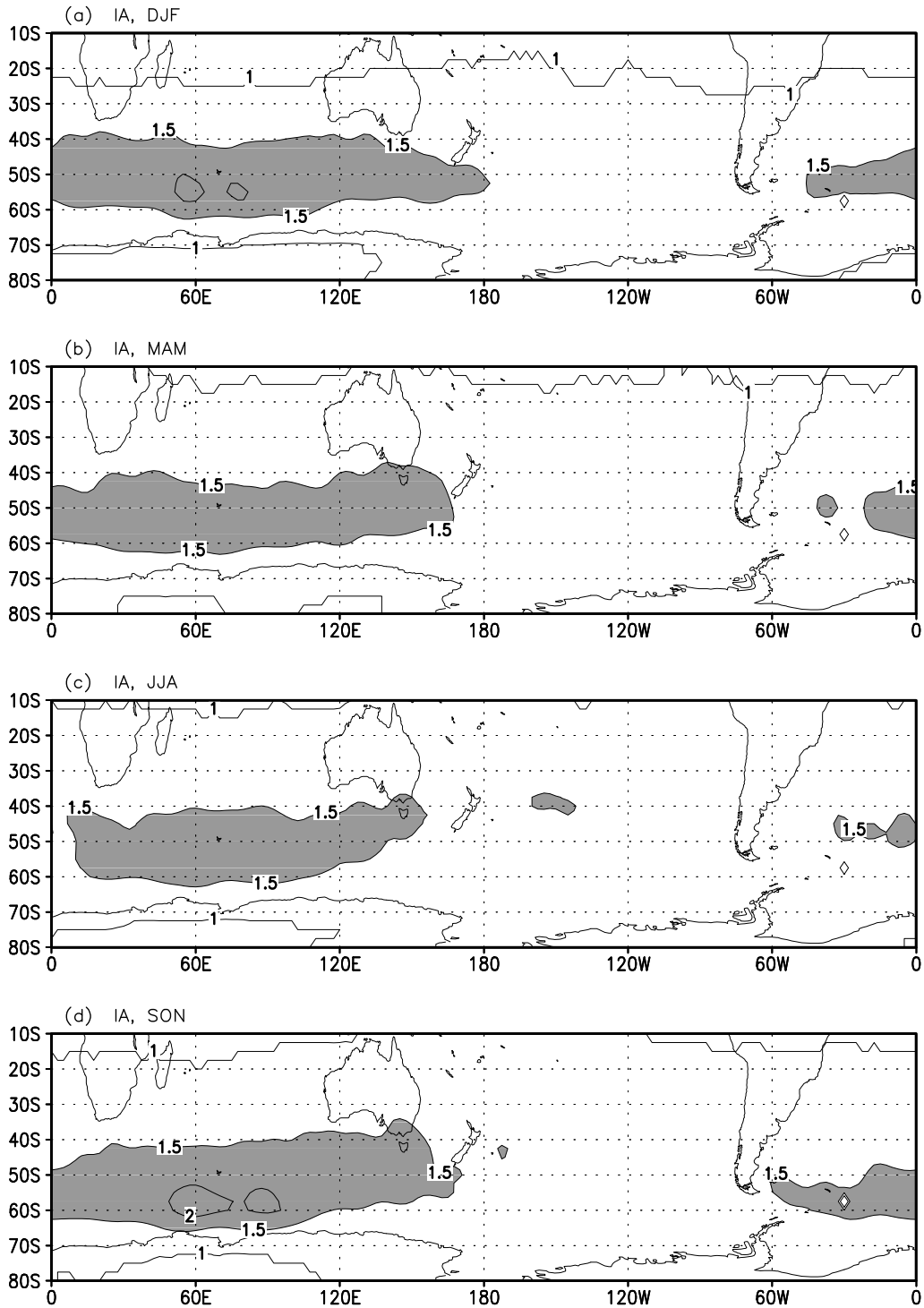


Fig. 4.22 – Índice de assimetria, IA, baseado nos campos de correlação de v' (derivados das reanálises do NCEP/NCAR), durante as estações de DJF(a), MAM(b), JJA(c) e SON(d). Os valores de: $IA > 1$ indicam o desenvolvimento corrente abaixo; $IA < 1$, indicam o desenvolvimento corrente acima; e $IA = 1$, as ondas são advectadas no nível *steering flow*, 700-850 hPa, segundo Chang(1999).

Comparando-se estes resultados com os observacionais da segunda figura (para o mesmo ponto base), sugere-se que esta fraca definição na propagação do grupo de ondas, corrente acima e corrente abaixo do ponto base, também pode ser devido a forte simetria do escoamento produzida pelo modelo. No ponto(43°S, 85°E) da Figura 4.27, o grupo de ondas permanece propagando-se zonalmente para leste, com cristas e cavados enclinando-se para oeste próximo ao sul da Austrália e Nova Zelândia. Comparando-se estes resultados com os do ponto(23°S, 165°E), sugere-se que esta inclinação das ondas, aparentemente, não está relacionada com a presença de uma bifurcação do escoamento, como notado neste ponto base. A propagação do grupo de ondas durante a primavera é mostrada pelas Figuras 4.29-4.30. Pode-se notar que as condições de propagação de ondas durante a primavera, pelos dados simulados, são bastante semelhantes às condições de inverno, como notado no caso observacional.

Assim, o modelo mostra-se capaz de reproduzir grande parte das características da distribuição dos STs, particularmente em latitudes médias. Contudo, a existência da região do ST subtropical parece ser subestimada pelo modelo. O modelo também consegue reproduzir as características básicas das ondas, bem como da propagação dos grupos de ondas, especialmente na região do ST de latitudes médias. Portanto, sugere-se que o modelo também pode ser útil no desenvolvimento de estudos relativos aos STs do HS. Um dos primeiros desafios que se apresentam é a investigação do *porquê* o modelo não consegue posicionar o ST subtropical em sua real localização. Esta falha pode comprometer, por exemplo, a previsão da distribuição da precipitação associada à passagem dos sistemas sinóticos. Reforçando esta preocupação e antecipando-se aos resultados do capítulo seguinte, encontrou-se boa concordância entre a distribuição da precipitação e dos STs no HS. Particularmente, as regiões sul e sudeste do Brasil sofrem a influência da propagação dos distúrbios entre o ST subtropical e o sul da América do Sul, devido ao efeito da Cordilheira dos Andes (Gan e Rao, 1991). Logo, o desenvolvimento de mais estudos sobre a manutenção e intensificação dos STs utilizando-se o MCGA-CPTEC/COLA deve contribuir para a melhorar a previsão de tempo e clima gerada pelo modelo.

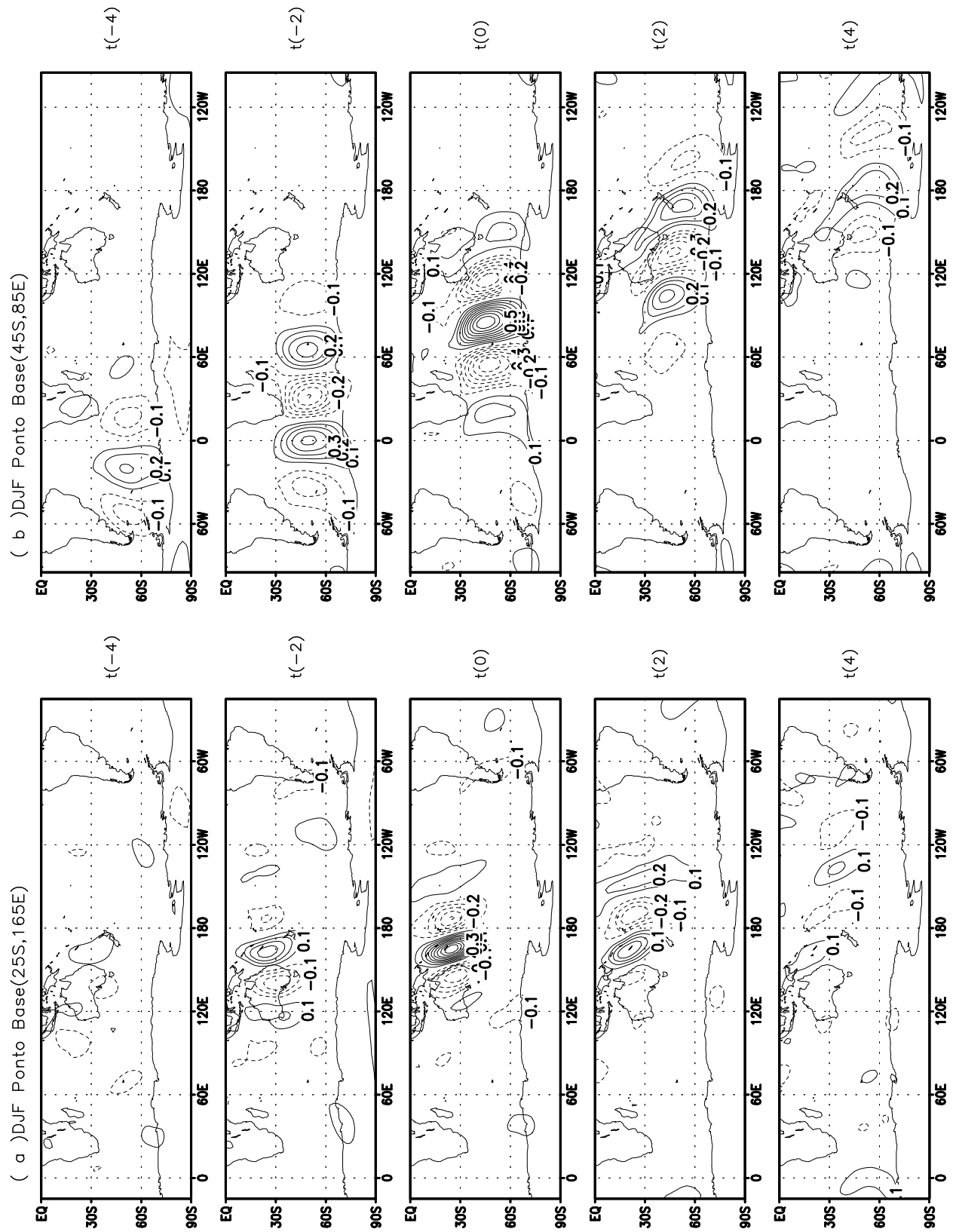


Fig. 4.24 – Campos de Correlações, baseados nos campos de correlação de v' (derivados das reanálises do NCEP/NCAR), calculadas nos pontos base: a) 25°S , 165°E ; e b) 45°S , 85°E ; para a estação de verão.

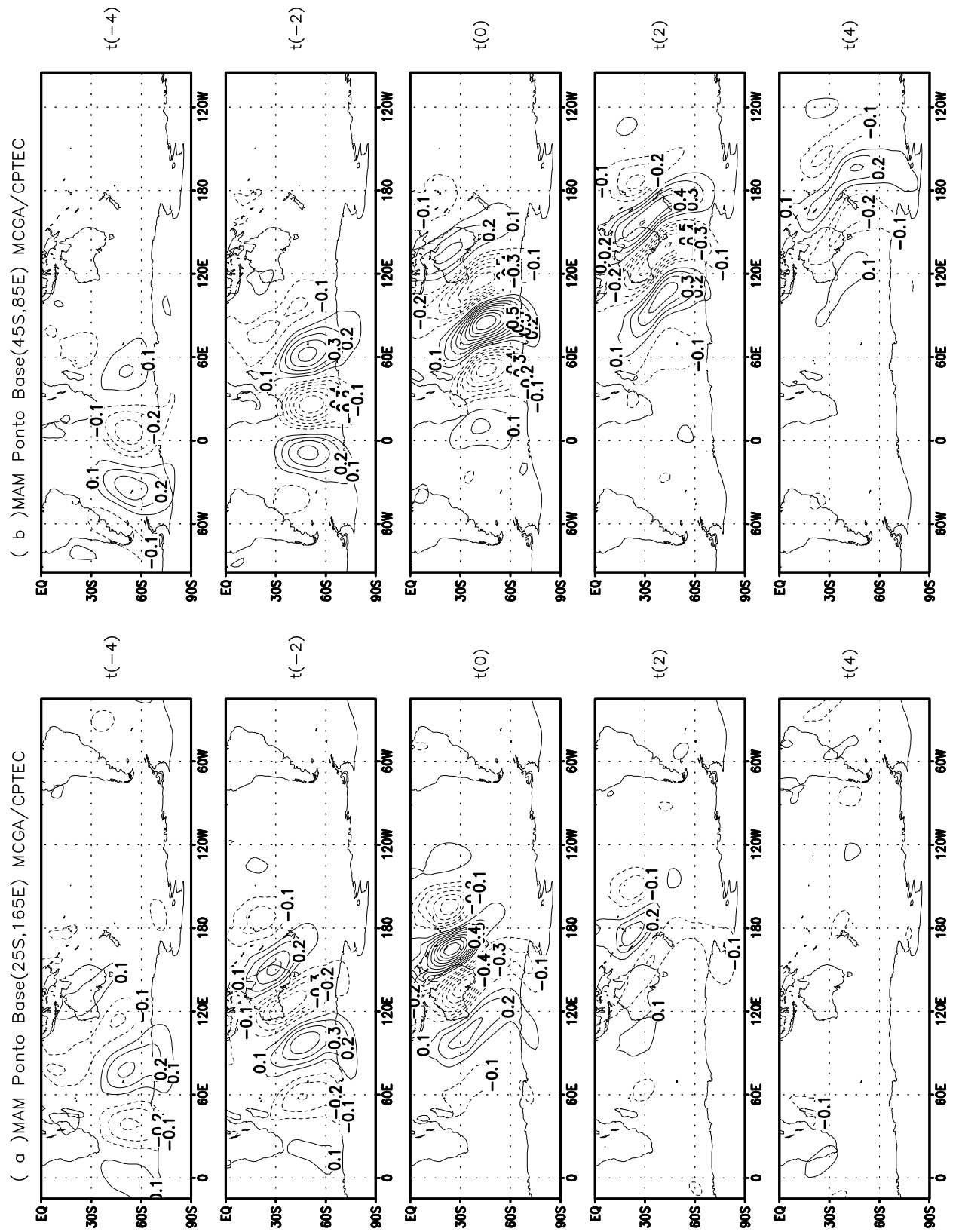


Fig. 4.25 – Campos de Correlações, baseados nos campos de correlação de v' (derivados pelos dados do MCGA-CPTEC/COLA), calculadas nos pontos base: a) 25°S, 165°E; e b) 45°S, 85°E; para a estação de outono.

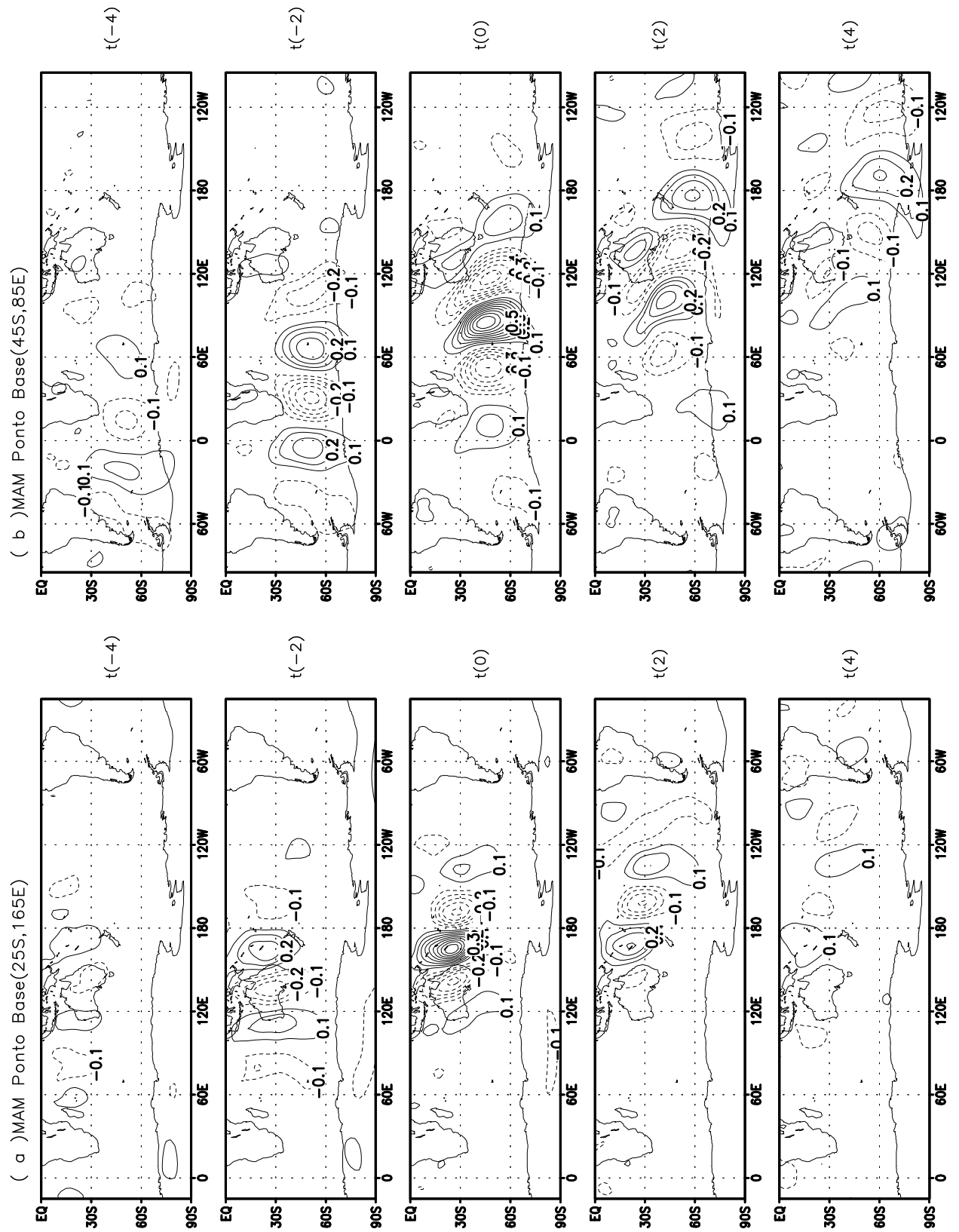


Fig. 4.26 – Campos de Correlações, baseado nos campos de correlação de v' (derivados das reanálises do NCEP/NCAR), calculadas nos pontos base: a) 25°S , 165°E ; e b) 45°S , 85°E ; para a estação de outono.

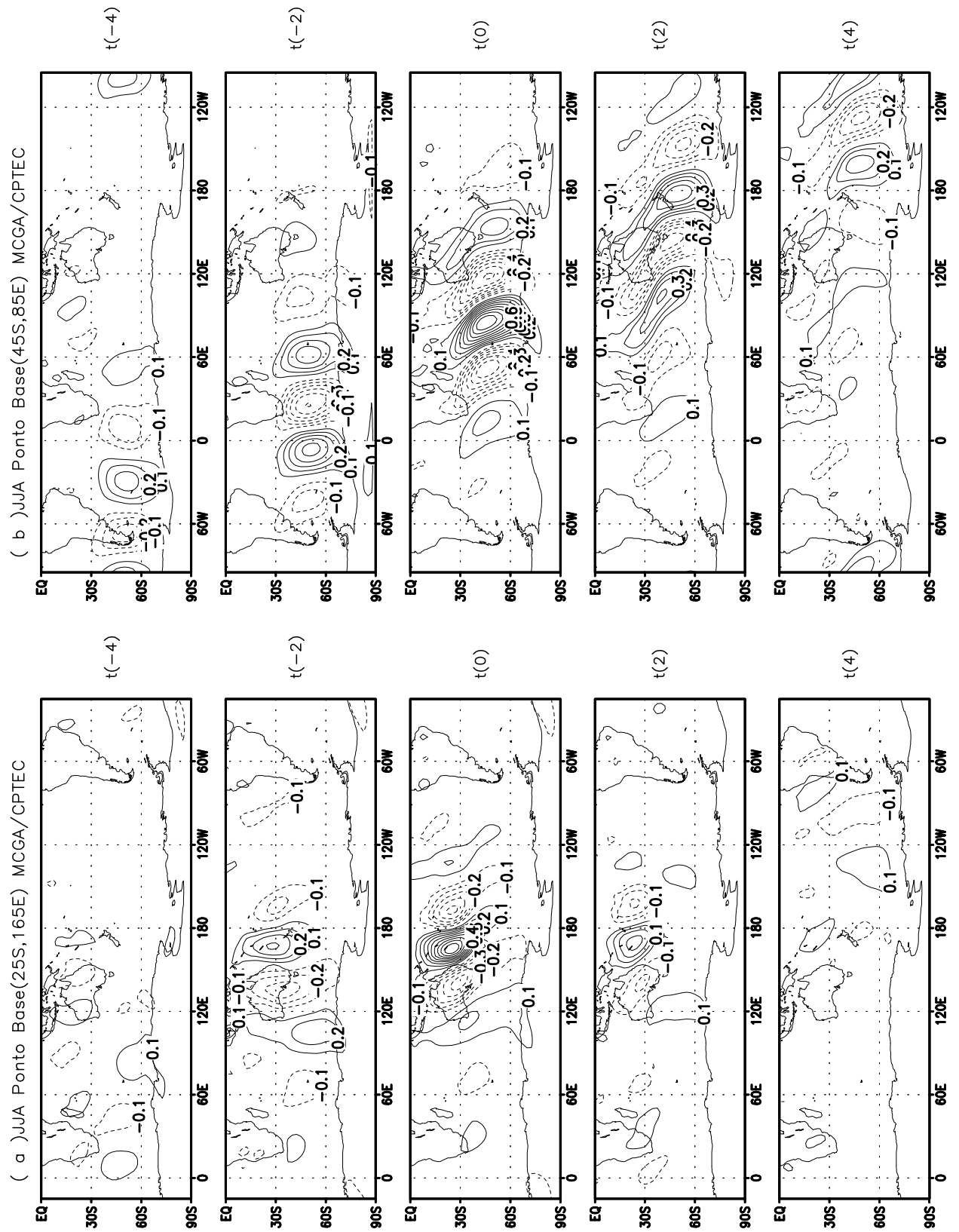


Fig. 4.27 – Campos de Correlações, baseados nos campos de correlação de v' (derivados pelos dados do MCGA-CPTEC/COLA), calculadas nos pontos base: a) 25°S, 165°E; e b) 45°S, 85°E; para a estação de inverno.

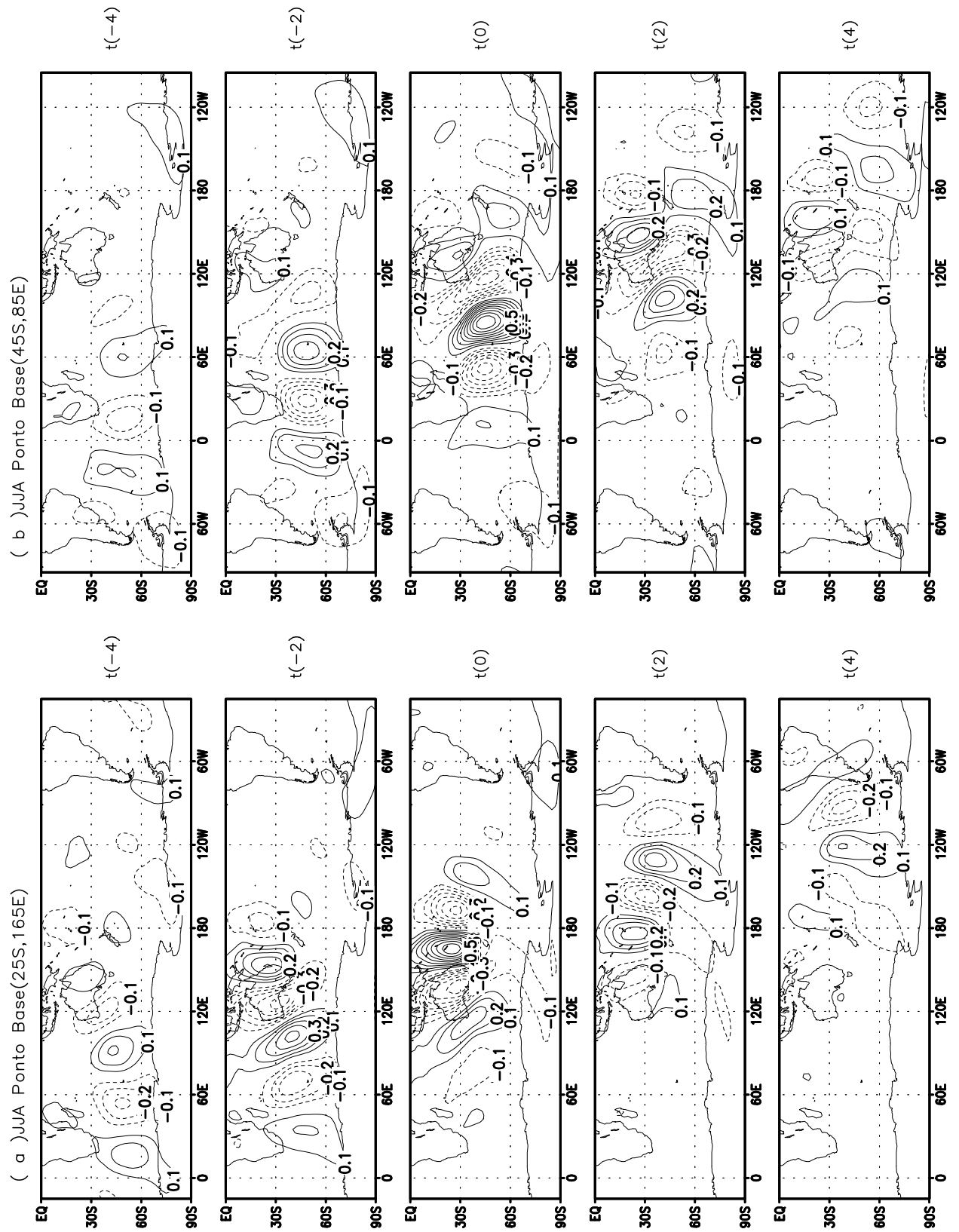


Fig. 4.28 – Campos de Correlações, baseado nos campos de correlação de v' (derivados das reanálises do NCEP/NCAR), calculadas nos pontos base: a) 25°S, 165°E; e b) 45°S, 85°E; para a estação de inverno.

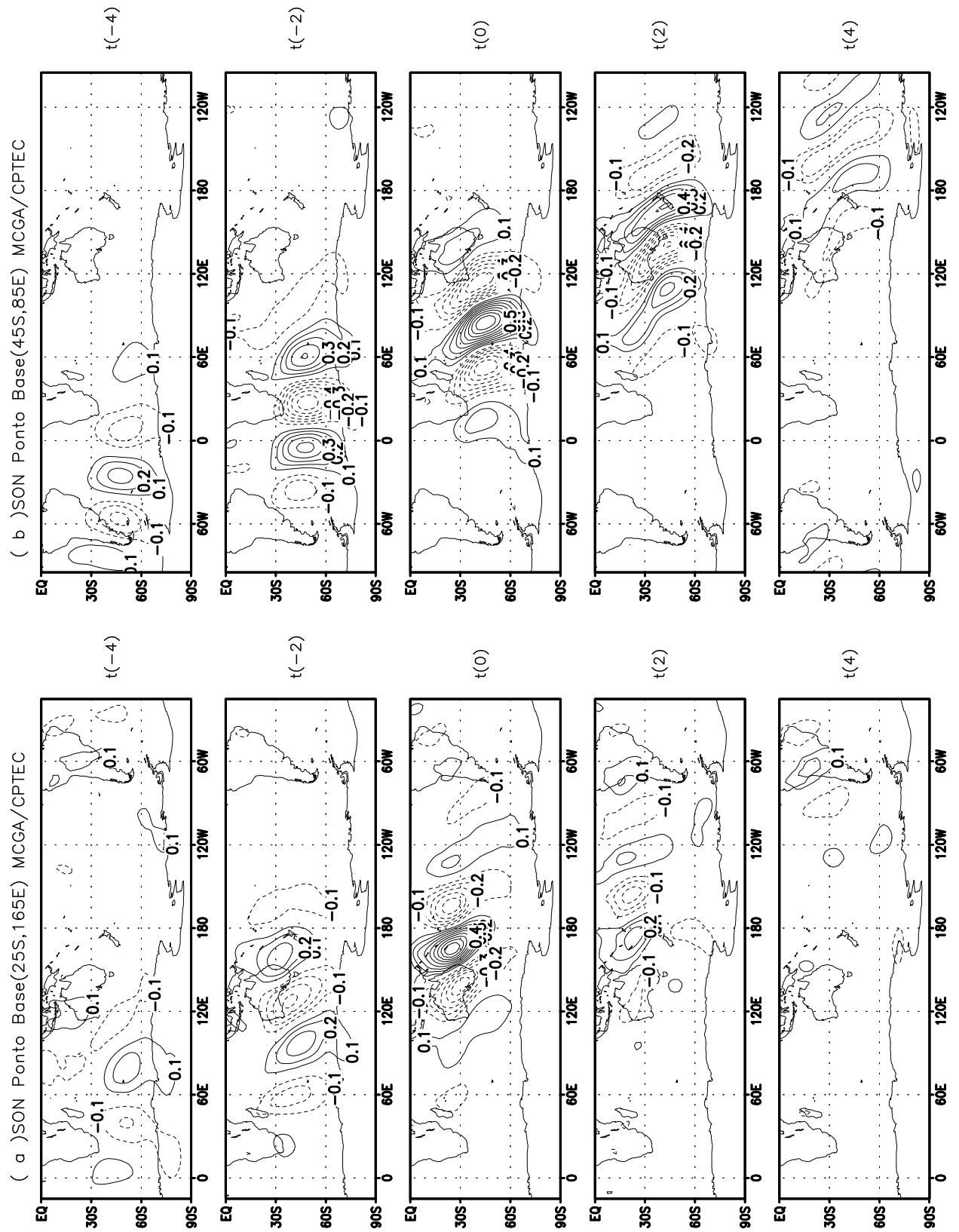


Fig. 4.29 – Campos de Correlações, baseados nos campos de correlação de v' (derivados pelos dados do MCGA-CPTEC/COLA), calculadas nos pontos base: a) 25°S, 165°E; e b) 45°S, 85°E; para a estação de primavera.

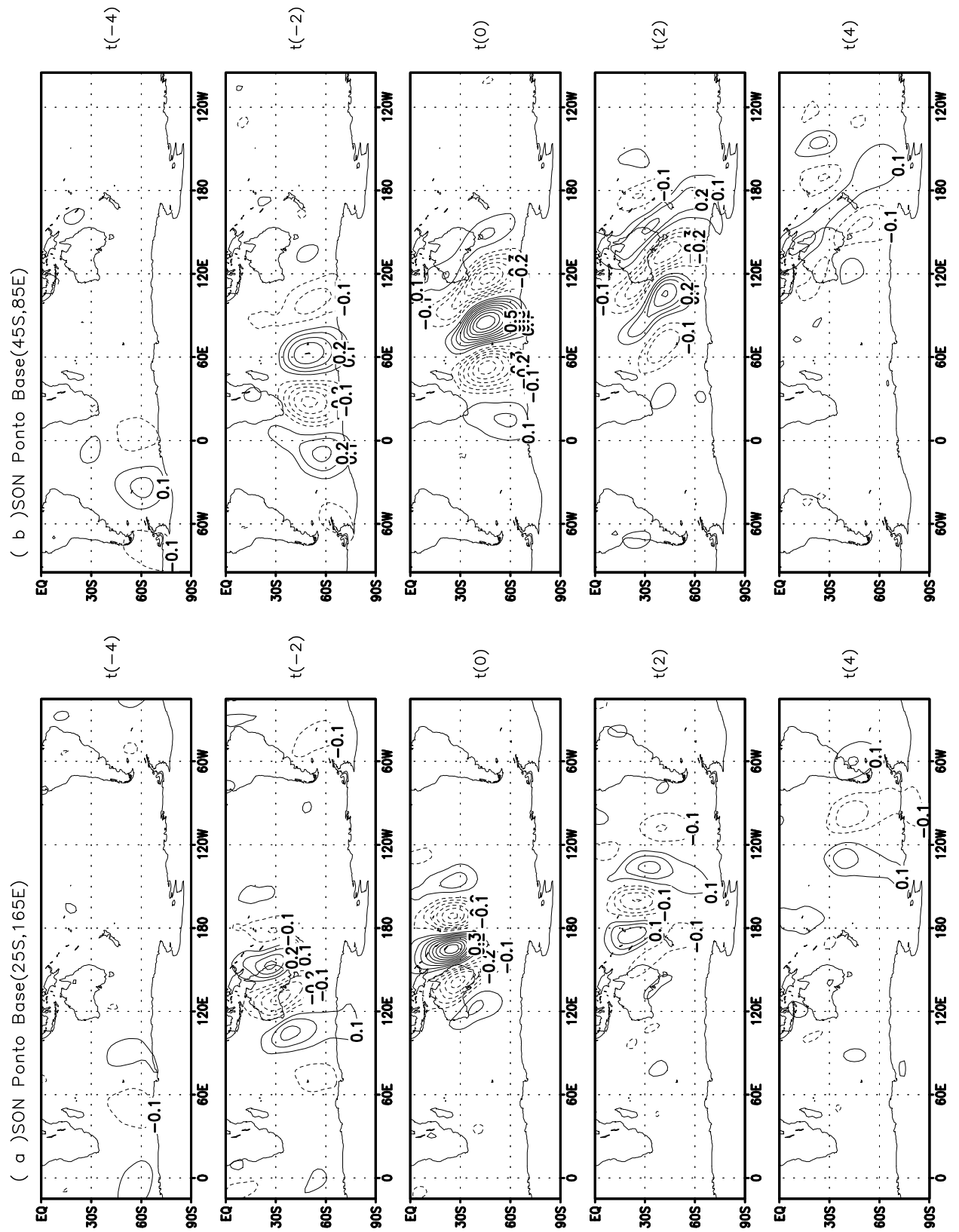


Fig. 4.30 – Campos de Correlações, baseado nos campos de correlação de v' (derivados das reanálises do NCEP/NCAR), calculadas nos pontos base: a) 25°S, 165°E; e b) 45°S, 85°E; para a estação de primavera.

CAPÍTULO 5

Variabilidade Interanual nos STs do HS.

Um estudo sobre a variabilidade interanual na região dos STs no HS é de grande importância no contexto operacional, devido ao fato dos STs representarem regiões de grande concentração de distúrbios sinóticos. Até recentemente, a falta de coerência dos dados, particularmente no HS, era um dos motivos que impediam o desenvolvimento dos estudos sobre a variabilidade interanual neste hemisfério. Contudo, as reanálises produzidas no NCEP/NCAR, por exemplo, não apresentam este problema. Neste trabalho são usadas as reanálises do NCEP/NCAR para estudar a variabilidade interanual da circulação na região dos STs do HS.

Segundo Gong e Wang(1999), durante as décadas de 1920-1930, Sir Gilbert Walker conduziu uma série de estudos sobre as oscilações atmosféricas, que revelaram a existência das chamadas: Oscilação do Atlântico Norte (OAN), Oscilação do Pacífico Norte (OPN) e Oscilação Sul (OS). A Oscilação Sul, de particular interesse neste estudo, caracteriza-se pelo balanço da pressão (ao nível médio do mar em baixas latitudes) entre a região de alta pressão subtropical do Pacífico sudeste e uma região de baixa pressão que se estende através do Oceano Índico desde a África até o norte da Austrália (SENAMHI, 1999). A Figura 5.1 é uma figura esquemática que mostra a posição relativa dos centros de alta e baixa pressão, ao nível médio do mar, em condições normais e na ocorrência de El Niño. A forma usual de se estudar a intensidade da OS é através de um índice (IOS) dado pela diferença de pressão (ao nível médio do mar) entre as ilhas de Tahiti e Darwin.

Bjerknes (1966), mostrou que a OS está fortemente associada às ocorrências do fenômeno El Niño, que ocorre próximo ao litoral peruano, na costa oeste da América do Sul, com uma periodicidade irregular entre 2 a 7 anos e duração de 1 a 2 anos(Climanalise, 1986; SENAMHI, 1999). Após J. Bjerknes, diversos estudos notaram que o evento combinado El Niño/Oscilação Sul (ENOS) está relacionado com modificações na circulação geral da atmosfera, aparentemente induzidas pelo balanço de pressão à superfície (Nobre, 1983; Nobre e Rennó, 1985; Kousky e Cavalcanti, 1984; SENAMHI, 1999). Dentre as alterações atmosféricas encontradas pelos autores durante um evento ENOS, ressalta-se a formação de uma forte convecção sobre o Pacífico central-leste, entre maio e julho, que parece ser responsável pela intensificação do jato subtropical, particularmente sobre o Brasil. Segundo os autores, isto pode ocorrer devido as interações não-lineares entre a convecção e o jato. Notaram ainda, que a intensificação do jato favorece a ocorrência de bloqueios atmosféricos que mantém os sistemas frontais sobre a região sul do Brasil e adjacências, alterando o regime de precipitação em toda a América do Sul (Streten, 1983; Kousky e Cavalcanti, 1984; Kagano e Moura, 1985; SENAMHI, 1999). Logo, é de grande relevância a realização de um estudo sobre a relação entre os STs e os eventos extremos como o El Niño e seu oposto, La Niña. Neste trabalho, esta relação será estudada usando-se o IOS, visto que este índice pode representar ambos

os fenômenos extremos de El Niño e La Niña.

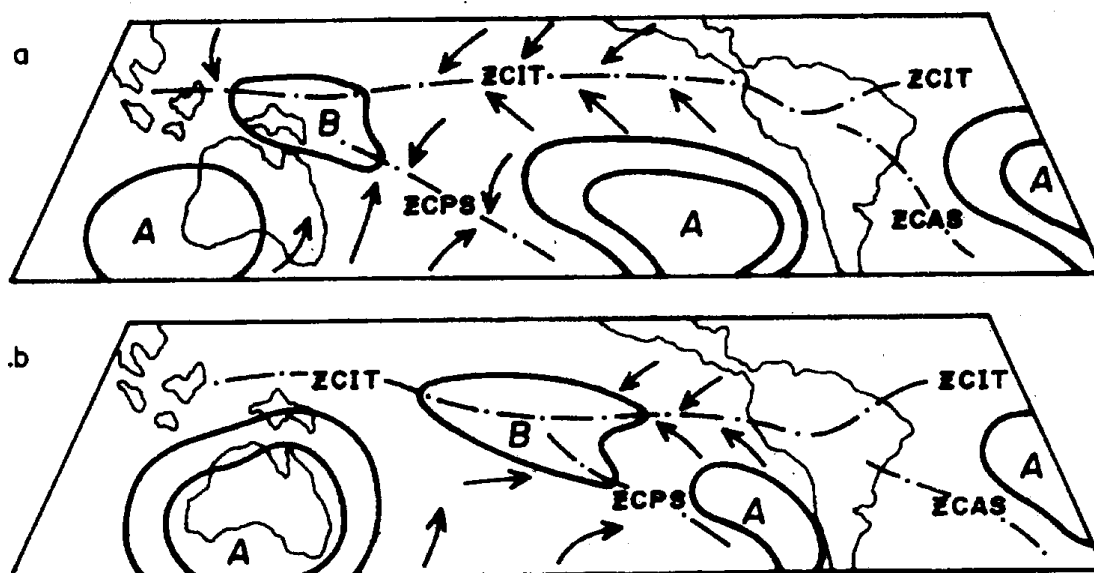


Fig. 5.1 – Figura esquemática que mostra a posição relativa dos centros de alta e baixa pressão, ao nível médio do mar, em condições normais (a) e na ocorrência de El Niño (b). Destacam-se, ainda, a posição estimada para as zonas de convergência Intertropical (ZCIT), do Pacífico Sul (ZCPS) e do Atlântico Sul (ZCAS).

Recentemente Gong e Wang(1999), sugeriram que a variabilidade do escoamento básico no HS também pode ser modulada por uma flutuação barométrica média zonal, entre médias e altas latitudes, conhecida como Oscilação Antártica, OA. Os efeitos desta flutuação podem ser melhor estudados através de um índice dado pela diferença de pressão, ao nível médio do mar, entre as latitudes de 40°S-65°S. Este índice é conhecido como Índice de Oscilação Antártico, IOA, e reflete a alternância entre as massas de ar polar e de médias latitudes. Assim, este trabalho também considera relevante estudar a relação entre este tipo de variabilidade e a região dos STs. Os dados de OA foram gentilmente cedidos pelo Dr.D.Gong.

A precipitação associada aos sistemas sinóticos sempre foi tema de grande preocupação para previsão de tempo. Sendo que os STs apresentam uma grande atividade de distúrbios sinóticos, torna-se importante analisar a relação entre a variabilidade da precipitação e os STs. Para este fim, são usados neste trabalho, os dados diários de precipitação global para o período entre 1997-2000, obtidos no GPCP (Global Precipitation Climatology Project). Os dados e maiores informações estão disponíveis no endereço <http://rsd.gsfc.nasa.gov/912/gpcp>.

A Figura 5.2 mostra os valores médios e o desvio padrão de v_e e da precipitação. Como observado nos resultados do Capítulo 3, o ST de latitudes médias (definido por valores de $ve \geq 16\text{ms}^{-1}$) é mais intenso no trimestre Março-Abril-Maio(MAM). Através da figura 5.2c nota-se a correspondência entre a localização dos máximos de precipitação e os STs. Isto mostra, como esperado, a importância dos distúrbios transientes, associados com os STs, na geração da precipitação. O efeito da circulação monçônica, particularmente ao norte da Austrália, é provavelmente o responsável pelos máximos de precipitação em baixas latitudes notado na Figura 5.2c. Na Figura 5.2b pode-se notar que a alta variabilidade interanual da circulação atmosférica, dada pelo desvio padrão de v_e , ocorre associada ao período de máxima atividade dos STs, ou seja, durante o inverno e o outono. Contudo, em ambos os casos a alta variabilidade interanual ocorre ao sul da máxima atividade dos STs. Na Figura 5.2d a variabilidade interanual da precipitação diária mostra-se mais significativa sobre as baixas latitudes (entre 10°S - 20°S , na figura), particularmente entre o verão e o início do outono. Note, na mesma figura, que em janeiro o desvio padrão da precipitação alcança 13 mm dia^{-1} , e que em março os desvios ficam em torno de 12 mm dia^{-1} . Provavelmente esta variabilidade também está associada à região de circulação monçônica ao norte da Austrália. Infelizmente, neste caso, não se pode tomar conclusões mais expressivas sobre a associação entre a variabilidade interanual da precipitação e da circulação atmosférica, visto que foram usados somente 4 anos de dados diários de precipitação. Contudo, nota-se que ao término da estação monçônica de verão, e particularmente durante o outono, as baixas latitudes são caracterizadas por uma acentuada transição na variabilidade interanual da precipitação e da circulação atmosférica. Na Figura 5.2d alguns valores de desvio padrão da precipitação se destacam nas regiões e nos períodos em que os STs apresentam maior atividade.

A Figura 5.3 mostra a variabilidade interanual da circulação, através do campo de v_e , para os quatro meses (janeiro, abril, julho e outubro) representativos das quatro estações do ano. Todas as figuras sugerem a existência de periodicidades. Em todos os quatro meses, uma grande variação interanual em v_e é observada, particularmente, na região do ST de latitudes médias. Durante o inverno (julho) também pode ser notada uma região de variabilidade interanual nos subtrópicos. Para encontrar as periodicidades dominantes nas séries temporais, os valores de v_e são submetidos ao Método de Máxima Entropia (MEM) para a análise espectral (Ulrych e Bishop, 1991). A Figura 5.4 mostra a densidade espectral dos diferentes períodos para os quatro meses, em latitudes médias, e para julho nos subtrópicos devido a existência do segundo ramo dos STs nesta região. No canto superior direito desta figura são dados os períodos dominantes. Pode-se notar pela figura que para cada mês a análise espectral foi calculada para regiões diferentes devido as mudanças sazonais no posicionamento dos STs, incluindo o segundo ramo dos STs que aparece durante o inverno sobre o sudeste da Austrália. Nota-se que, durante o verão, em latitudes médias, os períodos dominantes são de aproximadamente 4, 17 e 7, 69 anos; durante o outono, a periodicidade em torno de 3, 7 anos domina a região do ST; durante

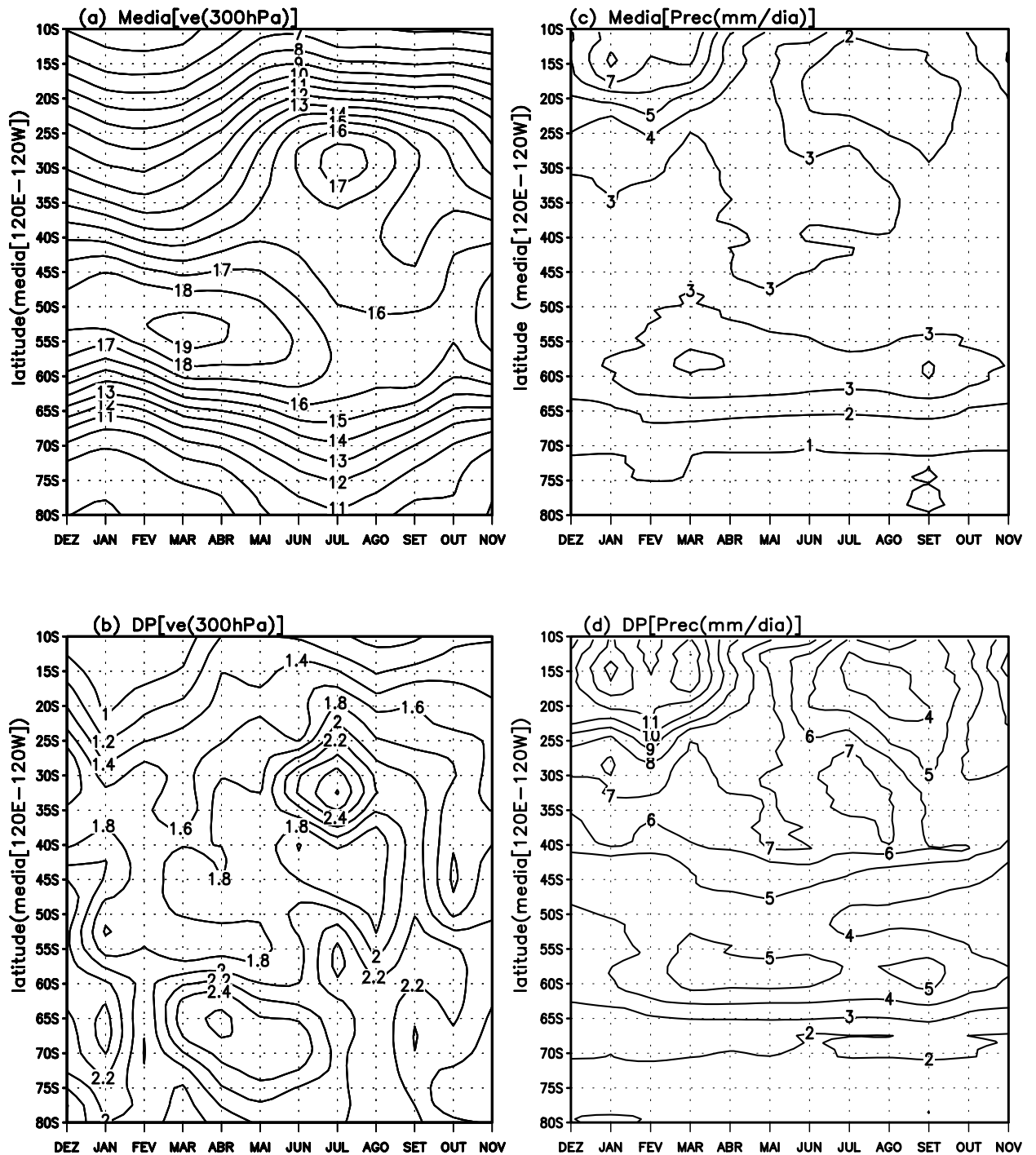


Fig. 5.2 – Valores médios zonais, no HS, de: a) média mensal anual de $v_e(\text{ms}^{-1})$, em 300hPa; b) desvio padrão mensal de $v_e(\text{ms}^{-1})$ em relação ao período de 1974-2000; c) média mensal anual da precipitação(mm dia^{-1}) e d) desvio padrão mensal da precipitação em relação ao período de 1997-2000.

o inverno, as periodicidades de 7, 14 e 2, 5 anos dominam o ramo subtropical dos STs enquanto o ramo polar é dominado pela variabilidade de 3, 33 anos; finalmente, na primavera, encontrou-se o maior número de periodicidades dominantes sobre o ST, sendo de aproximadamente 2, 5, 3, 7 e 8, 33 anos. Assim, de um modo geral, nota-se que: a) a periodicidade de aproximadamente 4 anos, predomina sobre o ST de médias latitudes durante todo o ano; b) uma periodicidade de aproximadamente 8 anos predomina sobre o ST de médias latitudes entre a primavera e o verão; e c) o ramo subtropical dos STs parece ser dominado por uma variabilidade quase-decadal e uma quase-bianual.

Como mencionado anteriormente as variações interanuais dos ST podem estar relacionadas às oscilações OA e OS. Segundo Gong e Wang(1999), a OA pode esclarecer a influência das variações de baixa frequência no HS assim como ocorre para o HN em relação a oscilação do Atlântico Norte, a oscilação do Pacífico Norte e a oscilação Ártica. As oscilações Antártica(no HS) e Ártica(no HN), são bastante similares apesar do contraste na distribuição terra-oceano. Elas também são conhecidas como *modos anulares*¹ devido sua alta simetria zonal. No HS a OA pode estar associada com a variabilidade do escoamento médio zonal, que resulta da interação entre os distúrbios transientes e o escoamento básico(Robinson, 1991; Yu e Hartmann, 1993). As ondas estacionárias são fracas no HS e, assim, a interação entre os distúrbios baroclínicos e o escoamento médio zonal é inteiramente realizada pelos distúrbios transientes. Estas ondas transientes são geradas pela instabilidade do escoamento zonal e sua estrutura varia com o mesmo. Devido as mudanças na estrutura das ondas sinóticas, os fluxos turbulentos de momentum passam a interagir com o vento zonal(Hartmann, 1995 e Hartmann e Lo, 1998). Desde que os STs são regiões de forte atividade turbulenta e desde que os distúrbios sinóticos são gerados pela instabilidade do escoamento zonal, a OA associada com a variabilidade do vento zonal pode influenciar a variabilidade dos STs.

A Figura 5.5a mostra as isolinhas de coeficiente de correlação (c.c) entre IOA e v_e . Neste trabalho, encontrou-se, através do teste-t(*two sided t-test*), que um c.c de 0.38 é significativo a nível de 95% de confiança. Pode-se notar através desta figura que em altas latitudes existe correlação negativa ao longo de todo o ano; nas latitudes médias, a correlação é positiva e nos subtropicais a correlação volta a ser negativa com exceção do período de inverno. Uma correlação positiva (negativa) implica no aumento (decréscimo) da atividade baroclínica dos distúrbios transientes representada pelos campos v_e . A OA representa uma troca de massa, em larga escala, entre as superfícies de pressão em latitudes médias e altas. Trabalhos anteriores, tais como Chang e Orlanski(1993), tem mostrado que a amplitude dos STs depende da baroclinicidade local, bem como da atividade da onda, corrente acima. A razão de crescimento de Eady ($RCE=0.31f|d\mathbf{V}/dz|N^{-1}$), como dada por Lindzen e Farrel(1980), indica a baroclinicidade local. Nesta expressão, f é o parâmetro de

¹Segundo Limpasuvan e Hartmann (2000), as variações troposféricas mensais são dominadas por um *modo* que tem uma forte componente zonalmente simétrica ou *anular*.

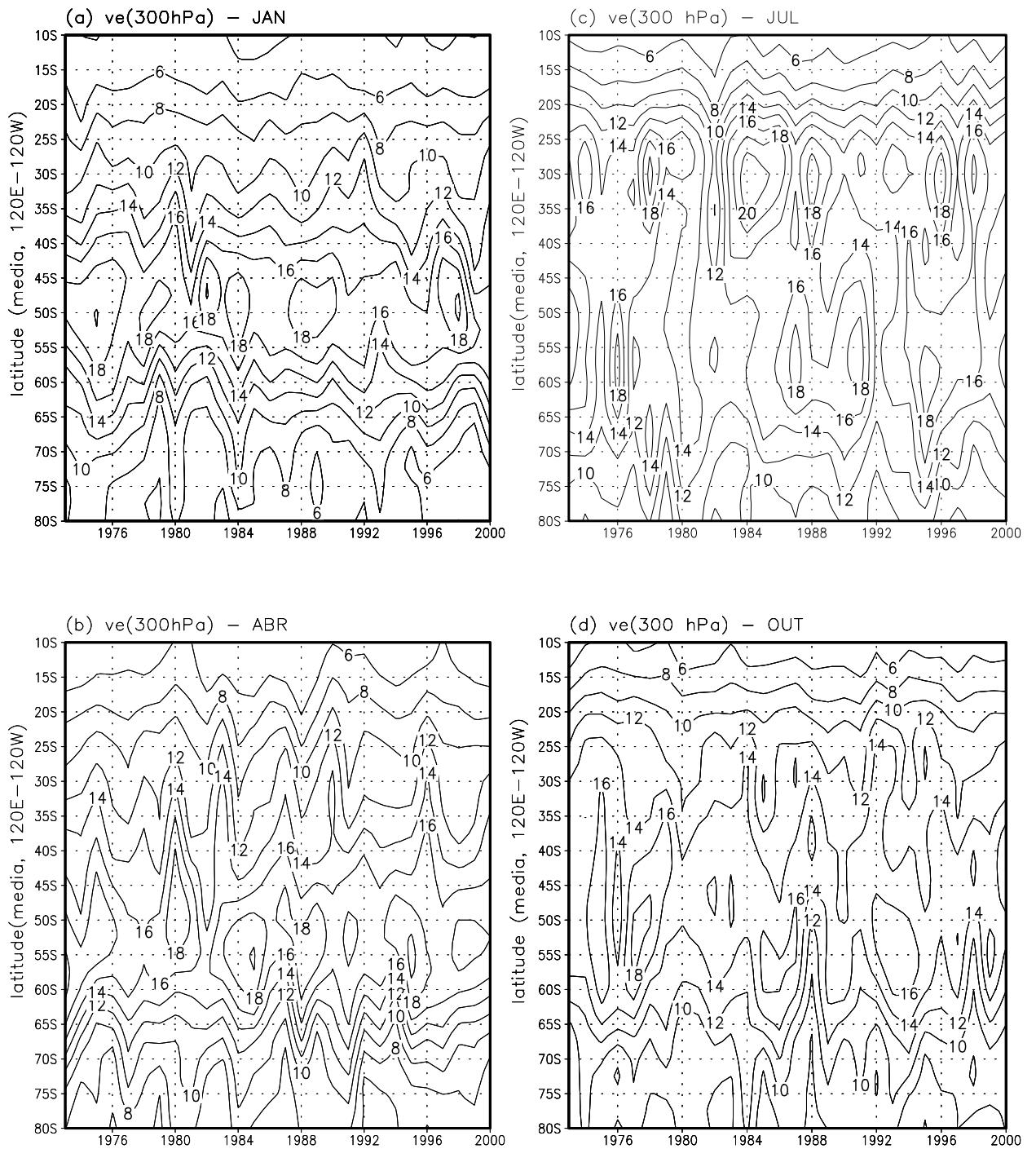


Fig. 5.3 – Variabilidade interanual da circulação, através do campo de v_e , para os seguintes meses: janeiro (a), abril (b), julho (c) e outubro (d). Considera-se esses meses como representativos das quatro estações do ano.

Coriolis; N , a frequência de Brunt-Vaisala e $d\mathbf{V}/dz$ é o cisalhamento vertical do vento. A Figura 5.5b mostra os c.c entre RCE(dia^{-1}), estimada para a camada 850/700hPa, e o IOA. Em latitudes médias a correlação é positiva com valores significativos no início do ano, similar ao encontrado na Figura 5.5a. Desde que o principal ST, no HS, fica em latitudes médias, este resultado vem mostrar que a OA modula os ST. Das Figura 5.5a-b, pode-se notar que as correlações mais significativas ocorrem no início do ano enquanto a maior atividade nos STs ocorre no período de MAM. Contudo, a correlação positiva encontrada em latitudes médias, na Figura 5.5a-b, mostra que a baroclinicidade local é importante, apesar da influência da atividade baroclínica corrente acima.

Das Figura 5.5a-b, pode-se notar que na região do ST subtropical as correlações são negativas durante o inverno, indicando, novamente, a importância da baroclinicidade local. Nas altas latitudes a correlação negativa na Figura 5.5a, e as fracas correlações positivas na Figura 5.5b mostram que a baroclinicidade local pode não explicar a conexão. Desde que a RCE é dada pelo cisalhamento vertical, $d\mathbf{V}/dz$, e pela estabilidade estática (N), também foram calculados os c.c para estes parâmetros (mostrado nas figura 5.5c-d). Pode-se notar, por estas figuras, que a correlação positiva em latitudes médias (vista na Figura 5.5a) é devido a correlação positiva entre o IOA e o cisalhamento vertical do vento, e a correlação negativa entre a estabilidade estática e o IOA. Assim, o crescimento (decréscimo) da RCE é devido ao crescimento (decréscimo) do cisalhamento vertical e ao decréscimo (crescimento) da estabilidade estática. A correlação negativa, durante o inverno, na região do ST subtropical é devido ao decréscimo do cisalhamento vertical do vento e ao aumento da estabilidade estática. As correlações positivas nas latitudes médias e as correlações negativas nos subtrópicos e altas latitudes, vistas na Figura 5.5d são consistentes com aquelas notadas por Limpasuvan e Hartmann (2000). Os autores estudaram a OA na forma dos modos anulares da variabilidade troposférica. Segundo os autores, os modos anulares (ou a OA) parecem não sofrer influência da estrutura do jato subtropical, mas sim da interação entre os distúrbios e o escoamento de superfície em latitudes médias. Isto reforça os resultados encontrados nas Figuras 5.5a-d. Essas figuras mostram que a OA parece influenciar a região dos STs modulando o cisalhamento vertical do vento e a estabilidade estática local.

A Figura 5.6 mostra as isolinhas de c.c entre IOS e v_e (a), RCE (b), N (c) e $d\mathbf{V}/dz$ (d). Nas Figuras 5.6a-d, pode-se notar que na maior parte dos meses os c.c mais significativos entre o IOS e v_e , na região dos STs, são positivos. Isto indica que a variabilidade interanual na região dos STs, também pode ser modulada pelo IOS, assim como observado para o caso do IOA. Uma característica comum notada em todas as figuras, exceto para a correlação entre IOS- N , é que os c.c mais significativos tanto para latitudes médias como para os subtrópicos, concentram-se nas estações de primavera e verão. Durante o verão, o cisalhamento vertical do vento está significativamente correlacionado ao IOS nos subtrópicos. A inversão no sinal dos c.c, nesta região e neste período, pode estar relacionada às mudanças no sentido do cisalhamento vertical do vento entre a região equatorial (influenciada

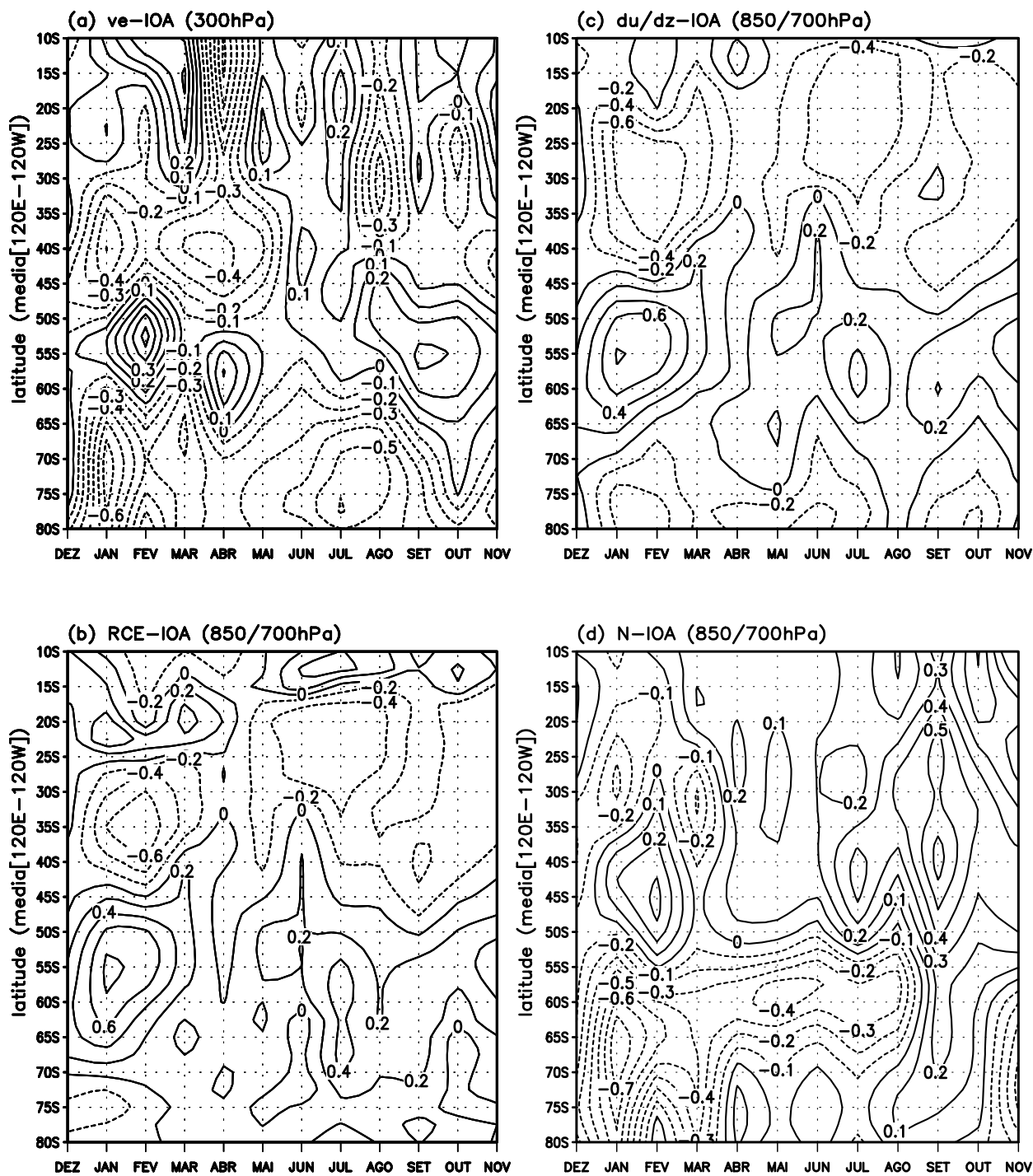


Fig. 5.5 – Campos de coeficientes de correlação entre IOA v_e (a); IOA-RCE (b); IOA- dV/dz (c) e IOA-N (d). Os valores de v_e , dV/dz e N são médios para o intervalo longitudinal de 120°E-120°W.

pelos *alísios*) e os subtropicais. Os resultados destas figuras sugerem que a circulação barométrica, relacionada ao evento ENOS, deve modificar o escoamento médio zonal a ponto de influenciar na distribuição da atividade turbulenta na região dos STs. Isto deve implicar no deslocamento do eixo dos STs. Logo, a distribuição da precipitação, associada aos distúrbios nos STs, também deve sofrer alterações durante os eventos extremos de El Niño ou La Niña.

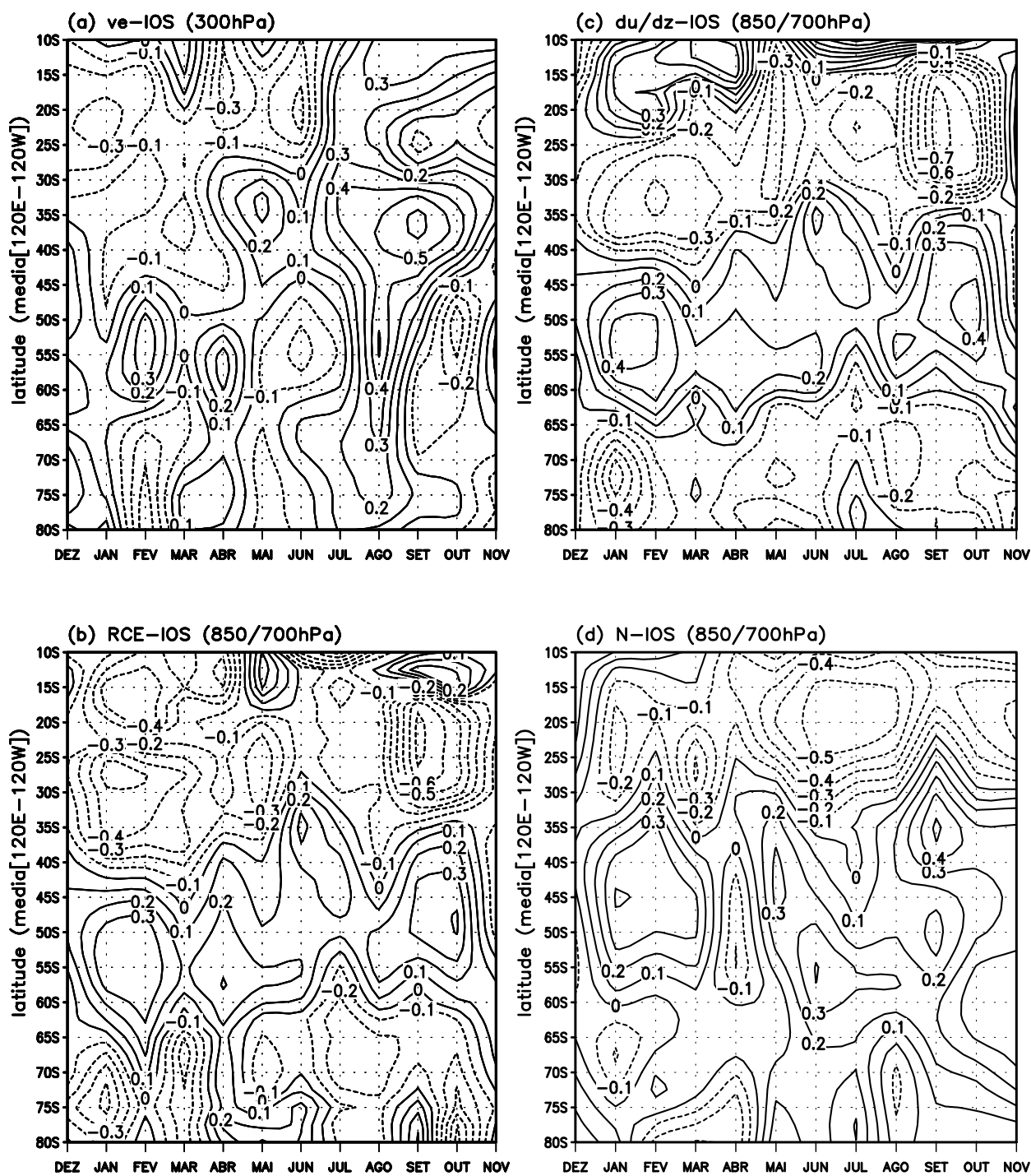


Fig. 5.6 – Campos de coeficientes de correlação entre IOS- v_e (a); IOS-RCE (b); IOS- dV/dz (c) e IOS-N (d). Os valores de v_e , dV/dz e N são médios para o intervalo longitudinal de 120°E-120°W.

CAPÍTULO 6

Conclusões

As regiões de latitudes médias são fortemente afetadas pela passagem das ondas baroclínicas, da troposfera superior, e seus associados ciclônes e anticiclônes. Estas ondas são concentradas em regiões chamadas **Storm Tracks**, STs. No HS, o principal ST fica entre 45°S-60°S durante todo o ano. Durante o inverno surge um ramo adicional nos subtropicais, em torno de 20°S-30°S e 150°W e 90°W. Neste trabalho foi usado um conjunto de 22 anos (janeiro de 1979 à dezembro de 2000) de reanálises, médias diárias geradas pelo NCEP/NCAR para estudar as variações sazonais nos STs e a associada propagação de ondas. A metodologia empregada sobre este trabalho baseia-se na utilização de dados não filtrados, afim de se evitar as distorções causadas pela filtragem sobre a distribuição horizontal dos grupos de ondas (Berbery e Vera, 1996). Encontrou-se que os ST's, no HS, são fracos durante a primavera e fortes durante o inverno. A secção tempo latitude da função envelope, v_e , também mostrou a intensificação da atividade dos STs durante o outono e o enfraquecimento durante o a primavera. A maioria dos estudos anteriores (Chang,1999, Berbery and Vera, 1996, Trenberth, 1991) examinou somente as características de verão e inverno dos STs do HS.

O presente trabalho estende o conhecimento adquirido para as estações de transição. As características dos pacotes, ou grupos, de ondas são estudadas através do cálculo de correlação unipontual defasada no tempo. A velocidade de grupo foi calculada objetivamente rastreando-se os centros de correlação obtidos com v_e entre os dias -1 e +1. Encontrou-se que a velocidade de grupo zonal é mais alta que a velocidade de fase em todas as estações. Assim, pode-se concluir que o desenvolvimento de distúrbios corrente abaixo ocorre através de todo o ano e é uma característica básica das ondas troposféricas de altos níveis em latitudes médias no HS. Este resultado, completa as conclusões obtidas anteriormente por Chang (1999) e Berbery e Vera (1996), que encontraram a tendência de desenvolvimento de distúrbios corrente abaixo, somente para as estações de inverno e verão. A coerência da onda, definida como a média da máxima correlação (em valor absoluto) corrente acima, no tempo $t(\text{dia})=-2$, e corrente abaixo no tempo $t=2$, foi calculada para todas as estações. Baseando-se neste índice e nos mapas de correlação unipontual, os caminhos preferenciais para a propagação das ondas puderam ser estimados. As características dos guias de ondas nas estações de inverno e verão, encontradas neste trabalho são similares àquelas encontradas por Chang(1999). Assim, neste trabalho, enfocou-se o estudo da propagação de ondas para as estações de transição. Foi encontrado que a propagação de ondas na primavera é muito similar ao que acontece durante o inverno. Particularmente, a divisão da propagação de ondas a leste da Austrália ocorre similarmente para as estações de inverno e primavera. Durante o outono a propagação de ondas também assume um comportamento semelhante ao inverno e à primavera. Logo, conclui-se que a bifurcação do grupo de ondas tende a ocorrer à leste da Austrália em todas as estações exceto no verão.

Neste trabalho, procurou-se identificar os prováveis mecanismos de intensificação da atividade dos STs através do cálculo da média vertical (para cada ponto de grade do HS) dos transportes horizontal e vertical de calor, e horizontal de momentum. O objetivo desta metodologia é procurar esclarecer a relação entre a distribuição horizontal dos STs e a dos transportes de calor e momentum, devido aos transientes. A análise destes resultados envolve todas quatro estações. Os resultados obtidos para as estações de inverno e verão são consistentes com aqueles encontrados por Trenberth (1991) e Peixoto e Oort (1992).

A análise conjunta de $\overline{v'T'}$, $\overline{\omega'T'}$ e $\overline{u'T'}$, sugere que os transportes devem guardar alguma relação com a manutenção da atividade baroclínica no ST de latitudes médias, mas não explicam completamente sua intensificação. Observa-se que enquanto o ST de latitudes médias alcança sua máxima atividade durante o outono, os transportes alcançam seu máximo no inverno. Por outro lado, o mesmo não ocorre para ambos ST e jato subtropicais que surgem durante o inverno. Neste caso nota-se uma grande simultaneidade entre a intensificação dos transportes ao sul da Austrália e o surgimento de ambos ST e jato subtropicais. Logo, a intensificação dos transportes, ao sul da Austrália, pode funcionar como fonte na geração baroclínica de energia para ambos jato e ST subtropicais. Assim, sugere-se que o estudo sobre a energética dos distúrbios nos STs deve esclarecer mais o conhecimento sobre os prováveis mecanismos que levam à intensificação dos STs.

Os dados gerados pelo MCGA do CPTEC/COLA foram analisados para verificar se o modelo consegue representar as características básicas dos STs, no HS. Para isto, foram usados 10 anos (1987-1996) de dados diários das componentes meridional e zonal do vento em 200 hPa, gerados pelo modelo. A metodologia empregada sobre os dados gerados pelo MCGA, foi a mesma utilizada sobre as reanálises do NCEP/NCAR. Notou-se que o modelo consegue reproduzir razoavelmente bem, as características básicas do ST de latitudes médias. Contudo não consegue detectar claramente a posição real do ST subtropical. As características das ondas e dos grupos de ondas que se propagam ao longo do ST de latitudes médias também foram bem reproduzidas. As diferenças encontradas na distribuição horizontal dos STs, e das características das ondas associadas, podem estar relacionadas à distribuição do vento zonal.

O modelo reproduz um escoamento zonal altamente simétrico e de intensidade superestimada em latitudes médias. Apesar disso, o modelo consegue reproduzir a tendência de desenvolvimento de distúrbios corrente abaixo, tal como observado através dos índices de coerência e de assimetria. Assim, o modelo mostra-se capaz de reproduzir grande parte das características do ST de latitudes médias. Contudo, a variabilidade da circulação na região do ST subtropical parece ser subestimada pelo modelo. O modelo também consegue reproduzir as características básicas das ondas, bem como da propagação dos grupos de ondas, especialmente na região do ST de latitudes médias. Portanto, sugere-se que o modelo mostra-se como uma hábil ferramenta para o desenvolvimento de estudos relativos aos STs no HS. O primeiro

desafio para os estudos com o modelo deve ser entender as possíveis causas que levam o modelo a deslocar o ST subtropical de sua posição original.

A variabilidade interanual dos STs foi estudada com um conjunto de 28 anos (janeiro de 1974 até Dezembro de 2000) de reanálises médias diárias. Foi encontrado que v_e sofre grande variabilidade interanual sugerindo a existência de periodicidades dominantes. As periodicidades dominantes encontradas foram de aproximadamente dois (quase-bianual), três e oito anos. Outra oscilação dominante no HS é a Oscilação Antártica (OA). Esta oscilação deve guardar relação com outras variabilidades climáticas. Neste trabalho examinou-se a relação entre a OA e a variabilidade interanual dos STs, no HS. Sabendo-se que os STs são regiões caracterizadas por forte atividade de distúrbios sinóticos; considerando-se, ainda, que os distúrbios são gerados pela instabilidade do escoamento zonal; e desde que a OA está associada a variabilidade do vento zonal, espera-se que haja uma forte relação entre os ST's e a OA. Em altas latitudes encontrou-se uma forte correlação negativa entre os STs (através de v_e) e a OA. Em latitudes médias esta correlação é positiva e nos subtrópicos volta a ser negativa. Durante a fase positiva da OA, o cisalhamento do vento zonal em baixos níveis, no ST de latitudes médias, aumenta e a estabilidade estática decai elevando a razão de crescimento dos distúrbios baroclínicos. O contrário ocorre para a fase negativa da OA. Na região do ST subtropical, durante o inverno, o cisalhamento do vento zonal decai, a estabilidade estática aumenta reduzindo a razão de crescimento dos distúrbios, explicando assim, a correlação negativa entre v_e e a OA.

Neste trabalho, também foi investigada a possível relação entre o índice oscilação sul (IOS) e a variabilidade interanual dos STs. Notou-se que na maior parte dos meses os coeficientes de correlação significativos entre o IOS e v_e , na região dos STs, são positivos. Isto indica que a variabilidade interanual na região dos STs, também pode ser modulada pelo IOS, assim como observado para o caso do IOA. Ou seja, a gangorra barométrica, localizada entre a região da Austrália e do Pacífico Equatorial, deve modificar o escoamento médio zonal ao ponto de influenciar na distribuição da atividade dos distúrbios na região dos STs. Uma característica comum, exceto para a correlação entre IOS-N, é que os coeficientes de correlação mais significativos, tanto para médias latitudes como para os subtrópicos, concentram-se nas estações de primavera e verão. Durante o verão, o cisalhamento vertical do vento está significativamente correlacionado ao IOS nos subtrópicos. A inversão no sinal dos coeficientes, nesta região e neste período, pode estar relacionada às mudanças no sentido do cisalhamento do vento entre a região equatorial (influenciada pelos *salísios*) e os subtrópicos. No geral os resultados sobre a relação IOS- v_e sugerem que a gangorra barométrica entre a Austrália e o Pacífico Sul deve modificar o escoamento médio zonal a ponto de influenciar na distribuição da atividade turbulenta na região dos STs. Isto deve implicar no deslocamento do eixo dos STs. Logo, a distribuição da precipitação, associada aos distúrbios nos STs, também deve sofrer alterações durante os eventos El Niño/La Niña.

Sugestões para trabalhos futuros:

a) Desenvolver estudos, com dados observacionais (ou reanalisados), sobre a energética dos distúrbios na região dos STs, objetivando compreender os mecanismos responsáveis pela intensificação da atividade dos distúrbios nos ST's;

b) Desenvolver estudos, com dados gerados pelo modelo MCGA-CPTEC/COLA, afim de se encontrar as causas do deslocamento do ST subtropical para leste;

c) Desenvolver estudos sobre a relação entre o ciclo de energia dos distúrbios nos STs e sua variabilidade interanual;

d) Investigar o papel da temperatura da superfície do mar sobre a atividade dos STs.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Berbery, E. H.; Vera, C. S. Characteristics of the southern hemisphere winter storm track with filtered and unfiltered data. **Journal of the Atmospheric Science**, v. 53, n. 3, p. 468–481, Mar 1996.
- Bjerknes, J. A possible response of the atmospheric hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature. **Tellus**, v. 18, p. 820–829, 1966.
- Blackmon, M. L. A climatological spectral study of the 500 mb geopotential height of the northern hemisphere. **Journal of the Atmospheric Science**, v. 33, n. 8, p. 1607–1623, 1976.
- Blackmon, M. L.; Wallace, J. M.; Lau, N. C.; Mullen, S. L. An observational study of the northern hemisphere wintertime circulation. **Journal of the Atmospheric Science**, v. 34, n. 7, p. 1040–1053, 1977.
- Cavalcanti, I. F. A. Precipitação climatológica no GCM do CPTEC/COLA, resolução T42L18. In: X Congresso Brasileiro de Meteorologia em Brasília-DF, 1998. **Anais**. Brasília: SBMET, 1998.
- Cavalcanti, I. F. A.; Kayano, M. T. Configurações de distúrbios de alta frequência no hemisfério sul em uma simulação com o MCGA CPTEC/COLA. In: XI Congresso Brasileiro de Meteorologia no Rio de Janeiro - RJ, 2000. **Anais**. Rio de Janeiro: SBMET, 2000.
- Cavalcanti, I. F. A.; Pezzi, L. P.; Nobre, P.; Sampaio, G. Climate prediction of precipitation in Brazil for the northeast raining season (MAM)1988. **Experimental Long Range Forecast Bulletin**, v. 7, n. 1, p. 24–27, 1998.
- Cavalcanti, I. F. A.; Satyamurty, P.; Marengo, J. A.; Nobre, C. A.; Trosnikov, I.; Bonatti, J. P.; Manzi, A. O.; Tarasova, T.; D'Almeida, C.; Sampaio, G.; Castro, C. A. C.; Sanches, M.; Pezzi, H. C. L. P. **Climate characteristics in an ensemble simulation using the CPTEC/COLA atmospheric global circulation model** São José dos Campos: INPE, 2001. (INPE-8150-RPQ/720).
- Chang, E. K. M. Characteristics of wave packets in the upper troposphere. part ii: Seasonal and hemispheric variations. **Journal of the Atmospheric Science**, v. 56, n. 11, p. 1729–1747, 1999.
- Wave packets and life cycles of troughs in the upper troposphere: Examples from the southern hemisphere summer season of 1984/85. **Monthly Weather Review**, v. 128, n. 1, p. 25–50, 2000.
- Chang, E. K. M.; Orlanski, I. On the dynamics of a storm track. **Journal of the Atmospheric Science**, v. 50, n. 7, p. 999–1015, July 1993.

- Chang, E. K. M.; Yu, D. B. Characteristics of wave packets in the upper troposphere. Part I: Northern hemisphere winter. **Journal of the Atmospheric Science**, v. 56, n. 11, p. 1708–1728, 1999.
- Charney, J. G. The dynamics of long waves in a baroclinic westerly current. **Journal of Meteorology**, v. 4, n. 5, p. 135–162, May 1947.
- Climanalise. **Edição especial de monitoramento e análise climática** Cachoeira Paulista-SP, Brasil: CPTEC/INPE. Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos, 1986.
- Eady, E. T. Long waves and cyclone waves. **Tellus**, v. 1, n. 3, p. 33–52, Mar 1949.
- Frederiksen, J. S.; Frederiksen, C. S. Southern hemisphere storm track, blocking, and low-frequency anomalies in a primitive equation model. **Journal of the Atmospheric Science**, v. 50, n. 18, p. 3148–3163, 1993.
- Gan, M. A.; Rao, V. B. Surface cyclogenesis over south america. **Monthly Weather Review**, v. 119, n. 5, p. 1293–1302, 1991.
- Gong, D.; Wang, S. Definition of antartic oscilation index. **Geophysic Research Letters**, v. 26, n. 4, p. 459–462, 1999.
- Hartmann, D. L. A PV view of zonal flow vacillation. **Journal of the Atmospheric Science**, v. 52, n. 14, p. 2561–2576, 1995.
- The key role of lower level meridional shear in baroclinic wave life cycles. **Journal of the Atmospheric Science**, v. 57, n. 3, p. 389–401, 2000.
- Hartmann, D. L.; Lo, F. Wave-driven zonal flow vacillation in the southern hemisphere. **Journal of the Atmospheric Science**, v. 55, n. 8, p. 1303–1315, 1998.
- Holton, J. R. **An introduction to dynamic meteorology third edition**. New York, U.S.A: Academic Press, 1992.
- Hoskins, B. J.; Valdes, P. J. On the existence of storm-tracks. **Journal of the Atmospheric Science**, v. 47, n. 15, p. 1854–1864, 1990.
- Kagano, M. T.; Moura, A. D. **O el niño de 1982-83 e a precipitação sobre a américa do sul**. São José dos Campos: INPE, 1985. (INPE-3726-PRE/858).
- Kalnay, E.; Kanamitsu, M.; Kistler, R.; Collins, W.; Deaven, D.; Gandin, L.; Iredell, M.; Saha, S.; White, G.; Woollen, J.; Zhu, Y.; Chelliah, M.; Ebisuzaki, W.; Higgins, W.; Janowiak, J.; Mo, K. C.; Ropelewski, C.; Wang, J.; Leetmaa, A.; Reynolds, R.; Jenne, R.; Joseph, D. The ncep/ncar 40-year reanalysis project. **Bulletin of American Meteorologic Societ**, v. 77, n. 3, p. 437–471, 1996.
- Kinter, J. L.; DeWitt, D.; Dirmeyer, P. A.; Fennessy, M. J.; Kirtman, B. P.; Marx, L.; Schneider, E. K.; Shukla, J.; Straus, D. The COLA

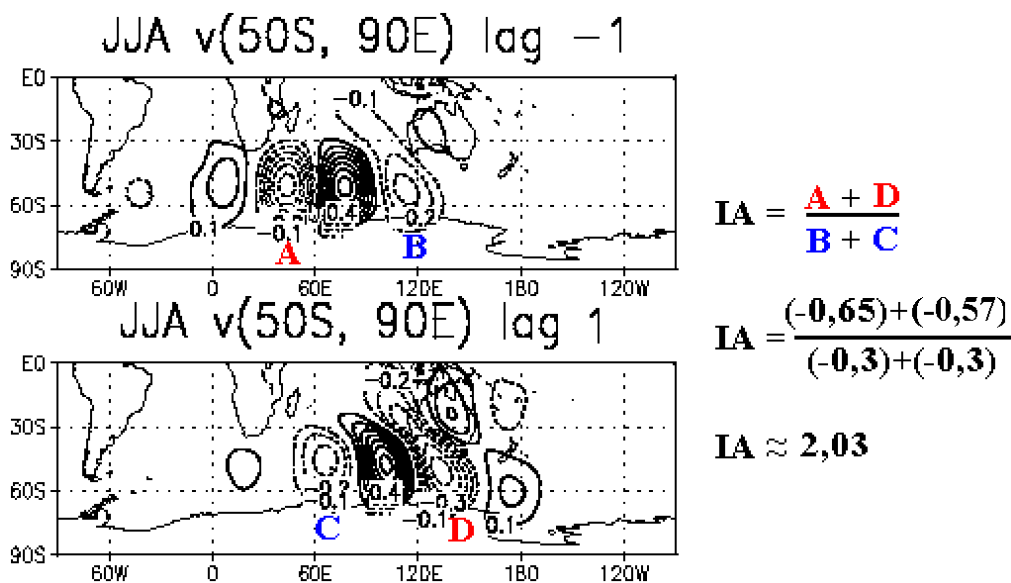
- atmosphere-biosphere general circulation model. **COLA Technical Reports**, v. 51, n. 1, p. 46, 1997.
- Kinter, J. L.; Shukla, J.; Marx, L.; Schneider, E. K. A simulation of the winter and summer circulations with the NMC global spectral model. **Journal of the Atmospheric Science**, v. 45, n. 18, p. 2486–2522, 1988.
- Kitoh, A.; Yamazaki, K.; Tokioka, T. The double-jet and semi-annual oscillations in the southern-hemisphere simulated by the meteorological-research-institute general-circulation model. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 68, n. 2, p. 251–264, 1990.
- Kousky, V. E.; Cavalcanti, I. F. A. Eventos oscilação sul - el niño: características, evolução e anomalias de precipitação. **Ciência e Cultura**, v. 36, n. 11, p. 1888–1889, 1984.
- Kuo, H. L. Further studies of the parameterization of the influence cumulus convection of large-scale flow. **Journal of the Atmospheric Science**, v. 31, p. 1232–1240, 1974.
- Lau, N. C.; Wallace, J. M. On the distribution of horizontal transports by transient eddies in the northern hemisphere wintertime circulation. **Journal of the Atmospheric Science**, v. 36, n. 10, p. 1844–1861, 1979.
- Limpasuvam, V.; Hartmann, D. L. Wave-maintained annular modes of climate variability. **Journal of Climate**, v. 13, n. 24, p. 4414–4429, 2000.
- Lindzen, R. S.; Farrell, B. A simple approximate result for the maximum growth rate for baroclinic instabilities. **Journal of the Atmospheric Science**, v. 37, n. 7, p. 1648–1654, 1980.
- Nakamura, H. Midwinter suppression of baroclinic wave activity in the pacific. **Journal of the Atmospheric Science**, v. 49, n. 17, p. 1629–1642, 1992.
- Nobre, C. A. **Tropical heat sources and associated large-scale atmospheric circulations**. Cambridge: Massachusetts Institute of Technology, Dept. of Meteorology and Physical Oceanography, 297p. 1983, (Thesis Ph.D. - MIT).
- Nobre, C. A.; Rennó, N. O. **Droughts and floods in south america due to the 1982-1983 el niño/southern oscillation episode** São José dos Campos: INPE, 4p. 1985. (Relatório Técnico. INPE 3408-PRE/677).
- Peixoto, J. P.; Oort, A. H. **Physics of climate**. New York, U.S.A: American Institute of Physics, 1992.
- Pezzi, L. P.; Cavalcanti, I. F. A. The relative importance of enso and tropical atlantic sea surface temperature anomalies for seasonal precipitation over south america: a numerical study. **Climate Dynamics**, v. 17, n. 2-3, p. 205–212, 2001.

- Rao, V. B.; do Carmo, A. M. C.; Franchito, S. H. Interannual variations of storm tracks in the southern hemisphere and their connections with the antarctic oscillation. **Geophysical Research Letters**. *submitted*, 2001.
- Seasonal variations in the southern hemisphere storm tracks and associated wave propagation. **Journal of the Atmospheric Science**, v. 59, n. 6, p. 1029–1040, 2002.
- Robinson, W. A. The dynamics of zonal index in a simple model of the atmosphere. **Tellus**, v. 43A, n. 5, p. 295–305, 1991.
- Sawyer, J. S. Observational characteristics of atmospheric fluctuations with a time scale of a month. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 96, n. 410, p. 610–625, 1970.
- SENAMHI. **Fenómeno el niño 1997/98**. Lima-Perú: Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología-SENAMHI, 1999.
- Streten, N. A. Southern hemisphere circulation contrast in the winter of 1972 and 1973. In: Preprints First International Conference on Southern Hemisphere Meteorology. **Anais**. Boston, U.S.A: AMS, 1983.
- Trenberth, K. E. An assessment of the impact of transient eddies on the zonal flux during a blocking episode using localized Eliassen-Palm flux diagnostics. **Journal of the Atmospheric Science**, v. 43, n. 19, p. 2070–2087, 1986.
- Storm tracks in the southern hemisphere. **Journal of the Atmospheric Science**, v. 48, n. 19, p. 2159–2178, 1991.
- Ulrych, T. J.; Bishop, T. N. Maximum entropy spectral analysis and autoregressive decomposition. **Reviews of Geophysics and Space Physics**, v. 13, n. 1, p. 183–200, 1975.
- Wallace, J. M.; Lim, G. H.; Blackmon, M. L. Relationship between cyclone tracks, anticyclone tracks, and baroclinic waveguides. **Journal of the Atmospheric Science**, v. 45, n. 3, p. 439–462, 1988.
- Yu, J. Y.; Hartmann, D. L. Zonal flow vacillation and eddy forcing in a simple GCM of the atmosphere. **Journal of the Atmospheric Science**, v. 50, n. 19, p. 3244–3259, 1993.

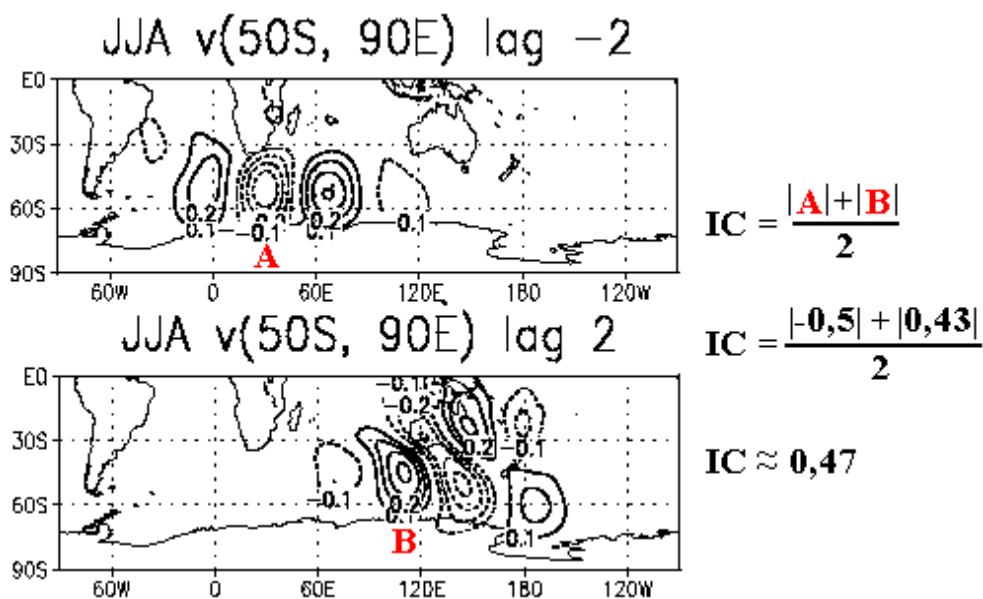
APÊNDICE A

Cálculo dos Índices de Assimetria e de Coerência

Exemplo do cálculo de IA:



Exemplo do cálculo de IC:



APÊNDICE B

Artigo 1: Publicado

Segue incluso o artigo intitulado **Seasonal variations in the Southern Hemisphere storm tracks and associated wave propagation**, publicado na revista **Journal Atmospheric Science**¹.

¹Também incluído nas referências bibliográficas deste trabalho.

APÊNDICE C

Artigo 2: Submetido

Segue incluso o artigo intitulado **Interannual Variations of Storm Tracks in the Southern Hemisphere and their Connections with the Antarctic Oscillation.**, submetido à revista **Journal of Climate**.