

Universidade de São Paulo
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
Departamento de Ciências Atmosféricas

**Ciclones Extratropicais sobre o Atlântico Sul:
Simulação Climática e
Experimentos de Sensibilidade**

Michelle Simões Reboita

São Paulo, maio de 2008.

Universidade de São Paulo
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
Departamento de Ciências Atmosféricas

**Ciclones Extratropicais sobre o Atlântico Sul:
Simulação Climática e
Experimentos de Sensibilidade**

Michelle Simões Reboita

Tese apresentada ao Departamento de
Ciências Atmosféricas da Universidade de
São Paulo para a obtenção do título de
Doutora em Meteorologia.

Orientadora: Profa. Dra. Rosmeri Porfírio da Rocha
Co-orientador: Prof. Dr. Tércio Ambrizzi

São Paulo, maio de 2008.

A todos que lutam por seus ideais.

AGRADECIMENTOS

Aos meus orientadores Dra. Rosmeri Porfírio da Rocha e Dr. Tércio Ambrizzi por todo o conhecimento e sabedoria transmitidos, por confiarem em mim e pela paciência ao longo destes quatro anos de trabalho intenso.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pela concessão da bolsa de doutorado, que sem ela seria impossível a realização deste estudo.

À amiga Nisia Krusche por sempre me incentivar a buscar caminhos mais promissores.

Ao amigo Nelson Vidaurre Navarrete pelo companheirismo e pela grande disposição em transmitir conhecimentos matemáticos e de códigos numéricos e, também, aos amigos João Rafael Dias Pinto, Ricardo Hallak e Edmilson Dias de Freitas por sempre estarem dispostos a me ajudar.

A todos os professores do Departamento de Ciências Atmosféricas que sempre me atenderam quando cheguei a suas portas dizendo “Posso fazer uma perguntinha?”

Às amigas Amanda, Anita, Gyrlene e Meiry pelo companheirismo e momentos descontraídos.

A todos os colegas do GrEC pelo trabalho em parceria. E, também, ao amigo Luiz Felipe Gozzo, pela ajuda na elaboração de documentos em inglês.

A todos os funcionários do IAG pelo apoio técnico e amizade, em especial aos da Seção de Informática: Sebastião e Samuel e ao meu grande amigo da Seção de Audiovisual: Alexandre.

Ao meu namorado pelo apoio e, principalmente, pela paciência ao longo desta jornada.

E a todos que, de uma forma ou outra, me ajudaram a alcançar mais um objetivo.

RESUMO

Neste estudo, avaliou-se o *skill* do *Regional Climate Model* – versão 3 (RegCM3) em simular a climatologia de ciclones extratropicais sobre o Atlântico Sul no período de 1990 a 1999, bem como os padrões atmosféricos associados. O *skill* foi obtido comparando-se a simulação com a reanálise do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP). Além disso, foram realizados alguns experimentos numéricos de sensibilidade (topografia, fluxos turbulentos de calor e umidade e temperatura da superfície do mar – TSM). Inicialmente validou-se a climatologia simulada pelo RegCM3 que, de forma geral, mostrou padrão espacial sazonal das variáveis similar às análises, porém com diferenças em intensidade. O modelo subestima a velocidade do vento em baixos níveis e superestima em níveis superiores, é mais seco na região da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e mais úmido no centro-sul do domínio. Além disso, subestima os fluxos turbulentos de calor latente nas latitudes baixas (exceto no verão), mas aproxima-se das análises nos extratropicos. Devido aos fortes gradientes verticais de temperatura do ar na camada superficial, resultado do bias frio do modelo, os fluxos de calor sensível simulados são maiores do que os das análises. A climatologia de ciclones foi obtida através de um esquema automático, que identifica mínimos de vorticidade relativa no vento a 10 m de altura (ζ_{10}), e incluiu todos os sistemas inicialmente com $\zeta_{10} \leq -1,5 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ e tempo de vida igual ou superior a 24 horas. Em 10 anos o RegCM3 simulou praticamente o mesmo número total de sistemas do NCEP, embora mais fracos e lentos. Com relação à distribuição espacial das ciclogêneses, o modelo simulou as três regiões de maior atividade ciclogênética próximo à costa leste da América do Sul: sul/sudeste do Brasil (RG1), desembocadura do rio da Prata no Uruguai (RG2) e sul da Argentina (RG3), porém subestimou a densidade ciclogênética. As análises de composições mostraram que as ciclogêneses nestas regiões estão associadas à instabilidade baroclínica em superfície e a distúrbios transientes em níveis superiores. Na RG1 a atividade ciclogênética é maior quando os distúrbios em níveis superiores são mais fracos (verão), porém na época de maior disponibilidade de umidade, o que permite concluir que a umidade é fundamental para as ciclogêneses nesta região. Nas RG2 e RG3, as ciclogêneses estão bastante associadas à influência de cavados transientes em níveis superiores que se deslocam do Pacífico em direção ao Atlântico. Enquanto na RG3 muitas das ciclogêneses devem-se ao efeito a sotavento que os distúrbios em níveis superiores sofrem ao cruzar os Andes, na RG2 estes sistemas só vão se originar a ~1000 km da cordilheira, pela interação dos distúrbios transientes com o cavado estacionário gerado pela influência da topografia no escoamento de oeste. O suprimento de umidade é importante, mas não essencial para as ciclogêneses na RG2. O RegCM3 simulou os padrões atmosféricos associados à ocorrência de ciclogêneses registrados na reanálise, embora, em alguns casos, diferindo na intensidade. Experimentos numéricos de sensibilidade mostraram que a topografia é fundamental para a existência dos três máximos ciclogênicos na costa leste da América do Sul, que a ausência de fluxos de calor latente e sensível na interface ar-mar reduz a atividade ciclogênética nas RG1 e RG3 e na parte central do Atlântico Sul, porém não afeta a RG2, e que diferentes cenários de TSM modificam a distribuição espacial das ciclogêneses no Atlântico Sul. Num cenário de TSM homogênea as ciclogêneses se restringem à costa leste da América do Sul e sul do Atlântico Sul e, em outro, que aumentou em 30% os gradientes horizontais de TSM, as ciclogêneses são superestimadas no norte da RG1 e subestimadas nas RG2 e RG3. A intensificação dos gradientes de TSM não aumentou a intensidade e/ou tempo de vida dos ciclones.

ABSTRACT

In this study the skill of Regional Climate Model – version 3 (RegCM3) in simulating extratropical cyclones over the South Atlantic from 1990 to 1999 was verified, as well as the atmospheric patterns associated with them. The model results were compared with the National Centers for Environmental Prediction (NCEP) reanalysis. Sensitivity numerical experiments varying the topography, heat and humidity turbulent fluxes and sea surface temperature were also carried out. The simulated climatology of some meteorological variables was verified. The seasonal spatial pattern of them were similar to the analysis but with differences in intensity. The model underestimates the wind speed at low levels, and overestimates it at upper levels. It is dryer at the South Atlantic Convergence Zone (ZCAS) region, and wetter in the center-south region of the domain. It also underestimates the latent heat turbulent fluxes at low latitude (except in summer), but shows similar values at extratropical regions. Due to strong vertical air temperature gradients at surface level, resulted from the model's cold bias, the simulated sensible heat fluxes were greater than the ones in the analysis. The cyclone climatology was obtained through an automatic scheme that identifies relative vorticity minimums in the wind field at 10 m (ζ_{10}) and includes all the systems with $\zeta_{10} \leq -1,5 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ and life time equal or longer than 24 hours. In 10 years, RegCM3 has simulated almost the same number of systems of NCEP, though weaker and slower than the ones from the reanalysis. Concerning the spatial distribution of cyclogenesis, the model has simulated the three most active cyclogenetic regions near the east coast of South America: Brazil's south/southeast (RG1), Prata river discharge in Uruguay (RG2), and south Argentina (RG3), but underestimated the cyclogenetic density. The composite analysis shows that the cyclogenesis in these regions are associated with surface baroclinic instability and transient disturbances at high levels. At RG1, the cyclogenetic activity is large when the upper level disturbances are weaker (summer), and the humidity availability is also large, what indicates that moisture may play a fundamental role for the cyclogenesis in this region. In RG2 and RG3, the cyclogenesis are strongly associated with upper levels transient troughs that move from the Pacific towards the Atlantic. While in RG3 most of the cyclogenesis are associated with the leeward effect that the upper levels disturbances feel when passing through the Andes, in RG2 these systems will only form at about 1000 km from the Cordillera, by interaction of transient eddies with the stationary trough generated from the influence of topography with western flow. The moisture supply is important but not essential for cyclogenesis at RG2. RegCM3 has correctly simulated the atmospheric patterns associated with cyclogenesis seen in the reanalysis, but, in some cases, there are differences in intensity. Sensitivity numerical experiments showed that the topography is fundamental for the existence of three cyclogenetic regions at the east coast of South America, that the absence of sensible and latent heat fluxes in the air-sea interface weakens the cyclogenetic activity in RG1 and RG3 and in the central south Atlantic, but in RG2 it has no influence. Also, different sea surface temperature scenarios can modify the spatial distributions of cyclogenesis in these regions. In a scenario where the SST is homogeneous, the cyclogenesis are restricted to the South America east coast and south Atlantic; in other, when the horizontal gradients of SST are increased by 30%, the cyclogenesis are overestimated in RG1's north region and underestimated in RG2 and RG3. It seems that the SST gradients changes do not increase the intensity or life time of the cyclones.

ÍNDICE

LISTA DE SÍMBOLOS.....	i
LISTA DE FIGURAS.....	iii
LISTA DE TABELAS.....	xiii
CAPÍTULO 1	1
1.1 Objetivos.....	4
CAPÍTULO 2	6
2.1 Teorias do Desenvolvimento dos Ciclones Extratropicais.....	7
2.1.1 Ciclogênese a Sotavento	17
2.1.2 Influência da Liberação de Calor Latente, da TSM e dos Fluxos Turbulentos de Superfície na Ciclogênese.....	27
2.2 Circulação Oceânica no Atlântico Sul.....	34
2.3 Climatologia de Ciclones Extratropicais.....	39
2.3.1 Hemisfério Sul.....	39
2.3.2 América do Sul.....	46
2.4 Esquemas Numéricos de Identificação e Rastreamento (<i>Tracking</i>) de Ciclones.....	53
CAPÍTULO 3	57
3.1 Introdução.....	57
3.2 Regional Climate Model (RegCM).....	60
3.3 Simulação e Validação.....	63
3.3.1 Características da Simulação Climática	63
3.3.2 Validação: Dados e Metodologia.....	65
3.4 Resultados.....	69
3.4.1 Climatologia Sazonal	69
3.4.2 Ciclo Anual.....	86
3.5 Conclusões Parciais.....	95

CAPÍTULO 4	99
4.1 Metodologia.....	100
4.1.1 Algoritmo de Identificação e Rastreamento (<i>Tracking</i>) de Ciclones.....	100
4.1.2 Métodos de Análise.....	105
4.2 Resultados.....	108
4.2.1 Comparação Subjetiva: NCEP x RegCM3.....	108
4.2.2 Variabilidade Interanual.....	110
4.2.3 Ciclo Anual.....	113
4.2.4 Variação Sazonal.....	117
4.2.5 As Três Regiões Ciclogênicas: Variabilidade Sazonal.....	129
4.2.6 Características Médias dos Ciclones.....	133
4.3 Conclusões Parciais.....	138
CAPÍTULO 5	143
5.1 Dados e Metodologia.....	144
5.2 Resultados.....	146
5.2.1 RG1: Costa Sul e Sudeste do Brasil	146
5.2.1.1 Composições com a Reanálise do NCEP.....	146
5.2.1.2 RG1: Comparação das Composições - NCEP x RegCM3.....	166
5.2.2 RG2: Desembocadura do Rio da Prata – Uruguai.....	181
5.2.2.1 Composições com a Reanálise do NCEP.....	181
5.2.2.2 RG2: Comparação das Composições - NCEP x RegCM3.....	197
5.2.3 RG3: Costa Sul da Argentina (~48° S).....	210
5.2.3.1 Composições com a Reanálise do NCEP.....	210
5.2.3.2 RG3: Comparação das Composições - NCEP x RegCM3.....	224
5.3 Conclusões Parciais.....	236
CAPÍTULO 6	242
6.1 Descrição dos Experimentos Numéricos.....	243
6.2 Resultados.....	254
6.2.1 Simulação Controle.....	254
6.2.2 Topografia.....	256
6.2.3 Fluxos de Calor Latente e Sensível.....	260
6.2.4 TSM	267
6.3 Conclusões Parciais.....	274
CAPÍTULO 7	277
Conclusões Finais.....	277
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	283

LISTA DE SIGLAS

AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
ASAS	anticiclone subtropical do Atlântico Sul
BATS	Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme
CCM	Community Climate Model
CL	calor latente
CLP	camada limite planetária
COARE	Coupled Ocean–Atmosphere Response Experiment
COLA	Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Clima do Brasil
CS	calor sensível
EC	experimento controle de Giordani e Caniaux (2001)
ECMWF	European Centre of Medium Range Weather Forecasting
ExpBATS	experimento com o RegCM3 usando a parametrização de BATS
ExpCTRL	experimento de controle com o RegCM3 aninhado a reanálise do NCEP
ExpCTRL_CPTEC	experimento de controle com o RegCM3 aninhado ao MCG CPTEC/COLA
ExpFluxos	experimento com o RegCM3 desligando os fluxos turbulentos de superfície
ExpTopo	experimento com o RegCM3 removendo a topografia
ExpTopo_CPTEC	experimento com o RegCM3 aninhado ao MCG CPTEC/COLA sem topografia
ExpTSMf	experimento com o RegCM3 usando TSM horizontalmente uniforme e fria
ExpTSMgrad	experimento com o RegCM3 usando TSM com gradiente horizontal intensificado
ExpTSMq	experimento com o RegCM3 usando TSM horizontalmente uniforme e quente
ExpTSMs	experimento com o RegCM3 usando TSM semanal
FCT	fluxos de calor total (latente + sensível)
GARP	Global Atmospheric Research Program
GAS	esquema de convecção com fechamento de Arakawa-Schubert
GFC	esquema de convecção de Grell com fechamento de Fritsch-Chapell
GISS	Goddard Institute for Space Studies
GLCC	Global Land Cover Characterization
GPCP	Global Precipitation Climatology Project
HadAM3	Hadley Centre Atmospheric Model
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
JBN	jato de baixos níveis
MCG	modelos de circulação geral da atmosfera
MCRs	modelos climáticos regionais
MIT	Massachusetts Institute of Technology
MM4	Meso-scale model version 4
MM5	Meso-scale model version 5
N	norte
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NCAR	Community Climate Model
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NE	nordeste
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NW	noroeste
OISST	Optimum Interpolation Sea Surface Temperature
PNMM	pressão ao nível médio do mar
PSA	Pacific – South America Pattern
PSU	Pennsylvania State University
PUV	unidade de vorticidade potencial
RAMS	Regional Atmospheric Modeling System
RegCM3	Regional Climate Model
RG1	costa sul/sudeste do Brasil
RG2	desembocadura do rio da Prata no Uruguai
RG3	costa sul da Argentina
S	sul
SE	sudeste
SOC	Southampton Oceanography Centre

SUBEX	Subgrid Explicit Moisture Scheme
SW	sudoeste
TOGA	Tropical Ocean Global Atmosphere
TSM	temperatura da superfície do mar
USGS	United States Geological Survey
UTC	Universal Time Coordinated
VPI	vorticidade potencial isentrópica
WHOI	Woods Hole Oceanographic Institution
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical
ζ_{10}	vorticidade relativa a 10 m de altura
$\zeta_{-1.5}$	vorticidade relativa a 10 m de altura menor ou igual a $-1,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$
$\zeta_{-2.5}$	vorticidade relativa a 10 m de altura menor ou igual a $-2,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$
τ	fluxo de momento

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1 Modelo conceitual de um ciclone no Hemisfério Norte elaborado por Bjerknes em 1919. Fonte: Bjerknes (1919).....	8
Figura 2.2 Estágios do desenvolvimento de um ciclone extratropical de acordo com a Teoria da Frente Polar.....	9
Figura 2.3 Sistemas de pressão na superfície associada aos campos de divergência (Div) e convergência (Con) nas ondas em altos níveis no Hemisfério Sul.....	11
Figura 2.4 Representação esquemática de uma corrente de jato no Hemisfério Sul.....	14
Figura 2.5 Seção meridional (a) do vento zonal (ms^{-1}) e (b) da temperatura do ar (K) para diferentes latitudes no verão (DJF) no período de 1980 a 1987. Fonte: Holton, 1992, p.142.....	15
Figura 2.6 a) Representação de movimentos ascendentes e subsidentes que conduzem, respectivamente, ao alongamento e redução da coluna atmosférica e conseqüentemente ao aumento ou redução da vorticidade ciclônica como visto em (b). Fonte Hoskins, 1997; pg 326.	18
Figura 2.7 Representação do escoamento de oeste sobre uma barreira topográfica com altitude variando na direção horizontal (eixo x), no Hemisfério Sul. No painel superior é apresentada a altura de uma coluna de fluido em função do eixo x, onde ζ_0 indica a vorticidade relativa isentrópica e θ a temperatura potencial. No painel inferior, tem-se a trajetória de uma parcela no plano x,y. Adaptado de Holton, 2004; pg. 98.	19
Figura 2.8 Estrutura do modo de crescimento instável (função de corrente) na camada inferior de um modelo de duas camadas quase-geostrófico no sentido oeste-leste.	21
Figura 2.9 Altura geopotencial em 500 hPa simulada por um modelo barotrópico	22
Figura 2.10 a) Pressão ao nível médio do mar (hPa), b) fluxos de calor sensível (Wm^{-2}) e c) fluxos de calor latente (Wm^{-2}) registrados às 18 UTC do dia 4 janeiro de 1989 no oceano Atlântico Norte oeste. Fonte: Neiman e Shapiro (1993).	31
Figura 2.11 Representação esquemática da circulação de grande escala na superfície do Atlântico Sul. Fonte: Peterson e Stramma, 1991, pg. 3.....	34
Figura 2.12 Média mensal da TSM ($^{\circ}\text{C}$) no Atlântico Sul calculada no período de 1982 a 2002 com os dados mensais da Optimum Interpolation Sea Surface Temperature - OISST V2 (1° de resolução horizontal) da NOAA (Reynolds et al., 2002).	37
Figura 2.13 Média mensal da magnitude dos gradientes horizontais da TSM ($^{\circ}\text{C km}^{-1}$) no Atlântico Sul no período de 1982 a 2002.	38
Figura 2.14 Distribuição dos centros ciclônicos no período de julho de 1957 a dezembro de 1958 no a) verão (dezembro - março), b) inverno (junho - setembro) e c) estações intermediárias (outubro – novembro e abril – maio). Fonte: Taljaard (1967).	39
Figura 2.15 Densidade dos ciclones móveis no período de 1980 a 1986 no verão (a) e no inverno (b). Fonte: Sinclair, 1994, pg. 2250.	41
Figura 2.16 Distribuição anual da freqüência de ciclogêneses na América do Sul. Fonte Gan e Rao (1991), pg. 119.	47
Figura 2.17 Ilustração da relação entre a vorticidade relativa e a pressão atmosférica representadas no plano cartesiano no Hemisfério Sul.....	55

Figura 2.18 Pressão ao nível médio do mar e vorticidade menor do que $-2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ às 00 UTC do dia 1º de agosto de 1984. Os mínimos de vorticidade estão marcados com X e o mínimo associado com um centro fechado de pressão está identificado com a letra C. Fonte: Sinclair (1994), p. 2243.	56
Figura 3.1 Domínio e topografia empregados na simulação climática com o RegCM3. A figura também apresenta o domínio de análise (limite interno), que é a área onde serão efetuadas as investigações deste estudo, e os subdomínios RG1, RG2 e RG3 que indicam as regiões mais favoráveis à ocorrência de ciclogêneses na costa leste da América do Sul.	64
Figura 3.2 Média sazonal dos fluxos de calor latente ($CL - \text{Wm}^{-2}$) simulados pelo RegCM3 e das análises do WHOI, ECMWF e NCEP no verão (coluna esquerda) e no inverno (coluna direita).....	71
Figura 3.3 Média sazonal dos fluxos de calor sensível ($CS - \text{Wm}^{-2}$) simulados pelo RegCM3 e das análises do WHOI, ECMWF e NCEP no verão (coluna esquerda) e no inverno (coluna direita).....	76
Figura 3.4 Média sazonal da temperatura do ar a 2 m ($T2m - ^\circ\text{C}$) simulada pelo RegCM3 e das análises do WHOI, ECMWF e NCEP no verão (coluna esquerda) e no inverno (coluna direita).....	78
Figura 3.5 Média sazonal da intensidade e direção do vento a 10 m simulados pelo RegCM3 e das análises do WHOI, ECMWF e NCEP no verão (coluna esquerda) e no inverno (coluna direita).....	80
Figura 3.6 Média sazonal da precipitação (mm dia^{-1}) simulada pelo RegCM3 e das análises do WHOI, ECMWF e GPCP no verão (coluna esquerda) e no inverno (coluna direita).....	82
Figura 3.7 Média sazonal da intensidade e direção do vento em 850 hPa simulados pelo RegCM3 e das análises do ECMWF e NCEP no verão (coluna esquerda) e no inverno (coluna direita).....	84
Figura 3.8 Média sazonal da intensidade e direção do vento em 200 hPa simulados pelo RegCM3 e das análises do ECMWF e NCEP no verão (coluna esquerda) e no inverno (coluna direita).....	86
Figura 3.9 Média mensal da temperatura do ar a 2 m de altura ($T2m -$ coluna esquerda), da intensidade do vento a 10 m (coluna central) e da precipitação ($Pr -$ coluna esquerda) simuladas pelo RegCM3 (linha azul) e das análises do WHOI (linha verde), ECMWF (linha vermelha) e NCEP (linha preta) para as regiões indicadas na Figura 3.1 no período de 1990 a 1999.	92
Figura 3.10 Similar à Figura 3.9, porém para os fluxos de calor latente (coluna esquerda) e sensível (coluna direita).	93
Figura 3.11 Similar à Figura 3.9, porém para os gradientes verticais de umidade específica (coluna esquerda) e de temperatura do ar (coluna direita). Para o gradiente vertical de umidade específica tem-se a diferença entre a umidade específica de saturação (qs) e a umidade específica a 2 m ($q2m$), enquanto que para o gradiente vertical de temperatura do ar tem-se a diferença entre a TSM e a temperatura do ar a 2 m ($T2m$).	94
Figura 4.1 Exemplo ilustrativo de um campo de vorticidade relativa a 10 m de altura da reanálise do NCEP, no dia 01/06/1996 às 00 UTC, antes (a) e após (b) a suavização. O intervalo das isolinhas é de $0,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$	101
Figura 4.2 Posição do centro de um ciclone identificada na grade de baixa (X) e alta resolução (+). Na figura, a área da grade de alta resolução é indicada por um quadrado pontilhado. A figura trata-se de um sistema observado dia 01/06/1996 às 00 UTC na reanálise do NCEP.	102
Figura 4.3 Representação ilustrativa das etapas de identificação e rastreamento dos ciclones considerando um campo de vorticidade com resolução horizontal de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ de latitude por longitude.	104
Figura 4.4 Identificação do domínio da simulação com o RegCM3 (grade mais externa), da área de dados fornecida ao algoritmo de identificação e tracking dos ciclones (grade limitada por - . -), da	

região para determinação das trajetórias dos sistemas (grade com cor laranja) e do domínio e subdomínios usados para a determinação da climatologia de ciclones (grade com cor azul)..... 107

Figura 4.5 Comparação entre os campos da vorticidade relativa suavizada ($\zeta \leq -1,5 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$) da reanálise do NCEP (coluna esquerda) e da simulação do RegCM3 (coluna direita) nos dias 9 (a-b) e 25 (c-d) de junho de 1996 às 06 h e 12 h, respectivamente. A $\zeta > -1,5 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ não é apresentada, pois o objetivo é mostrar o que o algoritmo observa. 110

Figura 4.6 Total anual de ciclogêneses no Atlântico Sul, entre 1990 e 1999, na simulação (linha tracejada) e no NCEP (linha contínua) que se iniciaram com (a) $\zeta_{-1.5}$ e (b) $\zeta_{-2.5}$, respectivamente. ... 111

Figura 4.7 Total anual de ciclogêneses que se iniciaram com vorticidade entre: (a) $-2,5 \times 10^{-5} \text{s}^{-1} < \zeta \leq -1,5 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$; (b) $-3,5 \times 10^{-5} \text{s}^{-1} < \zeta \leq -2,5 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ e (c) $\zeta \leq -3,5 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ na simulação (linha tracejada) e no NCEP (linha contínua) no período de 1990 e 1999 no Atlântico Sul. 113

Figura 4.8 Média mensal de ciclogêneses no Atlântico Sul, entre 1990 e 1999, na simulação (linha tracejada) e no NCEP (linha contínua), que se iniciaram com: (a) $\zeta_{-1.5}$ e (b) $\zeta_{-2.5}$ 114

Figura 4.9 Diferença do total mensal de ciclogêneses detectadas no RegCM3 e NCEP (RegCM3 – NCEP) para os sistemas que se iniciaram com (a) $\zeta_{-1.5}$ e (b) $\zeta_{-2.5}$. A linha tracejada indica o limiar de ± 5 sistemas e a pontilhada de ± 3 sistemas. 115

Figura 4.10 Totais mensais de ciclogêneses no Atlântico Sul no ano de 1990 obtidos a partir da reanálise do NCEP (barras em cinza) e da simulação do RegCM3 (barras brancas) dos sistemas que se iniciaram com (a) $\zeta_{-1.5}$ e (b) $\zeta_{-2.5}$ 117

Figura 4.11 Média sazonal de ciclogêneses no Atlântico Sul, entre 1990 e 1999, na simulação (linha tracejada) e no NCEP (linha contínua), que se iniciaram com: (a) $\zeta_{-1.5}$ e (b) $\zeta_{-2.5}$ 118

Figura 4.12 Densidade de ciclogêneses por estação do ano, no período de 1990 a 1999, que se iniciaram com $\zeta \leq -1,5 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ na reanálise do NCEP (coluna esquerda) e na simulação com o RegCM3 (coluna direita). A densidade é (número de sistemas/ km^2) 10^4 120

Figura 4.13 Densidade de ciclogêneses por estação do ano, no período de 1990 a 1999, que se iniciaram com $\zeta \leq -2,5 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ na reanálise do NCEP (coluna esquerda) e na simulação com o RegCM3 (coluna direita). 121

Figura 4.14 Densidade de ciclogêneses no período de 1990 a 1999, que se iniciaram com $\zeta \leq -1,5 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ (parte superior) e com $\zeta \leq -2,5 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ (parte inferior) na reanálise do NCEP e na simulação com o RegCM3. 122

Figura 4.15 Densidade por estação do ano e total das ciclogêneses, no período de 1990 a 1999, que se iniciaram com $\zeta \leq -1,5 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ na reanálise do NCEP na primeira posição identificada (coluna mais a esquerda) e nos intervalos de tempo posteriores: 6h (segunda coluna da esquerda para direita), 12 h (terceira coluna), 24 h (quarta coluna), 36 h (quinta coluna) e 48 h (sexta coluna). 127

Figura 4.16 Similar à Figura 4.15, mas para os sistemas simulados com o RegCM3. 128

Figura 4.17 Média sazonal da ocorrência de ciclogêneses no RegCM3 (linha tracejada) e no NCEP (linha contínua) com vorticidade inicial $\zeta \leq -1,5 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ (coluna esquerda) e $\zeta \leq -2,5 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ (coluna direita) nas regiões RG1, RG2 e RG3. 131

Figura 4.18 Desvio-padrão sazonal da ocorrência de ciclogêneses no RegCM3 (linha tracejada) e no NCEP (linha contínua) com vorticidade inicial $\zeta \leq -1,5 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ (coluna esquerda) e $\zeta \leq -2,5 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ (coluna direita) nas regiões RG1, RG2 e RG3. 132

Figura 4.19 Histogramas das freqüências relativas da (a) vorticidade relativa suavizada na primeira posição dos sistemas, (b) média da vorticidade relativa suavizada durante o tempo de vida dos

sistemas, (c) tempo de vida, (d) distância percorrida e (e) velocidade média dos ciclones que se iniciaram com $\zeta \leq -1,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ no Atlântico Sul, entre 1990 e 1999, na reanálise do NCEP (barras brancas) e na simulação do RegCM3 (barras cinzas)..... 135

Figura 4.20 Similar à Figura 4.19, mas para os sistemas que se iniciaram com $\zeta \leq -2,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 136

Figura 5.1 Composições da altura geopotencial em 500 hPa (linha preta) para os eventos ciclogênicos e das anomalias (eventos ciclogênicos – não ciclogênicos) de advecção horizontal de vorticidade absoluta em 500 hPa obtidas para a RG1 com a reanálise do NCEP. As anomalias estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T–Student, estão circundadas por uma linha preta. O intervalo das isolinhas de altura geopotencial corresponde a 100 m e o das isolinhas da advecção horizontal de vorticidade absoluta a $1 \times 10^{-10} \text{ s}^{-1}$. Na figura as linhas correspondem aos dias das composições e as colunas às estações do ano. 156

Figura 5.2 Similar à figura 5.1, mas para as composições das anomalias de altura geopotencial em 500 hPa para os eventos ciclogênicos da RG1 com a reanálise do NCEP. O intervalo das isolinhas corresponde a 10 m. As anomalias estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T–Student, estão circundadas por uma linha preta..... 157

Figura 5.3 Similar à figura 5.1, mas para as composições das anomalias ciclônicas de altura geopotencial em 200 hPa (linhas pretas) e das anomalias ciclônicas de vorticidade relativa a 10 m (linhas coloridas) para a RG1 com a reanálise do NCEP. O intervalo das isolinhas das anomalias de altura geopotencial é de 10 m e em todas as figuras a isolinha mais externa se inicia em -10 m.... 158

Figura 5.4 Similar à figura 5.1, mas para as composições das anomalias de vorticidade relativa a 10 m para a RG1 com a reanálise do NCEP. As anomalias estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T–Student, estão circundadas por uma linha preta..... 159

Figura 5.5 Similar à figura 5.1, mas para as composições das anomalias de pressão ao nível médio do mar para a RG1 com a reanálise do NCEP. As anomalias estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T–Student, estão circundadas por uma linha preta..... 160

Figura 5.6 Similar à figura 5.1, mas para as composições da magnitude (cores) e direção (setas) do vento em 200 hPa e para as anomalias de divergência horizontal do vento em 200 hPa para a RG1 com a reanálise do NCEP. 161

Figura 5.7 Similar à figura 5.1, mas para as composições das anomalias de temperatura do ar e das anomalias do vetor gradiente horizontal de temperatura do ar em 100 hPa para a RG1 com a reanálise do NCEP. As anomalias da temperatura do ar estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T–Student, estão circundadas por uma linha preta..... 162

Figura 5.8 Similar à figura 5.1, mas para as composições das anomalias da direção do vento (setas) e das anomalias da divergência horizontal dos fluxos de umidade em 850 hPa para a RG1 com a reanálise do NCEP. As anomalias da divergência horizontal estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T–Student, estão circundadas por uma linha preta..... 163

Figura 5.9 Similar à figura 5.1, mas para as composições das anomalias de precipitação para a RG1 com a reanálise do NCEP. As anomalias estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T–Student, estão circundadas por uma linha preta. 164

Figura 5.10 Similar à figura 5.1, mas para as composições das anomalias dos fluxos de calor total e das anomalias ciclônicas de vorticidade relativa a 10 m para a RG1 com a reanálise do NCEP..... 165

Figura 5.11 Composições da altura geopotencial em 500 hPa (linha preta) para os eventos ciclogênicos e das anomalias (eventos ciclogênicos – não ciclogênicos) de advecção horizontal de vorticidade absoluta em 500 hPa obtidas para a RG1 com a simulação do RegCM3. As anomalias estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T–Student, estão circundadas por uma linha preta. O intervalo das isolinhas de altura geopotencial corresponde a 100

m e o das isolinhas da advecção horizontal de vorticidade absoluta a $1 \times 10^{-10} \text{ s}^{-1}$. Na figura as linhas correspondem aos dias das composições e as colunas às estações do ano. 171

Figura 5.12 Similar à figura 5.11, mas para as composições das anomalias de altura geopotencial em 500 hPa para os eventos ciclogênicos da RG1 com a simulação do RegCM3. O intervalo das isolinhas corresponde a 10 m. As anomalias estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T–Student, estão circundadas por uma linha preta. 172

Figura 5.13 Similar à figura 5.11, mas para as composições das anomalias ciclônicas de altura geopotencial em 200 hPa (linhas pretas) e das anomalias ciclônicas de vorticidade relativa a 10 m (linhas coloridas) para a RG1 com a simulação do RegCM3. O intervalo das isolinhas das anomalias de altura geopotencial é de 10 m e em todas as figuras a isolinha mais externa se inicia em -10 m. 173

Figura 5.14 Similar à figura 5.11, mas para as composições das anomalias de vorticidade relativa a 10 m para a RG1 com a simulação do RegCM3. As anomalias estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T–Student, estão circundadas por uma linha preta. 174

Figura 5.15 Similar à figura 5.11, mas para as composições das anomalias de pressão ao nível médio do mar para a RG1 com a simulação do RegCM3. As anomalias estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T–Student, estão circundadas por uma linha preta. 175

Figura 5.16 Similar à figura 5.11, mas para as composições da magnitude (cores) e direção (setas) do vento em 200 hPa e para as anomalias de divergência horizontal do vento em 200 hPa para a RG1 com simulação do RegCM3. 176

Figura 5.17 Similar à figura 5.11, mas para as composições das anomalias de temperatura do ar e das anomalias do vetor gradiente horizontal de temperatura do ar em 100 hPa para a RG1 com a simulação do RegCM3. As anomalias da temperatura do ar estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T–Student, estão circundadas por uma linha preta. 177

Figura 5.18 Similar à figura 5.11, mas para as composições das anomalias da direção do vento (setas) e das anomalias da divergência horizontal dos fluxos de umidade em 850 hPa para a RG1 com a simulação do RegCM3. As anomalias da divergência horizontal estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T–Student, estão circundadas por uma linha preta. 178

Figura 5.19 Similar à figura 5.11, mas para as composições das anomalias de precipitação para a RG1 com a simulação do RegCM3. As anomalias estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T–Student, estão circundadas por uma linha preta. 179

Figura 5.20 Similar à figura 5.11, mas para as composições das anomalias dos fluxos de calor total e das anomalias ciclônicas de vorticidade relativa a 10 m para a RG1 com a simulação do RegCM3. 180

Figura 5.21 Composições da altura geopotencial em 500 hPa (linha preta) para os eventos ciclogênicos e das anomalias (eventos ciclogênicos – não ciclogênicos) de advecção horizontal de vorticidade absoluta em 500 hPa obtidas para a RG2 com a reanálise do NCEP. As anomalias estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T–Student, estão circundadas por uma linha preta. O intervalo das isolinhas de altura geopotencial corresponde a 100 m e o das isolinhas da advecção horizontal de vorticidade absoluta a $1 \times 10^{-10} \text{ s}^{-1}$. Na figura as linhas correspondem aos dias das composições e as colunas às estações do ano. 187

Figura 5.22 Similar à figura 5.21, mas para as composições das anomalias de altura geopotencial em 500 hPa para os eventos ciclogênicos da RG2 com a reanálise do NCEP. O intervalo das isolinhas corresponde a 10 m. As anomalias estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T–Student, estão circundadas por uma linha preta. 188

- Figura 5.23** Similar à figura 5.21, mas para as composições das anomalias ciclônicas de altura geopotencial em 200 hPa (linhas pretas) e das anomalias ciclônicas de vorticidade relativa a 10 m (linhas coloridas) para a RG2 com a reanálise do NCEP. O intervalo das isolinhas das anomalias de altura geopotencial é de 10 m e em todas as figuras a isolinha mais externa se inicia em -10 m.... 189
- Figura 5.24** Similar à figura 5.21, mas para as composições das anomalias de vorticidade relativa a 10 m para a RG2 com a reanálise do NCEP. As anomalias estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T–Student, estão circundadas por uma linha preta..... 190
- Figura 5.25** Similar à figura 5.21, mas para as composições das anomalias de pressão ao nível médio do mar para a RG2 com a reanálise do NCEP. As anomalias estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T–Student, estão circundadas por uma linha preta. 191
- Figura 5.26** Similar à figura 5.21, mas para as composições da magnitude (cores) e direção (setas) do vento em 200 hPa e para as anomalias de divergência horizontal do vento em 200 hPa para a RG2 com a reanálise do NCEP..... 192
- Figura 5.27** Similar à figura 5.21, mas para as composições das anomalias de temperatura do ar e das anomalias do vetor gradiente horizontal de temperatura do ar em 100 hPa para a RG2 com a reanálise do NCEP. As anomalias da temperatura do ar estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T–Student, estão circundadas por uma linha preta..... 193
- Figura 5.28** Similar à figura 5.21, mas para as composições das anomalias da direção do vento (setas) e das anomalias da divergência horizontal dos fluxos de umidade em 850 hPa para a RG2 com a reanálise do NCEP. As anomalias da divergência horizontal estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T–Student, estão circundadas por uma linha preta. 194
- Figura 5.29** Similar à figura 5.21, mas para as composições das anomalias de precipitação para a RG2 com a reanálise do NCEP. As anomalias estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T–Student, estão circundadas por uma linha preta. 195
- Figura 5.30** Similar à figura 5.21, mas para as composições das anomalias dos fluxos de calor total e das anomalias ciclônicas de vorticidade relativa a 10 m para a RG2 com a reanálise do NCEP. 196
- Figura 5.31** Composições da altura geopotencial em 500 hPa (linha preta) para os eventos ciclogênicos e das anomalias (eventos ciclogênicos – não ciclogênicos) de advecção horizontal de vorticidade absoluta em 500 hPa obtidas para a RG2 com a simulação do RegCM3. As anomalias estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T–Student, estão circundadas por uma linha preta. O intervalo das isolinhas de altura geopotencial corresponde a 100 m e o das isolinhas da advecção horizontal de vorticidade absoluta a $1 \times 10^{-10} \text{ s}^{-1}$. Na figura as linhas correspondem aos dias das composições e as colunas às estações do ano. 200
- Figura 5.32** Similar à figura 5.31, mas para as composições das anomalias de altura geopotencial em 500 hPa para os eventos ciclogênicos da RG2 com a simulação do RegCM3. O intervalo das isolinhas corresponde a 10 m. As anomalias estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T–Student, estão circundadas por uma linha preta. 201
- Figura 5.33** Similar à figura 5.31, mas para as composições das anomalias ciclônicas de altura geopotencial em 200 hPa (linhas pretas) e das anomalias ciclônicas de vorticidade relativa a 10 m (linhas coloridas) para a RG2 com a simulação do RegCM3. O intervalo das isolinhas das anomalias de altura geopotencial é de 10 m e em todas as figuras a isolinha mais externa se inicia em -10 m. 202
- Figura 5.34** Similar à figura 5.31, mas para as composições das anomalias de vorticidade relativa a 10 m para a RG2 com a simulação do RegCM3. As anomalias estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T–Student, estão circundadas por uma linha preta..... 203
- Figura 5.35** Similar à figura 5.31, mas para as composições das anomalias de pressão ao nível médio do mar para a RG2 com a simulação do RegCM3. As anomalias estatisticamente significativas

ao nível de significância de 10%, segundo o teste T–Student, estão circundadas por uma linha preta.	204
Figura 5.36 Similar à figura 5.31, mas para as composições da magnitude (cores) e direção (setas) do vento em 200 hPa e para as anomalias de divergência horizontal do vento em 200 hPa para a RG2 com simulação do RegCM3.	205
Figura 5.37 Similar à figura 5.31, mas para as composições das anomalias de temperatura do ar e das anomalias do vetor gradiente horizontal de temperatura do ar em 100 hPa para a RG2 com a simulação do RegCM3. As anomalias da temperatura do ar estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T–Student, estão circundadas por uma linha preta.	206
Figura 5.38 Similar à figura 5.31, mas para as composições das anomalias da direção do vento (setas) e das anomalias da divergência horizontal dos fluxos de umidade em 850 hPa para a RG2 com a simulação do RegCM3. As anomalias da divergência horizontal estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T–Student, estão circundadas por uma linha preta.	207
Figura 5.39 Similar à figura 5.31, mas para as composições das anomalias de precipitação para a RG2 com a simulação do RegCM3. As anomalias estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T–Student, estão circundadas por uma linha preta.	208
Figura 5.40 Similar à figura 5.31, mas para as composições das anomalias dos fluxos de calor total e das anomalias ciclônicas de vorticidade relativa a 10 m para a RG2 com a simulação do RegCM3.	209
Figura 5.41 Composições da altura geopotencial em 500 hPa (linha preta) para os eventos ciclogênicos e das anomalias (eventos ciclogênicos – não ciclogênicos) de advecção horizontal de vorticidade absoluta em 500 hPa obtidas para a RG3 com a reanálise do NCEP. As anomalias estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T–Student, estão circundadas por uma linha preta. O intervalo das isolinhas de altura geopotencial corresponde a 100 m e o das isolinhas da advecção horizontal de vorticidade absoluta a $1 \times 10^{-10} \text{ s}^{-1}$. Na figura as linhas correspondem aos dias das composições e as colunas às estações do ano.	214
Figura 5.42 Similar à figura 5.41, mas para as composições das anomalias de altura geopotencial em 500 hPa para os eventos ciclogênicos da RG3 com a reanálise do NCEP. O intervalo das isolinhas corresponde a 10 m. As anomalias estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T–Student, estão circundadas por uma linha preta.	215
Figura 5.43 Similar à figura 5.41, mas para as composições das anomalias ciclônicas de altura geopotencial em 200 hPa (linhas pretas) e das anomalias ciclônicas de vorticidade relativa a 10 m (linhas coloridas) para a RG3 com a reanálise do NCEP. O intervalo das isolinhas das anomalias de altura geopotencial é de 10 m e em todas as figuras a isolinha mais externa se inicia em -10 m.	216
Figura 5.44 Similar à figura 5.41, mas para as composições das anomalias de vorticidade relativa a 10 m para a RG3 com a reanálise do NCEP. As anomalias estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T–Student, estão circundadas por uma linha preta.	217
Figura 5.45 Similar à figura 5.41, mas para as composições das anomalias de pressão ao nível médio do mar para a RG3 com a reanálise do NCEP. As anomalias estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T–Student, estão circundadas por uma linha preta.	218
Figura 5.46 Similar à figura 5.41, mas para as composições da magnitude (cores) e direção (setas) do vento em 200 hPa e para as anomalias de divergência horizontal do vento em 200 hPa para a RG3 com a reanálise do NCEP.	219
Figura 5.47 Similar à figura 5.41, mas para as composições das anomalias de temperatura do ar e das anomalias do vetor gradiente horizontal de temperatura do ar em 100 hPa para a RG3 com a reanálise do NCEP. As anomalias da temperatura do ar estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T–Student, estão circundadas por uma linha preta.	220

Figura 5.48 Similar à figura 5.41, mas para as composições das anomalias da direção do vento (setas) e das anomalias da divergência horizontal dos fluxos de umidade em 850 hPa para a RG3 com a reanálise do NCEP. As anomalias da divergência horizontal estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T–Student, estão circundadas por uma linha preta. 221

Figura 5.49 Similar à figura 5.41, mas para as composições das anomalias de precipitação para a RG3 com a reanálise do NCEP. As anomalias estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T–Student, estão circundadas por uma linha preta. 222

Figura 5.50 Similar à figura 5.41, mas para as composições das anomalias dos fluxos de calor total e das anomalias ciclônicas de vorticidade relativa a 10 m para a RG3 com a reanálise do NCEP. 223

Figura 5.51 Composições da altura geopotencial em 500 hPa (linha preta) para os eventos ciclogênicos e das anomalias (eventos ciclogênicos – não ciclogênicos) de advecção horizontal de vorticidade absoluta em 500 hPa obtidas para a RG3 com a simulação do RegCM3. As anomalias estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T–Student, estão circundadas por uma linha preta. O intervalo das isolinhas de altura geopotencial corresponde a 100 m e o das isolinhas da advecção horizontal de vorticidade absoluta a $1 \times 10^{-10} \text{ s}^{-1}$. Na figura as linhas correspondem aos dias das composições e as colunas às estações do ano. 226

Figura 5.52 Similar à figura 5.51, mas para as composições das anomalias de altura geopotencial em 500 hPa para os eventos ciclogênicos da RG3 com a simulação do RegCM3. O intervalo das isolinhas corresponde a 10 m. As anomalias estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T–Student, estão circundadas por uma linha preta. 227

Figura 5.53 Similar à figura 5.51, mas para as composições das anomalias ciclônicas de altura geopotencial em 200 hPa (linhas pretas) e das anomalias ciclônicas de vorticidade relativa a 10 m (linhas coloridas) para a RG3 com a simulação do RegCM3. O intervalo das isolinhas das anomalias de altura geopotencial é de 10 m e em todas as figuras a isolinha mais externa se inicia em -10 m. 228

Figura 5.54 Similar à figura 5.51, mas para as composições das anomalias de vorticidade relativa a 10 m para a RG3 com a simulação do RegCM3. As anomalias estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T–Student, estão circundadas por uma linha preta. 229

Figura 5.55 Similar à figura 5.51, mas para as composições das anomalias de pressão ao nível médio do mar para a RG3 com a simulação do RegCM3. As anomalias estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T–Student, estão circundadas por uma linha preta. 230

Figura 5.56 Similar à figura 5.51, mas para as composições da magnitude (cores) e direção (setas) do vento em 200 hPa e para as anomalias de divergência horizontal do vento em 200 hPa para a RG3 com simulação do RegCM3. 231

Figura 5.57 Similar à figura 5.51, mas para as composições das anomalias de temperatura do ar e das anomalias do vetor gradiente horizontal de temperatura do ar em 100 hPa para a RG3 com a simulação do RegCM3. As anomalias da temperatura do ar estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T–Student, estão circundadas por uma linha preta. 232

Figura 5.58 Similar à figura 5.51, mas para as composições das anomalias da direção do vento (setas) e das anomalias da divergência horizontal dos fluxos de umidade em 850 hPa para a RG3 com a simulação do RegCM3. As anomalias da divergência horizontal estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T–Student, estão circundadas por uma linha preta. 233

Figura 5.59 Similar à figura 5.51, mas para as composições das anomalias de precipitação para a RG3 com a simulação do RegCM3. As anomalias estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T–Student, estão circundadas por uma linha preta. 234

Figura 5.60 Similar à figura 5.51, mas para as composições das anomalias dos fluxos de calor total e das anomalias ciclônicas de vorticidade relativa a 10 m para a RG3 com a simulação do RegCM3.	235
Figura 6.1 a) Definição das regiões para cálculo da média da TSM quente e fria; b) indica a região em que a TSM é considerada uniforme. Neste exemplo, a TSM uniforme é igual a 12°C (média da corrente quente no mês de julho de 1990).	245
Figura 6.2 a) TSM média mensal observada no mês de julho de 1990; b) diferença entre o campo da TSM quente uniforme (12°C) e da observada e c) diferença entre o campo da TSM fria uniforme (8,5°C) e da observada.	246
Figura 6.3 a) Média mensal no ano de 1990 da TSM da corrente do Brasil (linha pontilhada) e das Malvinas (linha contínua) calculada nos subdomínios definidos na Figura 6.2a e b) diferença entre a média mensal da TSM das duas correntes.	247
Figura 6.4 Cortes zonais (42,5°S) e meridionais (55,5°W) na TSM nos meses de janeiro (a-c) e junho (b-d) de 1990.	249
Figura 6.5 Cortes zonais em 0° (a), 45° (b), 60° (c) e 70° S (d) no campo da TSM observada e com o gradiente horizontal intensificado através de quatro diferentes valores de α (6×10^3 ; 1×10^4 ; 2×10^4 e 3×10^4). Eixo horizontal corresponde à longitude e vertical à TSM.	250
Figura 6.6 Cortes meridionais em 60° (a), 50° (b), 40° (c) e 20° W (d) no campo da TSM observada e com o gradiente horizontal intensificado através de quatro diferentes valores de α (6×10^3 ; 1×10^4 ; 2×10^4 e 3×10^4). Eixo horizontal corresponde à latitude e vertical à TSM.	251
Figura 6.7 a) Média mensal da TSM observada em janeiro de 1990 e campos da diferença entre a TSM com gradiente horizontal intensificado em janeiro de 1990 e a TSM observada. Os valores de α utilizados para a intensificação foram (b) 6×10^3 , (c) 1×10^4 , (d) 2×10^4 e (e) 3×10^4 .	252
Figura 6.8 a) Magnitude dos gradientes horizontais (°C km-1) da média mensal da TSM observada em janeiro de 1990 e b) da TSM com gradientes horizontais intensificados em 30%.	253
Figura 6.9 Número total de ciclogêneses identificadas em cada experimento numérico de sensibilidade no ano de 1990: a) com condições iniciais e de fronteiras da reanálise do NCEP e b) com condições iniciais e de fronteiras da simulação do CPTEC/COLA.	254
Figura 6.10 Densidade ciclogênética no ano de 1990: a) no NCEP e b) no ExpCTRL. c) Diferença entre NCEP e ExpCTRL.	255
Figura 6.11 a) Densidade ciclogênética obtida para o ano de 1990 com o ExpTopo e b) diferença em relação ao ExpCTRL.	256
Figura 6.12 Composições, no ano de 1990, do vetor velocidade do vento (setas) e da divergência horizontal dos fluxos de umidade em 850 hPa para os eventos ciclogênicos nas regiões RG1 (coluna esquerda), RG2 (coluna central) e RG3 (coluna direita) entre o dia anterior (-1) e posterior (+1) a ciclogêneses (0) no ExpCTRL.	257
Figura 6.13 Similar à Figura 6.12, mas para o ExpTopo.	257
Figura 6.14 Densidade ciclogênética no ano de 1990: a) no ExpCTRL_CPTEC e b) no ExpTopo_CPTEC. c) Diferença entre ExpCTRL_CPTEC e ExpTopo_CPTEC.	258
Figura 6.15 Média da altura geopotencial das 12 UTC no ano de 1990 simulada no ExpCTRL_CPTEC (linha preta), no ExpTopo_CPTEC (linha vermelha) e diferença entre o experimento sem e com topografia (linha verde).	260
Figura 6.16 a) Densidade ciclogênética obtida para o ano de 1990 com o ExpFluxos e b) diferença em relação ao ExpCTRL.	261

Figura 6.17 Média da altura geopotencial das 12 UTC no ano de 1990 simulada no ExpCTRL (linha preta), no ExpFluxos (linha vermelha) e diferença entre o experimento sem e com fluxos de calor latente e sensível (linha verde).	261
Figura 6.18 Diferença das composições do ExpFluxos e ExpCTRL, no ano de 1990, do vetor velocidade do vento (setas) e da divergência horizontal dos fluxos de umidade em 850 hPa para os eventos ciclogênicos nas regiões RG1 (coluna esquerda), RG2 (coluna central) e RG3 (coluna direita) entre o dia anterior (-1) e posterior (+1) a ciclogêneses (0).....	262
Figura 6.19 Diferença das composições do ExpFluxos e ExpCTRL, no ano de 1990, da umidade específica em 850 hPa para os eventos ciclogênicos nas regiões RG1 (coluna esquerda), RG2 (coluna central) e RG3 (coluna direita) entre o dia anterior (-1) e posterior (+1) a ciclogêneses (0). 263	
Figura 6.20 Comparação entre o ExpCTRL e ExpFluxos considerando todo o Atlântico Sul (barras cinzas) e a RG1 (barras brancas): a) ζ_{10} na primeira posição dos ciclones, b) ζ_{10} média ao longo do tempo de vida dos ciclones, c) tempo de vida e d) distância percorridas pelos ciclones.....	264
Figura 6.21 Comparação da vorticidade relativa média ao longo do tempo de vida dos ciclones no Atlântico Sul no ano de 1990 no ExpCTRL (linha pontilhada) e ExpFluxos (linha contínua).	264
Figura 6.22 a) Densidade ciclogênica obtida no ano de 1990 com o ExpBATS e b) diferença em relação ao ExpCTRL.	265
Figura 6.23 Diferença das composições do ExpBATS e ExpCTRL, no ano de 1990, dos fluxos de calor total para os eventos ciclogênicos nas regiões RG1 (coluna esquerda), RG2 (coluna central) e RG3 (coluna direita) entre o dia anterior (-1) e posterior (+1) a ciclogêneses (0).	266
Figura 6.24 Diferença das composições do ExpBATS e ExpCTRL, no ano de 1990, da altura geopotencial em 500 hPa para os eventos ciclogênicos nas regiões RG1 (coluna esquerda), RG2 (coluna central) e RG3 (coluna direita) entre o dia anterior (-1) e posterior (+1) a ciclogêneses (0). 266	
Figura 6.25 a) Densidade ciclogênica obtida no ano de 1990 com o ExpTSMs e b) diferença em relação ao ExpCTRL.	267
Figura 6.26 Topografia e geomorfologia da margem continental da região sul do Brasil. Fonte: Teixeira et al., 2001, p. 279.....	268
Figura 6.27 a) Densidade ciclogênica obtida no ano de 1990 com o ExpTSMq e b) diferença em relação ao ExpCTRL.	269
Figura 6.28 Composições, no ano de 1990, para as ciclogêneses na RG2 no ExpCTRL. Da coluna esquerda para a direita: vorticidade relativa a 10 m, vetor velocidade do vento (setas) e convergência do fluxo de umidade em 850 hPa, temperatura do ar em 1000 hPa e fluxos de calor total.	270
Figura 6.29 Similar à Figura 6.28, mas para as composições das ciclogêneses na RG2 no ExpTSMq.	270
Figura 6.30 a) Densidade ciclogênica obtida no ano de 1990 com o ExpTSMf e b) diferença em relação ao ExpCTRL.	271
Figura 6.31 a) Densidade ciclogênica obtida no ano de 1990 com o ExpTSMgrad e b) diferença em relação ao ExpCTRL.	273
Figura 6.32 Média no ano de 1990 dos fluxos de calor total às 12 UTC no (a) ExpTSMGrad e (b) ExpCTRL. (c) diferença entre o ExpTSMGrad e o ExpCTRL.	273

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1 Características dos ciclones extratropicais no Hemisfério Sul.....	45
Tabela 2.2 Características dos ciclones extratropicais na costa leste da América do Sul.....	50
Tabela 2.3 Mecanismos que podem propiciar ciclogêneses na costa sul/sudeste do Brasil e na costa do Uruguai de acordo com estudos prévios referenciados no texto.....	51
Tabela 2.4 Mecanismos que podem propiciar ciclogêneses na costa sul da Argentina de acordo com estudos prévios referenciados no texto.....	51
Tabela 3.1 Descrição dos esquemas físicos e dinâmicos nas diferentes versões do RegCM. Adaptada de Pal et al., 2007.....	60
Tabela 3.2 Média sazonal e erro médio absoluto para todo o Atlântico Sul, no período de 1990 a 1999, para: a) fluxos de calor latente (Wm^{-2}), b) fluxos de calor sensível (Wm^{-2}), c) TSM ($^{\circ}C$), d) temperatura do ar a 2 m, e) umidade específica a 2 m ($g\ kg^{-1}$), f) intensidade do vento a 10 m; g) precipitação, h) intensidade do vento em 850 hPa e i) intensidade do vento em 200 hPa simulados e das análises do WHOI, ECMWF e NCEP.....	73
Tabela 3.3 Síntese dos resultados da climatologia anual simulada em relação às análises do WHOI, ECMWF, NCEP e GPCP.....	97
Tabela 4.1 Número total de ciclogêneses que se iniciaram com diferentes limiares de vorticidade no RegCM3 e no NCEP e diferença percentual (Dif%) entre ambos.....	113
Tabela 4.2 Número de meses em que a diferença do número de sistemas detectados no RegCM3 e NCEP (RegCM3 – NCEP) foi maior do que os limiares de ± 3 e ± 5 sistemas.....	115
Tabela 4.3 Média sazonal das ciclogêneses no Atlântico Sul que se iniciaram com diferentes limiares de vorticidade. A maior média sazonal de cada intervalo está em negrito e a menor em itálico.....	119
Tabela 4.4 Distância média sazonal percorrida (km), em intervalos de tempo, pelos ciclones identificados no RegCM3 (R) e NCEP (N) com $\zeta_{1.5}$ no Atlântico Sul, entre 1990 e 1999, e respectiva velocidade média sazonal (ms^{-1}). A tabela também mostra a vorticidade suavizada média dos sistemas em 6, 12, 24, 26 e 48 h após a primeira identificação.....	129
Tabela 4.5 Número de ciclogêneses nas regiões nas RG1, RG2 e RG3, entre 1990 a 1999, de acordo com o limiar de vorticidade.....	130
Tabela 4.6 Características médias dos ciclones em todo o Atlântico Sul entre 1990 e 1999.....	134
Tabela 4.7 Características médias dos ciclones que se originaram nas regiões RG1, RG2 e RG3 com $\zeta \leq -1,5 \times 10^5 s^{-1}$, entre 1990 e 1999.....	137
Tabela 4.8 Similar à Tabela 4.7, mas para os sistemas que se iniciam com $\zeta \leq -2,5 \times 10^5 s^{-1}$	137
Tabela 6.1 Valores de α considerando a magnitude do gradiente de temperatura de $10^5\ ^{\circ}C\ m^{-1}$ e diferentes porcentagens para intensificação do gradiente horizontal de TSM.....	248
Tabela 6.2 Características gerais dos experimentos realizados.....	253
Tabela 6.3 Síntese dos resultados dos experimentos numéricos para as três regiões de maior atividade ciclogênica no oeste do Atlântico Sul, próximo à costa leste da América do Sul. Subestimativa da frequência de ciclogêneses em relação ao ExpCTRL é indicada por -, superestimativa por +, frequência similar por = e aproximadamente igual por \cong	276

CAPÍTULO 1

Introdução

Os ciclones extratropicais formam-se em regiões onde o escoamento médio da atmosfera favorece seu crescimento. Estes sistemas afetam o tempo das regiões onde atuam devido à formação de nuvens, precipitação, ventos fortes e bruscas mudanças na temperatura. Sobre o oceano, a troca de momento ar-mar é responsável pela agitação marítima que pode levar à ocorrência de ressacas e ondas gigantes provocando transtornos à navegação, operações em plataformas de petróleo e destruição de áreas costeiras. Por outro lado, os ciclones desempenham papel central na manutenção do clima global, atuando em grande proporção no transporte de calor, vapor d'água e momento na atmosfera em direção aos pólos (Peixoto e Oort, 1992). Portanto, o estudo e a documentação desses sistemas em termos das principais regiões de formação, bem como da frequência, trajetória e intensidade podem auxiliar no seu monitoramento, minimizando, assim, perdas econômicas e até mesmo humanas.

As primeiras climatologias de ciclones foram realizadas através da análise visual de mapas de pressão à superfície (van Lonn, 1965; Taljaard, 1967) e, posteriormente, com o advento dos satélites, também através da análise visual de imagens satelitais (Streten e Troup, 1973). A partir da evolução computacional, este trabalho manual foi facilitado, uma vez que os esquemas numéricos de rastreamento (*tracking*) permitem analisar uma grande quantidade de informação (análises e resultados de modelos numéricos da atmosfera) em curto espaço de tempo. Um dos primeiros pesquisadores a utilizar um método objetivo na detecção de ciclones foi Williamson (1981), mas seu algoritmo envolvia muito formalismo matemático. Já Lambert (1988) utilizou um esquema numérico mais simples para identificar objetivamente estes sistemas: definia a existência de um ciclone quando um ponto de grade apresentava o menor valor de altura geopotencial em 1000 hPa do que os oito pontos vizinhos. Bell e Bosart (1989) utilizaram o mesmo procedimento de Lambert (1988), porém incluíram um critério adicional: a verificação radial, a partir do centro do possível ciclone até 76 km de distância, do aumento na altura geopotencial em mais de 30 m na extremidade de todos os braços radiais, ou seja, presença de gradiente. Nos esquemas numéricos utilizados por estes autores, o rastreamento considerava a busca de novo mínimo de geopotencial ao redor do mínimo encontrado no tempo precedente. Método semelhante ao de Bell e Bosart

(1989) foi utilizado por Alpert et al. (1990), Murray e Simmonds (1991a) e Sinclair (1994), mas com grandes melhorias nos critérios de identificação e rastreamento dos ciclones.

Vários autores (Lambert 1988, 1995; Murray e Simmonds, 1991; König et al., 1993; Hodges 1994, 1996; Seluchi et al., 1998) realizaram o rastreamento de ciclones em simulações do clima presente para verificar a destreza (*skill*) dos modelos de circulação geral da atmosfera (MCG) em simular estes sistemas para, então, utilizá-los no entendimento do clima futuro. Segundo Sinclair e Watterson (1999), os sistemas sinóticos envolvem interações complexas em diferentes escalas de tempo e espaço, provendo uma forma eficiente de avaliar os MCG. Outros autores (Zhang e Wang, 1997; Hudson e Hewitson, 1997; Hudson, 1997; Blender et al., 1997; Sinclair e Watterson, 1999; Fyfe, 2003; Raible e Blender, 2004; Watterson, 2006) investigaram a climatologia de ciclones em projeções do clima futuro com MCG procurando elucidar o impacto do aumento dos gases de efeito estufa no desenvolvimento destes sistemas.

Os MCG apresentam certa habilidade em representar os efeitos das forçantes de grande escala do clima (Giorgi e Mearns, 1991), mas, devido tanto à baixa resolução espacial (100 a 200 km), quanto às parametrizações físicas (às vezes impróprias para fenômenos de escala menor), nem sempre simulam os efeitos das forçantes de escala regional. Como atualmente não é possível refinar a grade dos MCG em função do alto custo computacional, tanto pelo tempo de processamento das previsões, quanto pelo espaço físico necessário para armazenar seus resultados, Dickinson et al. (1989) e Giorgi (1990) propuseram utilizar os modelos de área limitada de previsão do tempo para fins climáticos. Estes últimos são normalmente denominados de modelos climáticos regionais (MCRs) e têm como objetivo melhorar a previsão de aspectos regionais do clima utilizando condições iniciais e de fronteira dependentes no tempo dos MCG (ou de análises de observações, Giorgi e Mearns, 1999). Então, dado que os MCRs são executados com maior resolução espacial e parametrizações físicas mais apropriadas, espera-se que representem melhor os efeitos das forçantes locais no clima (Giorgi e Mearns, 1999).

Autores como Seth e Rojas (2003), Fernandez et al. (2006), Pal et al. (2007), Seth et al. (2007) e Grimm et al. (2007) utilizaram MCRs para simular características do clima atual de regiões específicas, mas não para avaliar a climatologia de ciclones no clima presente ou futuro. Para a Europa, Lionello et al. (2008) analisou a climatologia de ciclones simulada com o *Regional Climate Model* (RegCM3) no presente (1961-1990) e futuro (2071-2100). Ao compararem a climatologia do RegCM3 no presente com a da reanálise ERA-40 (provida pelo *European Centre of Medium Range Weather Forecasting* - Uppala et al., 2005), notaram que o modelo reproduziu bem as principais características registradas nesta reanálise, principalmente o padrão espacial da frequência de ciclogêneses. Já comparando a simulação de dois cenários futuros (A2 e B2 de acordo com a definição do

Intergovernmental Panel on Climate Change - IPCC) com a do clima presente obtiveram um aumento na intensidade média anual das ciclogêneses sobre o Atlântico Norte e Leste e uma redução sobre a Rússia e leste do Mediterrâneo. Esta mudança no padrão das ciclogêneses foi maior no cenário A2 do que no B2.

Para o oceano Atlântico Sul, ainda não se encontra na literatura estudos com MCRs que simulem a climatologia de ciclones, tanto para o presente quanto para o futuro. Existem apenas trabalhos em que eventos específicos foram simulados, como, por exemplo, o de Seluchi e Saulo (1997, 1998), Piva (2001) e Oda (2005).

O setor oeste do Atlântico Sul, próximo à costa leste da América do Sul, é conhecido como uma região favorável à gênese de ciclones (Taljaard, 1967; Streten e Troup, 1973; Necco 1982 a,b; Gan e Rao, 1991; Sinclair, 1994, 1995, 1996, 1997; Seluchi, 1995; Vera et al., 2002, Hoskins e Hodges, 2005; Reboita et al., 2005a; Mendes et al., 2007). Alguns estudos (Necco, 1982 a,b; Sinclair, 1996; Hoskins e Hodges, 2005; Reboita et al., 2005a) também mostraram a presença de três regiões onde a densidade ciclogênética é máxima: na costa sul/sudeste do Brasil, na desembocadura do rio da Prata no Uruguai e na costa sul da Argentina.

Estudos como de Gan e Rao (1994), Seluchi (1995), Vera et al. (2002), Hoskins e Hodges (2005) e Mendes et al. (2007) identificaram alguns dos mecanismos que favorecem o desenvolvimento de ciclones na costa leste da América do Sul, já outros, como de Taljaard (1967), Streten e Troup (1973), Necco (1982 a,b) e Sinclair (1994, 1995, 1996), apenas sugeriram a influência de determinados processos físicos.

Na costa sul da Argentina, a ocorrência de ciclogêneses pode estar associada à influência de cavados em níveis superiores que se deslocam do Pacífico em direção ao Atlântico (Taljaard, 1967; Streten e Troup, 1973; Necco 1982 a,b; Gan, 1992; Gan e Rao, 1994), ao jato subtropical (Sinclair 1996; Hoskins e Hodges, 2005), ao efeito a sotavento dos Andes (Necco, 1982 a,b; Gan, 1992; Gan e Rao, 1994; Sinclair, 1995; Hoskins e Hodges, 2005; Mendes, 2006; Mendes et al., 2007) e à possível influência de anomalias positivas de temperatura da superfície do mar (Necco, 1982b).

Na costa uruguaia, a influência de cavados em níveis superiores que se deslocam do Pacífico em direção ao Atlântico (Taljaard, 1967; Necco, 1982b; Gan, 1992; Seluchi, 1995; Seluchi et al., 2001; Vera et al., 2002), juntamente com o calor e umidade transportados dos trópicos para a bacia do Prata pelo jato de baixos níveis a leste dos Andes (Sinclair, 1995; Vera et al., 2002; Hoskins e Hodges, 2005; Mendes et al., 2007), aparecem como principais mecanismos responsáveis pela ocorrência de ciclogêneses. Estes processos também seriam responsáveis pela formação de ciclones na costa sul/sudeste do Brasil (Vera et al., 2002). Tanto na costa do Uruguai quanto na do Brasil outros mecanismos que podem contribuir para o desenvolvimento de ciclones em superfície são: as baixas frias em altos

níveis (Necco 1982b; Seluchi, 1995; Vera et al., 2002); as regiões de divergência no jato subtropical (Hoskins e Hodges, 2005), as regiões de instabilidade frontal em superfície (van Loon, 1965; Gan, 1992; Seluchi et al., 2001), a interação de cavados transientes em níveis médios com o cavado permanente a sotavento dos Andes próximo à costa sudeste da América do Sul (Gan, 1992; Gan e Rao, 1994) e as águas quentes da corrente do Brasil (Necco, 1982b; Sinclair, 1994,1995; Saraiva,1996; Vera et al., 2002). Para os ciclones na costa sul/sudeste do Brasil, Necco (1982a) também sugeriu a contribuição do efeito a sotavento da Serra do Mar no escoamento de oeste.

A temperatura da superfície do mar (TSM) e os fluxos de calor latente e sensível na superfície são mecanismos que podem contribuir para o desenvolvimento de ciclones na costa leste da América do Sul. Sinclair (1995) menciona que a maior frequência de ciclogêneses nesta região pode estar associada às águas quentes da corrente do Brasil que aumentam a transferência de calor e umidade do oceano para a atmosfera e, assim, contribuem para reduzir a estabilidade estática da atmosfera. Vera et al. (2002) observaram que 60% dos distúrbios ciclônicos no inverno (entre 1979 a 1993) se intensificaram sobre o oceano Atlântico Sul, próximo à costa do Uruguai e do sul/sudeste do Brasil, e então sugeriram a importância dos fluxos oceânicos de calor latente e sensível como combustível para as ciclogêneses nesta região. Saraiva (1996), Piva (2001) e Oda (2005) estudaram numericamente eventos de ciclogêneses na costa leste da América do Sul, em particular na costa sul do Brasil, com ênfase na distribuição da TSM e dos fluxos turbulentos de calor e umidade superficiais. Estes autores observaram que 1) a prescrição de TSM e a temperatura do ar em baixos níveis são fatores que controlam os fluxos, ou seja, quanto mais quente a superfície oceânica em relação ao ar adjacente, maior será a transferência de calor latente e sensível para a atmosfera e 2) que os fluxos na direção mar-ar na maioria das vezes contribuíram para a intensificação dos sistemas.

1.1 Objetivos

Como os ciclones extratropicais no setor oeste do oceano Atlântico Sul influenciam o tempo e o clima na costa leste da América do Sul, estudos de possíveis alterações destes sistemas num clima futuro são de grande importância. Porém, antes de se realizar uma simulação do clima futuro, é necessário conhecer o *skill* dos modelos no clima presente. Assim, um dos objetivos deste estudo é avaliar a climatologia de ciclogêneses sobre o Atlântico Sul simulada pelo RegCM3, uma vez que os modelos regionais podem ser mais eficientes na representação do clima regional. Um segundo objetivo é compreender os padrões atmosféricos climáticos associados a ciclogêneses no Atlântico Sul e como o

RegCM3 simula tais padrões. Por último, através de experimentos de sensibilidade, avaliar o impacto da TSM, dos fluxos turbulentos de calor e umidade na interface ar-mar e da topografia nas características climáticas dos ciclones no Atlântico Sul.

De acordo com o exposto, constituem objetivos específicos deste estudo:

1. Validar a climatologia sazonal e mensal (1990-1999) de algumas variáveis atmosféricas simuladas pelo RegCM3 sobre o Atlântico Sul;
2. Verificar como o RegCM3 simula a climatologia de ciclones (1990-1999) através de comparação com a da reanálise do projeto R-2 do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP; Kanamitsu et al., 2002);
3. Numa abordagem climatológica, identificar os padrões atmosféricos associados à gênese de ciclones no Atlântico Sul, principalmente no seu setor oeste, próximo à costa leste da América do Sul, e as semelhanças e diferenças entre os padrões simulados e da reanálise;
4. Avaliar, através de experimentos numéricos de sensibilidade, os impactos da TSM, dos fluxos turbulentos de calor latente e sensível na interface ar-mar e da topografia nas características climáticas das ciclogêneses durante o ano de 1990.

Este estudo está organizado da seguinte forma: o **Capítulo 2** apresenta uma revisão bibliográfica que aborda teorias que explicam o desenvolvimento dos ciclones extratropicais, as características da circulação oceânica no Atlântico Sul, os resultados de climatologias de ciclones extratropicais no Hemisfério Sul e, em particular, na costa leste da América do Sul e uma descrição dos esquemas automáticos de identificação e rastreamento de ciclones. O **Capítulo 3** descreve o RegCM3 e, em seguida, as características da simulação e dos dados utilizados na validação, bem como a própria validação das climatologias sazonal e mensal de algumas variáveis simuladas. O **Capítulo 4** compara a climatologia de ciclones simulada e registrada na reanálise do NCEP. No **Capítulo 5**, padrões atmosféricos associados à ocorrência de ciclogêneses na costa leste da América do Sul são investigados, tanto na simulação quanto na reanálise, através de composições de algumas variáveis atmosféricas. O **Capítulo 6** traz os resultados dos experimentos de sensibilidade realizados para o ano de 1990. Já no **Capítulo 7** são apresentadas as conclusões deste estudo e sugestões para trabalhos futuros.

CAPÍTULO 2

Revisão Bibliográfica

Este capítulo apresenta inicialmente uma revisão bibliográfica que abrange desde as primeiras teorias que explicam o desenvolvimento dos ciclones extratropicais até resultados de estudos recentes como, por exemplo, daqueles que ressaltam a influência de efeitos diabáticos (liberação de calor latente e fluxos turbulentos de calor latente e sensível) na ciclogênese. Como o presente estudo concentra-se nos ciclones que se desenvolvem no Atlântico Sul, uma breve descrição da circulação oceânica em tal região é fornecida para permitir o entendimento, nos capítulos posteriores, da influência do padrão da TSM nestes sistemas. Na seqüência, são apresentados os resultados de climatologias de ciclones extratropicais no Hemisfério Sul e, em particular, na costa leste da América do Sul. Para esta última, também é incluída uma síntese dos mecanismos que contribuem para ciclogêneses. Por fim, são abordados os esquemas automáticos de identificação e rastreamento de ciclones.

2.1 Teorias do Desenvolvimento dos Ciclones Extratropicais

O termo ciclone é usado para fazer referência aos sistemas de tempo com movimento circulatório associados a áreas de baixa pressão na superfície (Petterssen, 1956). A nomenclatura extratropical distingue os ciclones formados nos extratropicos dos formados nos trópicos, cuja gênese é diferente. O processo de formação ou intensificação de um ciclone é denominado ciclogênese, enquanto que sua dissipação, ciclólise.

De acordo com Palmén e Newton (1969), a análise da estrutura e do comportamento dos distúrbios extratropicais data da metade do século XIX com a introdução dos mapas sinóticos com frequência diária. Em 1863, Fitz-Roy elaborou um dos primeiros estudos dedicados à estrutura dos ciclones extratropicais, onde observou que os ciclones normalmente se formavam na zona de interação de duas massas de ar com propriedades distintas, uma de origem polar e outra de origem subtropical. As descobertas de Fitz-Roy exerceram pouca influência nas práticas sinóticas da época, devido à informação limitada disponível nas análises diárias do tempo e porque poucos investigadores dedicavam atenção à ligação dos distúrbios ciclônicos com regiões baroclínicas entre diferentes massas de ar. Na primeira década do século XX, Shaw e seus colaboradores investigaram o vento e a distribuição de precipitação associada com os ciclones móveis. O modelo de Shaw incluía as características essenciais do modelo de Fitz-Roy, entretanto também não atraiu a atenção dos pesquisadores sinóticos daquele tempo.

No final da Primeira Guerra Mundial, J. Bjerknes (1919) analisou um grande número de ciclones extratropicais a partir de observações em uma densa rede de estações meteorológicas na Escandinávia. Ao sumarizar os resultados, Bjerknes (1919) propôs um modelo conceitual para os ciclones extratropicais que, além de delinear a estrutura típica de um ciclone móvel, indicava os processos dinâmicos fundamentais. Neste modelo (**Figura 2.1**), Bjerknes mostrou que o ar frio formava uma cunha sob o ar quente forçando a ascensão do ar aquecido que contribuía para a redução do peso da coluna atmosférica e, assim, o início de um processo de convergência na superfície. Também mostrou que a distribuição típica de nuvens e a precipitação podiam ser explicadas como um resultado do resfriamento adiabático do ar quente ascendendo sobre as frentes quente e fria. Bjerknes, da mesma forma que Margules (1905), considerou que a energia cinética dos ciclones advinha do abaixamento do centro de gravidade da atmosfera na região vizinha ao centro do ciclone, através da substituição da massa de ar quente pela de ar frio; processo que promove decréscimo de energia potencial e aumento simultâneo de energia cinética no sistema ciclônico. Diferentemente de seus antecessores, o modelo de Bjerknes atraiu quase de imediato a atenção dos meteorologistas (Petterssen, 1956) e o mesmo foi denominado de Teoria da Frente Polar, pois mostrou que os ciclones de latitudes médias formavam-se

como um resultado da interação de duas massas de ar: uma de origem polar e outra de origem tropical.

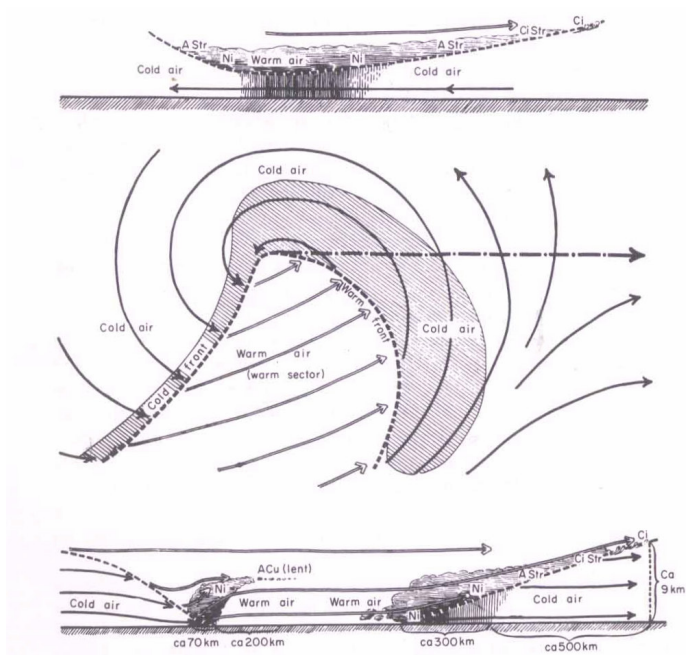


Figura 2.1 Modelo conceitual de um ciclone no Hemisfério Norte elaborado por Bjerknes em 1919. Fonte: Bjerknes (1919).

As investigações de Bjerknes continuaram e, em 1922, juntamente com a colaboração de Solberg (Bjerknes e Solberg, 1922) foi descoberto que o ciclo de vida dos ciclones extratropicais possuía vários estágios (**Figura 2.2**) e não só aquele proposto em 1919 (**Figura 2.1**). Nesta época ainda não se conhecia os mecanismos de acoplamento entre o ar na superfície com o de níveis superiores. A **Figura 2.2** apresenta os estágios de desenvolvimento de um ciclone extratropical para os hemisférios Norte e Sul, de acordo com a teoria de Bjerknes e Solberg (1922). Durante o ciclo de vida de um ciclone várias forças atuam no sistema, merecendo destaque a força de Coriolis, responsável pelo sentido da circulação (horária no Hemisfério Sul), a força do gradiente de pressão, encarregada de promover o deslocamento do sistema, e a força friccional, que age como um sumidouro de energia e diminui a intensidade dos ventos.

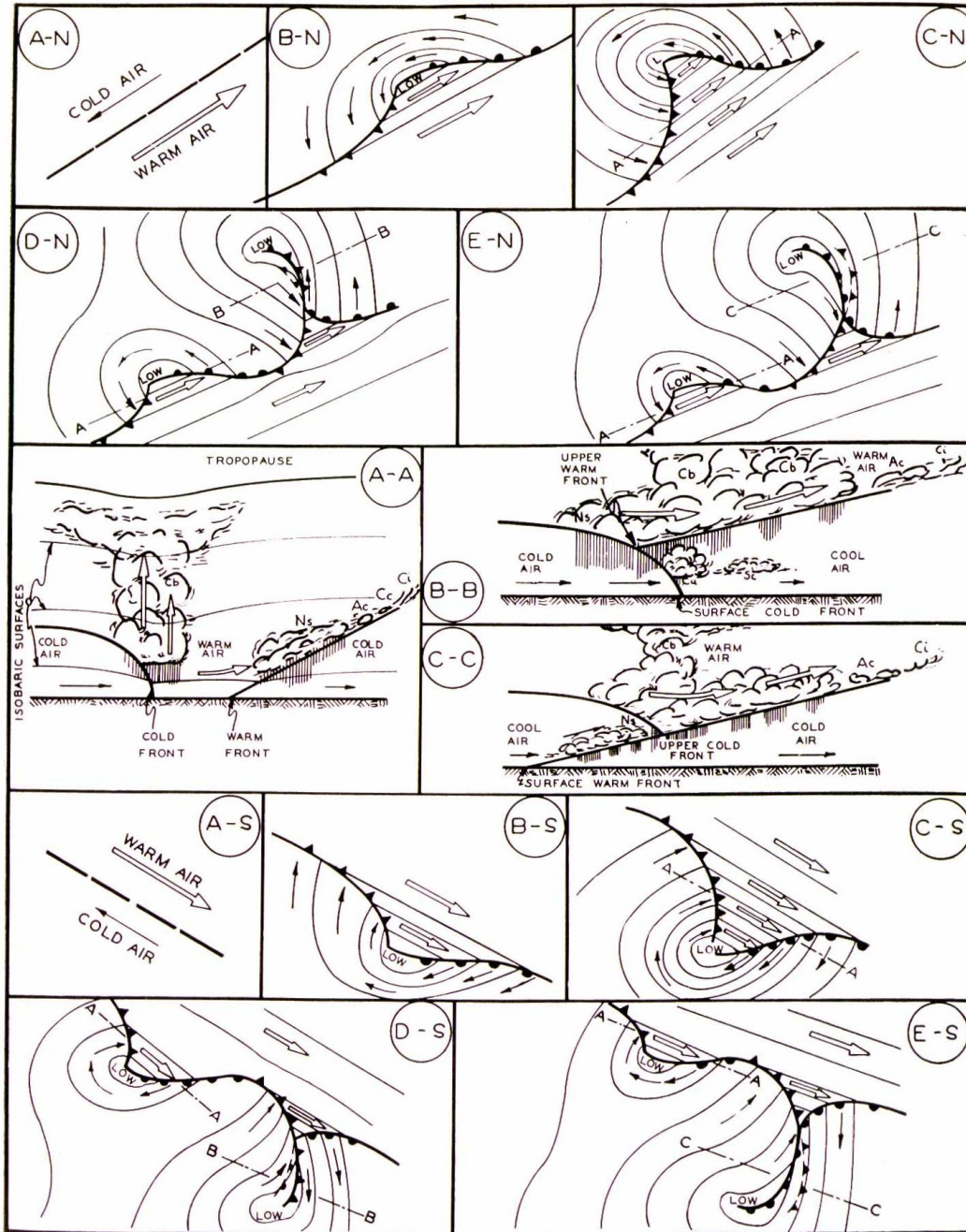


Figura 2.2 Estágios do desenvolvimento de um ciclone extratropical de acordo com a Teoria da Frente Polar (Garbell, 1947). Esta figura mostra que um distúrbio inicial pode ser identificado como uma onda de pequena amplitude que forma-se ao longo de uma frente quase-estacionária. Inicialmente as correntes ao longo das frentes quente e fria possuem direções opostas (diagrama A-N para o Hemisfério Norte e A-S para o Hemisfério Sul) ou mesma direção. O distúrbio de onda inicial é mostrado no diagrama B-N (B-S). Se o distúrbio inicial origina-se das condições apresentadas no diagrama A-N (A-S), o crescimento da amplitude da onda resultará no estágio apresentado no diagrama C-N (C-S). À medida que o ar quente ascende e o ar frio penetra sob este, o setor quente diminui; a frente fria tende a ultrapassar a frente quente e o ciclone é chamado de ocluso. As características típicas de um ciclone em fase de oclusão são apresentadas no diagrama D-N (D-S) e do ciclone ocluso no diagrama E-N (E-S).

Apesar da aceitação do modelo conceitual de Bjerknes e Solberg (1922), estudos teóricos e observacionais continuaram sendo realizados na tentativa de melhorar o entendimento dos mecanismos de formação dos ciclones. Brunt (1930), apoiado no conhecimento prévio de que a pressão em qualquer ponto da terra reflete o peso da coluna atmosférica acima deste e que para reduzir a pressão na superfície uma certa quantia de ar deveria ser removida horizontalmente em níveis mais elevados, propôs que as causas físicas para o aprofundamento dos ciclones deveriam ser procuradas nos níveis superiores da atmosfera. A remoção horizontal do ar em níveis mais elevados resultaria na criação de circulação anticiclônica devido à influência da força de Coriolis e, por conservação de massa, o ar em baixos níveis deveria convergir horizontalmente adquirindo circulação ciclônica. Para reduzir a pressão na superfície, a divergência horizontal nos níveis superiores deveria predominar removendo mais ar da coluna atmosférica total do que o acumulado através da convergência horizontal em baixos níveis.

Em 1937, Bjerknes elucidou o desenvolvimento da divergência em níveis superiores (Palmén e Newton, 1969). Ele inferiu, com o auxílio da relação do vento gradiente, que em níveis superiores há divergência no setor leste dos cavados e convergência no setor oeste e o inverso para regiões de cristas. Entretanto, os resultados completos de seu estudo só foram publicados em 1944 com a colaboração de Holmboe. Bjerknes também relacionou o padrão de divergência nos níveis superiores com a mudança de pressão em baixos níveis através da equação da tendência da pressão na superfície (**equação 2.1**). Em outras palavras, Bjerknes mostrou como muda a pressão na superfície em função do padrão de divergência nas ondas de níveis superiores.

$$\frac{\partial p_o}{\partial t} = -g \int_0^{\infty} \bar{\nabla}_H \cdot (\rho \bar{V}) dz \quad (2.1)$$

onde $\bar{\nabla}_H \cdot (\rho \bar{V})$ é a divergência horizontal do vento, g é a aceleração da gravidade e ρ a densidade do ar.

Próximo ao eixo dos cavados e cristas das ondas em altos níveis, a divergência é nula. Assim, se os ciclones e anticiclones em baixos níveis estiverem em fase com o padrão do nível superior não haverá suporte dos altos níveis (divergência e convergência, respectivamente) necessário para mantê-los em superfície (**Figuras 2.3 a e c**). Entretanto, como mostra a **Figura 2.3b**, uma defasagem de 1/4 de onda para leste em níveis superiores colocaria o ciclone em superfície sob a região de divergência em altos níveis e o anticiclone sob a região de convergência (**Figura 2.3b**). Esta configuração favorece o desenvolvimento ou intensificação de ambos sistemas. Porém, se o escoamento em altos níveis se deslocar

1/4 de onda para leste na **Figura 2.3b** o ciclone em superfície passaria a ocupar a região abaixo do cavado e o anticiclone a região abaixo da crista, regiões onde a divergência é nula (**Figura 2.3c**). Esta situação não contribui para a intensificação dos sistemas, mas é essencial para o deslocamento dos mesmos, pois a pressão diminui na frente do ciclone e aumenta na retaguarda, induzindo o deslocamento no sentido da região de menor pressão.

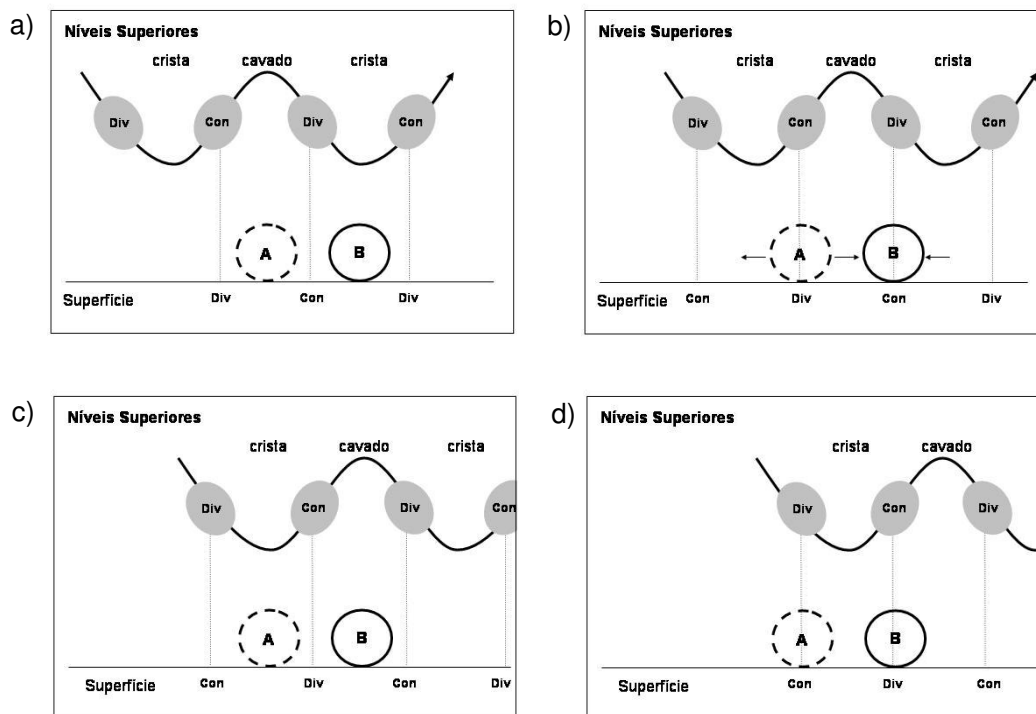


Figura 2.3 Sistemas de pressão na superfície associados aos campos de divergência (Div) e convergência (Con) nas ondas em altos níveis no Hemisfério Sul. Como os sistemas em níveis superiores deslocam-se mais rapidamente do que os em superfície, na figura, para fins ilustrativos, manteve-se os distúrbios em superfície estacionários, enquanto os em níveis superiores móveis. a) sistemas em superfície encontram-se em fase com o padrão de onda em níveis superiores; estágio que não contribui na manutenção dos sistemas em superfície, b) situação favorável ao desenvolvimento dos sistemas em superfície, pois o ciclone (B) situa-se sob a região de divergência em níveis superiores e anticiclone (A) sob a região de convergência, c) fase de maturidade dos sistemas em superfície; no caso do ciclone ocorrerá uma queda na pressão na região à frente deste e um aumento na retaguarda - processo que é essencial para o deslocamento do sistema - e d) fase de decaimento dos sistemas, em superfície, uma vez que o ciclone situa-se sob região de convergência em níveis superiores e anticiclone sob região de divergência. As ondas em altos níveis, denominadas de ondas planetárias, possuem comprimento de onda entre 3000 e 4000 km, número de onda típico 7 ou 8, embora possam variar de 3 a 13 (Stull, 2000; pg 235), velocidade de deslocamento $\sim 10 \text{ ms}^{-1}$ e periodicidade de ~ 4 dias, ou seja, os cavados sucessivos passam num ponto fixo da terra em intervalos de ~ 4 dias (McMurdie e Houze, 2006; pg. 314).

Se na **Figura 2.3c** também ocorresse um deslocamento do escoamento superior em 1/4 de onda para leste o ciclone em superfície situaria-se sob a região de convergência em altos níveis e o anticiclone sob a região de divergência, o que contribuiria para a desintensificação de ambos os sistemas em superfície (**Figura 2.3d**). De acordo com Petterssen (1956), Bjerknes foi o primeiro a tentar explicar o papel do escoamento em altos níveis e com isso distinguiu dois processos ciclogênicos: o primeiro relacionado à instabilidade dinâmica associada a uma superfície frontal na baixa troposfera (Bjerknes e Solberg, 1922) e o segundo relacionado ao crescimento instável de um cavado de onda em nível superior (Bjerknes e Holmboe, 1944).

Avaliar a mudança da pressão na superfície (**equação 2.1**) através da divergência do vento real (medido por sondagens) pode apresentar problemas, pois pequenos erros nas medidas de vento podem levar a erros relativamente grandes na divergência. Assim, a atenção ao problema do desenvolvimento dos ciclones continuou sendo dada pelos pesquisadores. No final da década de 30 e início da década de 40, Sutcliffe e colaboradores perceberam que o melhor seria avaliar as mudanças de pressão na superfície através da vorticidade geostrófica, pois seria utilizado o campo de geopotencial calculado com base nas medidas de temperatura e umidade das sondagens, o qual envolve menos erros do que o cálculo da divergência horizontal do vento. Com o aumento das observações de ar superior foi possível elaborar conceitos baseados diretamente nos padrões do vento em altos níveis (ou vorticidade) e, assim, Petterssen conseguiu evoluir grandemente as idéias de Sutcliffe e colaboradores. Através da equação da tendência da vorticidade, Petterssen relacionou a advecção da componente vertical da vorticidade absoluta com a divergência nos baixos, médios e altos níveis troposféricos (dedução apresentada em Palmén e Newton, 1969, pg 317-319 e em Kousky e Elias, 1982, pg 67-77). Com relação aos níveis troposféricos superiores, a magnitude dos ventos é consideravelmente maior do que a taxa de deslocamento dos sistemas de pressão, então na equação da tendência da vorticidade pode-se desprezar o termo da variação local, uma vez que o da advectiva é dominante. Assim, obtém-se uma forma aproximada da equação da tendência da vorticidade que mostra uma relação entre a advecção de vorticidade e a divergência nos níveis troposféricos superiores. Isto é, a advecção de vorticidade ciclônica (anticiclônica) indica região de divergência (convergência) a leste (oeste) dos cavados, tanto no Hemisfério Sul quanto no Hemisfério Norte.

A partir das idéias expostas, Sutcliffe concluiu que o desenvolvimento de sistemas de pressão em superfície podia ser relacionado com a advecção de vorticidade absoluta no nível de 500 hPa, pois advecção de vorticidade ciclônica (anticiclônica) indicaria divergência (convergência) neste nível e, conseqüentemente, convergência (divergência) em superfície. Com este conhecimento e adicionando informações da estrutura térmica da atmosfera,

Sutcliffe (1947) formulou a primeira equação de descrição do desenvolvimento dos ciclones e anticiclones (dedução apresentada no capítulo 16 de Petterssen, 1956 e em Kousky e Elias, 1982). Esta equação relaciona a variação temporal da vorticidade absoluta no nível de 1000 hPa (que indica a presença de ciclogênese ou anticiclogênese) com a: advecção de vorticidade em 500 hPa, advecção de temperatura na camada entre 1000 e 500 hPa, variação de temperatura por movimento vertical e fontes diabáticas de calor.

A equação de Sutcliffe, primeira do sistema quase-geostrófico, permitia um conhecimento das condições atmosféricas em superfície no tempo futuro, mas ainda não havia uma equação para prever os campos atmosféricos em níveis superiores. A partir dessa necessidade surgiram as outras equações do sistema quase-geostrófico: a equação da tendência do geopotencial e a equação Omega (cuja forma alternativa é a equação do vetor Q). Na escala sinótica, considera-se que os sistemas estejam em equilíbrio geostrófico e hidrostático, mas se isso realmente ocorresse não haveria velocidade vertical na atmosfera e nem evolução dos padrões de pressão. Portanto, são os pequenos desvios do equilíbrio geostrófico cruciais para a existência de aceleração do vento e desenvolvimento de movimento vertical, por esse motivo o sistema de equações que avalia a evolução dos sistemas de tempo de latitudes médias é denominado de quase-geostrófico. Com a equação da tendência do geopotencial foi possível prever o campo tridimensional do geopotencial através de informações de advecção de vorticidade absoluta e advecção diferencial de temperatura. Entretanto, ainda era necessária uma equação para determinar regiões de movimentos verticais na atmosfera. Esta equação não poderia ser prognóstica porque em sinótica considera-se que os sistemas estejam em equilíbrio hidrostático, implicando que não há variação na aceleração vertical com o tempo. Assim, surgiu a equação Omega, que é diagnóstica e informa o sentido do movimento vertical da atmosfera, baseada em informações de variação vertical da advecção de vorticidade geostrófica absoluta e de temperatura num determinado instante. Uma forma alternativa da equação Omega é a do vetor Q , que permite avaliar, num único nível atmosférico, o comportamento de um campo vetorial, no caso a direção do vento, e com isso mostra que as regiões a nordeste da entrada e a sudeste da saída de um jato em altitude são regiões de divergência horizontal (no Hemisfério Sul) o que pode contribuir no desenvolvimento de ciclogênese em superfície (**Figura 2.4**).

A análise do vetor Q não é a única forma de deduzir a existência de regiões de divergência e convergência numa corrente de jato. A análise também pode ser realizada com base nas equações do movimento e do vento ageostrófico (Stull, 2000). A velocidade do vento real na região da saída dos ventos com máxima intensidade (*jet streak*) no jato é mais rápida que a do vento geostrófico, o que gera um vento ageostrófico de sul para norte quando considera-se o Hemisfério Sul (quadrantes I e IV da **Figura 2.4**). Já na entrada do

jet streak o vento ageostrófico será de norte para sul. A magnitude do vento ageostrófico é maior próxima ao eixo do jato e decresce para as extremidades. Como resultado há divergência horizontal do vento ageostrófico à direita da saída do jato e convergência à esquerda (quadrantes I e IV da **Figura 2.4**). Já na região de entrada do jato a divergência e convergência aparecem em posições opostas a da saída do jato (quadrantes II e III da **Figura 2.4**).

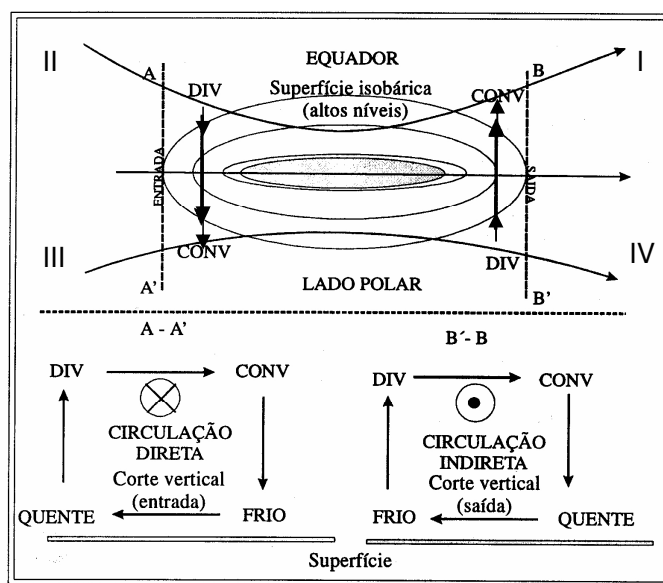


Figura 2.4 Representação esquemática de uma corrente de jato no Hemisfério Sul. A figura superior mostra uma carta de altitude típica (250 hPa, por exemplo) indicando as regiões de ar relativamente mais quente (lado equatorial do jato) e frio (lado polar). As duas figuras inferiores correspondem a cortes transversais no plano (y,z) feitos na entrada (esquerda) e saída (direita) do jato e mostram a circulação ageostrófica secundária. O símbolo \otimes (\odot) indica o vento geostrófico que entra (sai) no (do) plano da figura. Na figura superior, como na metade esquerda (quadrantes II e III) o vento está acelerando, o vetor aceleração (de magnitude máxima ao longo do eixo do jato) está orientado de oeste para leste e, portanto, o vento ageostrófico sopra do norte para o sul, criando uma região de divergência e convergência, conforme indicado na figura. Por questão de continuidade de massa, estabelece-se um ramo ascendente e descendente. O vento ageostrófico e o movimento vertical associado constituem a circulação secundária. Uma análise semelhante aplica-se à metade direita (quadrantes I e IV) da figura. Fonte: Lemes e Moura, 2002, pg. 179.

A visão da estrutura tri-dimensional da atmosfera na década de 40 contribuiu para o desenvolvimento da teoria da instabilidade baroclínica, introduzida por Charney (1947) e Eady (1949), que explica como uma perturbação superimposta ao escoamento zonal pode se amplificar. Como este processo gera uma ondulação no escoamento atmosférico, no setor leste dos cavados (em ambos os hemisférios) será encontrada advecção de vorticidade ciclônica (devido ao efeito de curvatura do escoamento) que é proporcional à

divergência (Palmén e Newton, 1969; Elias e Kousky, 1982). De acordo com o exposto anteriormente, divergência a leste dos cavados nos níveis superiores favorece a redução da pressão na superfície contribuindo para a formação dos ciclones nos baixos níveis troposféricos; por este motivo a teoria da instabilidade baroclínica é importante para explicar a formação dos sistemas sinóticos.

O crescimento das perturbações superimostas a uma corrente zonal ocorre pela conversão de energia potencial do estado básico para a energia potencial da perturbação e desta para a energia cinética da perturbação e este processo recebe a denominação de instabilidade baroclínica (Palmén e Newton, 1969). Estas conversões de energia ocorrem devido à presença de gradientes horizontais de temperatura. Como pode ser observado na **Figura 2.5b**, os maiores gradientes ocorrem nas latitudes médias e, por esse motivo, a instabilidade baroclínica é predominante nessa região.

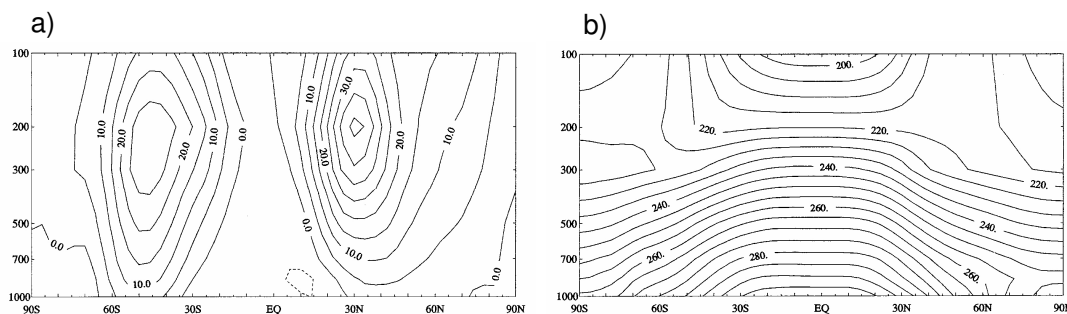


Figura 2.5 Seção meridional (a) do vento zonal (ms^{-1}) e (b) da temperatura do ar (K) para diferentes latitudes no verão (DJF) no período de 1980 a 1987. Fonte: Holton, 1992, p.142.

Para estudar a instabilidade baroclínica tem-se utilizado modelos atmosféricos com o objetivo de mostrar em que condições o escoamento pode ser estável ou instável baroclinicamente. Por exemplo, o modelo de duas camadas (Holton, 2004) indica que o escoamento é sempre estável para ondas mais curtas que o comprimento de onda crítico $L_c = \delta p \pi \frac{\sqrt{2\sigma}}{f_0}$, onde δp é variação de pressão, σ o parâmetro de estabilidade estática da atmosfera e f_0 o parâmetro de Coriolis. Para condições troposféricas típicas tem-se:

$\sqrt{2\sigma} \approx 2 \times 10^{-3} \text{N}^{-1} \text{m}^3 \text{s}^{-1}$. Assim, com $\delta p = 500 \text{ hPa}$ e $f_0 = 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ encontramos que $L_c \approx 3000 \text{ km}$.

Para ocorrer ondas instáveis $|U_T| > \frac{\beta}{2\lambda^2}$, onde U_T representa o vento térmico, β é a variação do parâmetro de Coriolis com a latitude e $\lambda = \frac{f_0}{\sigma^2(\delta p)}$, que é o raio de deformação de Rossby.

Com a teoria da instabilidade baroclínica foi possível explicar o crescimento dos cavados de onda em nível superior observados inicialmente por Bjerknes.

Em 1971, Petterssen e Smebye baseados nos estudos sinóticos de ciclones extratropicais de outros autores e de duas tempestades por eles analisadas, evidenciaram que a hipótese da ciclogênese estar associada à advecção de vortacidade ciclônica em níveis superiores nem sempre era satisfeita. Assim, concluíram que outros mecanismos deveriam influenciar o desenvolvimento dos ciclones extratropicais. Os ciclones associados ao desenvolvimento de uma onda na superfície frontal gerada pela instabilidade baroclínica e sem a influência de cavados em níveis superiores na sua fase inicial foram denominados de tipo A e os formados pela influência da advecção de vortacidade ciclônica em níveis superiores e pelo efeito a sotavento das montanhas (*lee cyclogenesis*), de tipo B. Maiores detalhes sobre o mecanismo que atua na formação dos ciclones a sotavento das cadeias montanhosas estão na **seção 2.1.1**.

Autores como Hoskins et al. (1985), Bluestein (1993) e McMurdie e Houze (2006) mostraram que a formação ou a intensificação dos ciclones extratropicais podem estar associadas à intrusão de ar estratosférico na troposfera. Um indicador dessa intrusão é a vortacidade potencial isentrópica (VPI), que é uma quantidade conservativa (quando considerado um escoamento adiabático e sem fricção), definida como o produto da vortacidade absoluta pela estabilidade estática. O ar estratosférico como possuiu altos valores de estabilidade estática, devido à ausência de movimentos convectivos e de turbulência, contribui para que a VPI nesta região seja muito maior (em módulo) do que na troposfera (McMurdie e Houze, 2006). Quando o ar estratosférico desloca-se para a troposfera a coluna vertical deste ar, pelo efeito de *stretching* (alongamento da coluna), tende a aumentar a vortacidade ciclônica, já que está adentrando numa região de menor estabilidade. Desta forma, a VPI pode elucidar regiões favoráveis para a formação ou intensificação de anomalia ciclônica na média e baixa troposfera.

2.1.1 Ciclogênese a Sotavento

Estudos realizados em diversas regiões do globo (Montanhas Rochosas - Hess e Wagner, 1948; Alpes – Tibaldi et al., 1980, Buzzi et al., 1984; Andes – Gan e Rao, 1994) mostram a influência da topografia na ciclogênese. A equação da vorticidade potencial isentrópica (VPI) é bastante útil para avaliar os processos associados ao escoamento que cruza uma barreira topográfica:

$$VPI = -g(\zeta_{\theta} + f) \frac{\partial \theta}{\partial p} \quad (2.2)$$

onde g é a aceleração da gravidade, ζ_{θ} a componente vertical da vorticidade relativa isentrópica, f a vorticidade planetária e $\partial \theta / \partial p$ a estabilidade estática. Como nas latitudes médias a vorticidade planetária é maior do que a relativa, a **equação 2.2** pode ser aproximada para (Bluestein, 1993):

$$VPI = -g f \frac{\partial \theta}{\partial p} \quad (2.3)$$

Tipicamente, $\partial \theta / \partial p \sim -10 \text{ K}/100 \text{ hPa}$. Assim, o valor característico da VPI é da ordem:

$$\begin{aligned} O[VPI] &\sim - (10 \text{ m s}^{-2}) (10^{-4} \text{ s}^{-1}) (-10 \text{ K}/100 \text{ mb}) (1 \text{ kPa}/10^3 \text{ kg m s}^{-2} \text{ m}^{-2}) \\ &= 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K kg}^{-1} = 1 \text{ UVP} \end{aligned}$$

onde UVP corresponde a unidade de vorticidade potencial. Uma vez que f é negativo no Hemisfério Sul e positivo no Hemisfério Norte, a VPI possuirá o mesmo sinal de f . Como a razão $\partial \theta / \partial p$ tende a aumentar fortemente (em módulo) nas proximidades da estratosfera, o módulo da VPI irá crescer o que facilita discernir o limiar entre a troposfera e a estratosfera em termos da vorticidade potencial. Assim valores menores (em módulo) que $\sim 1,5$ UVP são associados ao ar troposférico, enquanto valores maiores, ao ar estratosférico.

Antes de avaliar a equação da vorticidade potencial em escoamentos atravessando uma barreira topográfica, é válido mencionar dois processos que em geral dominam as variações da magnitude da vorticidade: a convergência ou divergência horizontal e o alongamento ou encolhimento dos vórtices de ar. Os efeitos dos dois processos podem ser observados na **Figura 2.6**. Nesta, a convergência implica em movimento ascendente e alongamento da coluna atmosférica que, por sua vez, favorece o aumento da vorticidade

ciclônica, já a divergência implica num processo contrário. O ar que atravessa uma barreira topográfica tende a formar uma coluna vertical no lado sotavento mais profunda que no topo da barreira, assim propicia o desenvolvimento da vorticidade ciclônica.

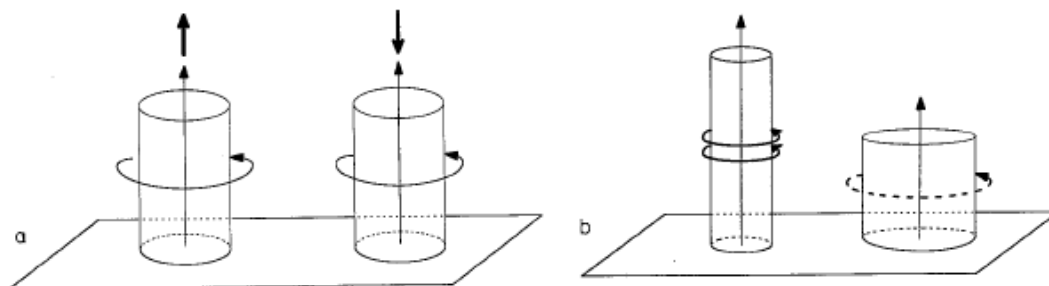


Figura 2.6 a) Representação de movimentos ascendentes e subsidentes que conduzem, respectivamente, ao alongamento e redução da coluna atmosférica e conseqüentemente ao aumento ou redução da vorticidade ciclônica como visto em (b). Fonte Hoskins, 1997; pg 326.

Uma exemplificação teórica do impacto de uma barreira topográfica no escoamento de oeste no Hemisfério Sul é apresentada **Figura 2.7**, que esquematiza na sua parte superior a altura da coluna de fluido em função do eixo horizontal (eixo x) e na parte inferior a trajetória esperada da parcela no plano x - y , de acordo com a **equação 2.2**. Supõe-se inicialmente um escoamento com $\zeta_\theta=0$. Como as isentrópicos (isolinhas de mesma temperatura potencial θ) acompanham aproximadamente o contorno topográfico, tem-se um deslocamento vertical destas no nível superior, nos arredores da elevação topográfica, que implica em alongamento (*stretching*) vertical da coluna de ar no lado barlavento da barreira. Assim, $\partial\theta/\partial p$ diminui (em módulo), devido ao maior espaçamento entre as superfícies isentrópicos, o que deixa a VPI menos negativa. Como mecanismo compensador surge uma vorticidade relativa ciclônica ($\zeta_\theta < 0$ no Hemisfério Sul) para que haja conservação da VPI. A curvatura ciclônica causa um deslocamento do escoamento em direção ao pólo, como mostra o painel inferior da **Figura 2.7**. À medida que a coluna de fluido se aproxima do topo da barreira, o espaçamento ∂p entre as superfícies isentrópicos $\partial\theta$ deverá diminuir, de modo que a razão $\partial\theta/\partial p$ deverá aumentar (em módulo) e, então, a VPI negativa (Hemisfério Sul) tenderá a ficar mais negativa (aumenta em módulo). Isso significa que, do ponto de vista da conservação, deverá surgir como mecanismo de compensação vorticidade relativa anticiclônica. Portanto, anticiclones que se aproximam dos Andes são intensificados durante este processo e ciclones perdem sua intensidade. A coluna de ar que adquire vorticidade anticiclônica move-se para norte como mostrado no plano x , y da **Figura 2.7**. Quando as parcelas cruzam a montanha e iniciam o deslocamento para regiões de menor altitude,

ocorre o efeito inverso, isto é, $\partial\theta/\partial p$ deverá diminuir (em módulo) e, portanto, a VPI deverá ficar menos negativa. Como consequência, deverá surgir vorticidade relativa ciclônica para que haja conservação da VPI. Isso significa que imediatamente a leste dos Andes as perturbações anticiclônicas deverão perder intensidade e as ciclônicas deverão ganhar intensidade. Como a coluna de ar adquiriu vorticidade ciclônica as parcelas de ar serão defletidas em direção ao pólo (**Figura 2.7** painel inferior). Este processo é acentuado em superfície quando distúrbios transientes em níveis médios cruzam os Andes. Um exemplo deste processo é encontrado em Gan e Rao (1994). Entretanto, o ar que cruza os Andes, independentemente da presença de distúrbios ciclônicos em níveis médios, também contribui para a formação de baixas térmicas no noroeste da Argentina (através do aquecimento por subsidência), que Seluchi et al. (2003) adotaram uma nova denominação para estes sistemas que é baixas termo-orográficas. De acordo com Necco (1982a), os sistemas termo-orográficos não estão relacionados com as ciclogêneses extratropicais na costa leste da América do Sul. O aquecimento por subsidência também contribui para as ciclogêneses na costa sul da Argentina (Hoskins e Hodges, 2005).

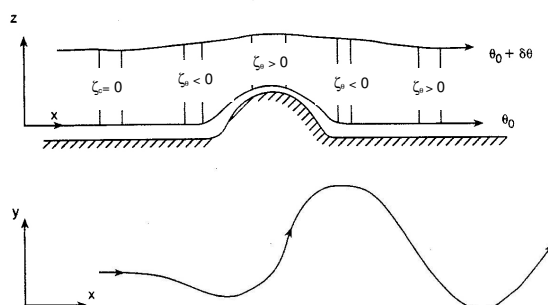


Figura 2.7 Representação do escoamento de oeste sobre uma barreira topográfica com altitude variando na direção horizontal (eixo x), no Hemisfério Sul. No painel superior é apresentada a altura de uma coluna de fluido em função do eixo x, onde ζ_0 indica a vorticidade relativa isentrópica e θ a temperatura potencial. No painel inferior, tem-se a trajetória de uma parcela no plano x,y. Adaptado de Holton, 2004; pg. 98.

De acordo com Buzzi et al. (1987), as ciclogêneses a sotavento podem apresentar características distintas em diferentes regiões do globo devido às propriedades geométricas dos complexos montanhosos, à orientação das montanhas com relação ao escoamento atmosférico médio e a fatores de escala subsinótica. Já Tibaldi et al. (1990) mencionam que as ciclogêneses a sotavento, independente da região de formação, têm algumas características gerais como:

a. A ciclogênese orográfica raramente é um sistema primário, ou seja, está associada a um cavado de escala sinótica pré-existente no lado barlavento da montanha e confinado principalmente nos níveis médios e altos da troposfera, já a presença de um distúrbio pré-existente em superfície não é necessária. Normalmente, o distúrbio ciclônico em níveis mais elevados se desorganiza ao cruzar a cordilheira, mas se regenera no lado a sotavento;

b. O desenvolvimento da ciclogênese a sotavento começa antes da frente fria, associada ao sistema pré-existente em níveis elevados, ter ultrapassado a cadeia montanhosa. Como a topografia retarda a advecção fria para o lado a sotavento, neste desenvolve-se uma anomalia térmica positiva.

O item a é ilustrado na **Figura 2.8**, que mostra a evolução temporal da estrutura horizontal dos modos normais dos distúrbios baroclínicos na presença de uma montanha alongada meridionalmente no Hemisfério Sul. Essa figura destaca alguns fatores observados nas análises sinóticas como a pré-existência de um centro de baixa pressão sobre o Pacífico, a desorganização do sistema sobre as montanhas e a regeneração da baixa pressão a sotavento.

Bates (1990) simulou um evento de ciclogênese a sotavento das Montanhas Rochosas com o modelo de mesoescala MM4 da *Pennsylvania State University (PSU)/National Center for Atmospheric Research (NCAR)*. A diferença marcante entre a simulação com e sem topografia é a trajetória seguida pelo ciclone. Na simulação com topografia, o ciclone se desintensifica sobre as montanhas, se reintensifica a sotavento, no leste do Colorado, e segue para sul, em direção as Grandes Planícies. Na simulação sem topografia, o ciclone seguiu uma trajetória mais zonal e não apresentou o período de reintensificação. No final de 72 horas na simulação sem montanhas o ciclone situa-se ao norte daquele do experimento com montanha.

Hayes et al. (1987) propuseram que a ciclogênese a sotavento das montanhas pode ser resultado da superposição de uma onda permanente, formada pelo efeito da topografia, e de uma onda baroclínica transiente. O escoamento de oeste, ao atingir uma montanha com orientação norte-sul, produz uma onda estacionária com uma crista permanente sobre a orografia e um cavado a sotavento. Quando um distúrbio ciclônico alcança a montanha, enfraquece-se ao se superpor com a crista e adquire grandes taxas de crescimento ao se superpor com cavado estacionário a sotavento.

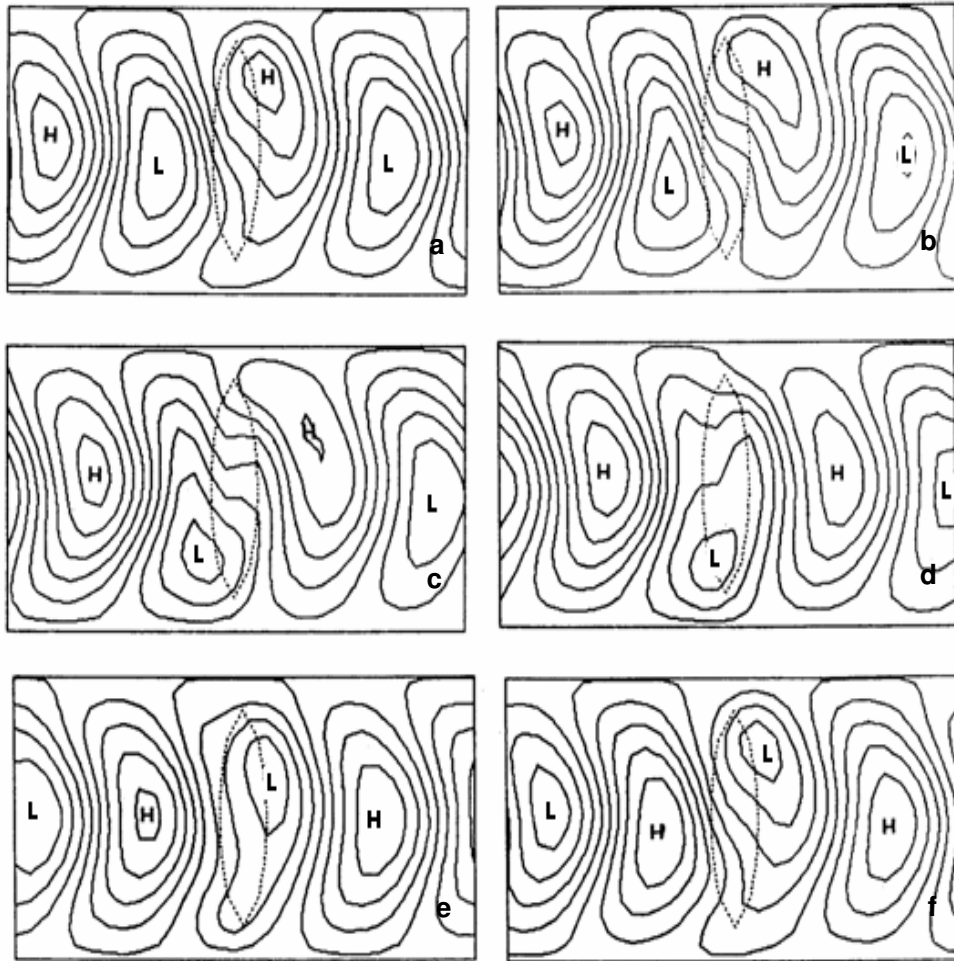


Figura 2.8 Estrutura do modo de crescimento instável (função de corrente) na camada inferior de um modelo de duas camadas quase-geostrófico no sentido oeste-leste. Os seis mapas correspondem a tempos diferentes da evolução do modo baroclínico. A linha pontilhada representa os Andes e as letras L e H os sistemas de baixa e alta pressão, respectivamente. Figura adaptada de Buzzi et al., 1987; pg 102.

Nas latitudes médias do Hemisfério Sul não há cadeias de montanhas comparáveis, em termos de extensão zonal, às do Hemisfério Norte. Um complexo orográfico de destaque é a cordilheira dos Andes que se estende ao longo de toda a costa oeste da América do Sul (de 12°N a 55°S). Os Andes apresentam maior extensão zonal (~500 km) e altura (~4000 m) entre 10°-30°S. Nos extratropicos, a cordilheira torna-se mais estreita (~200 km de largura) e mais baixa (~2000 m de altura), porém é nesta região, em ~35°S, que se localiza o maior pico dos Andes, o Aconcágua com 6962 m. Embora os Andes possuam dimensão zonal menor do que a das cadeias montanhosas do Hemisfério Norte, também interage com os sistemas transientes em níveis superiores alterando tanto a magnitude como a trajetória.

A influência da cordilheira dos Andes no escoamento de oeste que atinge a América do Sul foi investigada por Satyamurty et al. (1980) através de simulações com um modelo barotrópico de equações primitivas. Foram realizadas cinco simulações com diferentes perfis de vento que mostraram que a topografia gera uma onda de Rossby estacionária em níveis médios cujo cavado situa-se sobre o Brasil e a crista sobre os Andes (**Figuras 2.9 a-e**). Uma ilustração da interação da onda estacionária com o distúrbio ciclônico em superfície é apresentada na **Figura 2.9 f**.

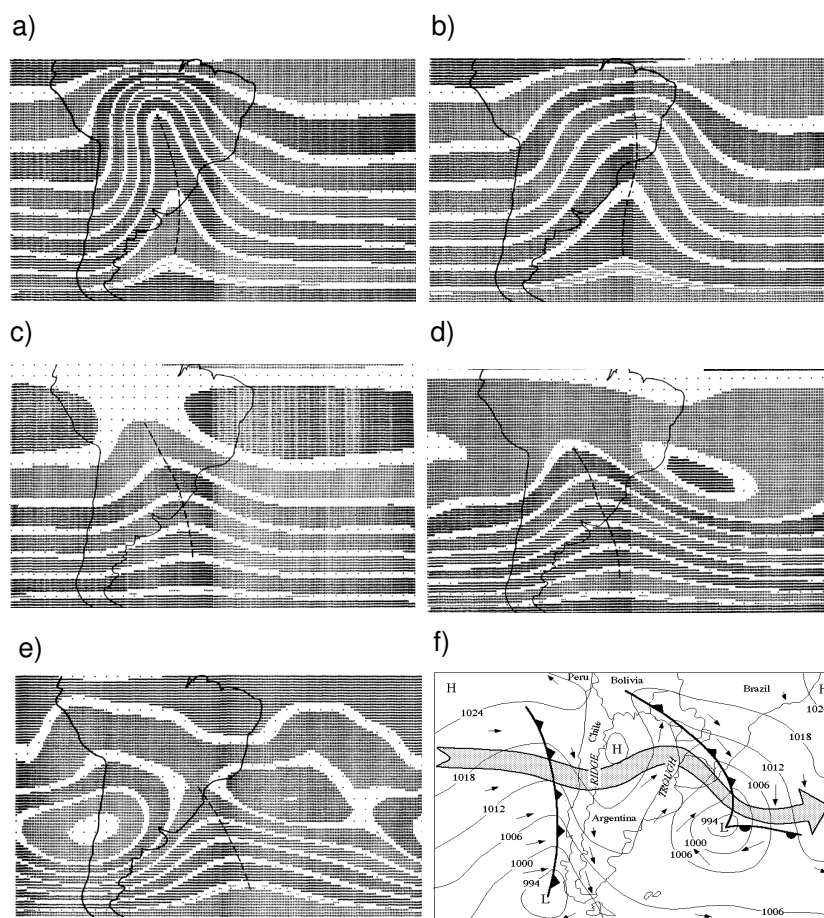


Figura 2.9 Altura geopotencial em 500 hPa simulada por um modelo barotrópico: a) após dois dias de simulação e com vento zonal uniforme $U=10\text{ms}^{-1}$; b) após dois dias de simulação e com $U=20\text{ms}^{-1}$; c) após dois dias de simulação e com o vento zonal médio climatológico; d) após sete dias de simulação e com o vento zonal médio climatológico; e) após trinta dias de simulação e com o vento zonal médio climatológico. A linha pontilhada indica o eixo do cavado. Fonte: Satyamurty et al. (1980), pgs. 515-519. f) Exemplo do efeito da topografia andina no escoamento de oeste e interação com um distúrbio ciclônico em superfície na costa leste da América do Sul. Fonte: http://www-das.uwo.edu/~geerts/cwx/notes/chap12/pot_vort.html.

Gan e Rao (1994) estudaram a influência dos Andes nos distúrbios transientes de oeste através de campos de correlações cruzadas com dados de altura geopotencial não filtrados e filtrados com passa alta. A análise de correlação da altura geopotencial não filtrada usando um ponto de grade base a sotavento dos Andes (45°S, 70°W) mostrou em baixos níveis um padrão de onda que se propaga para leste e sofre efeitos orográficos, isto é: distorções nas isolinhas de correlação sobre a barreira topográfica e intensificação e alongamento, em direção ao equador, do centro de máxima correlação a sotavento. Segundo Buzzi et al. (1987) o aumento da escala meridional do centro de máxima correlação estaria relacionado com o encolhimento ou alongamento vertical da coluna de fluido do distúrbio transiente que sobe e desce uma montanha, respectivamente (teoria da conservação da VPI – **Figura 2.7a**). Já Gan e Rao (1994) explicaram o alongamento das isolinhas em direção ao equador associando à explicação de Buzzi et al. (1987) o efeito da interação do distúrbio transiente com o cavado estacionário gerado pelos Andes (ver **Figura 2.9**). Nos níveis superiores (300 hPa) o padrão de onda manteve uma trajetória zonal e mostrou um pequeno alongamento no sentido NW-SE quando as isolinhas de correlação cruzavam os Andes, o que indicou o efeito da crista estacionária, gerada pela topografia, na circulação de altos níveis. Buscando remover a influência dos sistemas de baixa-freqüência dos dados não filtrados, os autores repetiram as análises para os dados filtrados. Neste caso, o padrão de onda é melhor definido e, similar aos dados não filtrados nota-se, em baixos níveis, distorção nas isolinhas de correlação e alongamento para norte do centro de máxima correlação. Nos níveis superiores (300 hPa) os distúrbios também apresentaram as mesmas características obtidas com os dados não filtrados.

As características do padrão de onda em baixos níveis obtidas por Gan e Rao (1994) são similares às da **Figura 2.8** (adaptada para o Hemisfério Sul), que mostra os modos normais obtidos por Buzzi et al. (1987) com a teoria quase-geostrófica para um escoamento interagindo com montanha. Porém, uma diferença refere-se à intensidade dos centros de altas e baixas, que na solução dos modos normais possuem a mesma intensidade, enquanto na análise de correlação, diferente. Segundo Gan e Rao (1994) a diferença existe porque o modelo de Buzzi et al. (1987) é linear, enquanto a atmosfera é altamente não linear.

Ao correlacionar a altura geopotencial entre 1000 e 300 hPa, Gan e Rao (1994) mostraram que os distúrbios exibem uma inclinação vertical para oeste de cerca de $\frac{1}{4}$ do comprimento de onda, similar à teoria das ondas baroclínicas (Charney, 1947). Os autores concluíram que a interação dos distúrbios baroclínicos com a cordilheira dos Andes pode ser o fator responsável pela ciclogênese a sotavento da montanha.

Gan (1992) estudou dois casos de ciclogêneses na América do Sul: uma que se formou ao longo de uma frente fria sobre a Argentina e outra associada a um cavado em ar superior sobre o oceano Pacífico que se deslocou para leste atingindo o Uruguai. No primeiro caso, o principal mecanismo para a ciclogênese foi a instabilidade baroclínica, caracterizada pela conversão de energia potencial do estado básico em energia cinética da perturbação. A contribuição dos Andes foi indireta, ou seja, alterando a trajetória do sistema através da interação com a onda estacionária gerada pelo efeito topográfico. No segundo caso, observou-se um enfraquecimento do vórtice ciclônico ao aproximar-se dos Andes, mas que se regenerou após cruzar a montanha, ao entrar em fase com o cavado permanente gerado pela topografia. O desenvolvimento deste ciclone também mostrou efeitos baroclínicos como inclinação do sistema para oeste com a altura, deslocamento para leste e conversão de energia potencial do estado básico em energia cinética da perturbação. O estudo destas duas ciclogêneses mostrou que tanto a instabilidade baroclínica quanto o efeito orográfico contribuem para formação de ciclones no leste da América do Sul.

Segundo Vera et al. (2002) as ciclogêneses no sudeste da América do Sul ocorrem a cerca de 1000 km de distância dos Andes e isto indicaria certa influência da topografia andina por gerar ondas de Rossby topográficas e pela contribuição indireta no suprimento de calor e umidade para os extratropicais, uma vez que a topografia canaliza o JBN para tais regiões. O estudo de Vera et al. (2002) diferencia-se do de Gan e Rao (1994) por avaliar apenas as perturbações ciclônicas embebidas no jato subtropical ($\sim 30^{\circ}\text{S}$) no inverno entre 1979 a 1993, enquanto Gan e Rao (1994), todos os sistemas transientes sem distinção de estação do ano entre 1977 a 1979. Além disso, estes estudos se diferenciam pelas metodologias empregadas.

O estudo de Vera et al. (2002) mostrou que a maioria das perturbações (baixas frias e altas quentes) em níveis superiores (300 hPa) não são afetadas pelos Andes quando se deslocam para leste, entretanto as perturbações em baixos níveis (850 hPa) mostram uma migração abrupta em direção ao equador a sotavento das montanhas, similar ao estudo de Gan e Rao (1994). Isso resulta no desacoplamento do setor leste do cavado em altos níveis e o distúrbio em superfície, com conseqüente enfraquecimento do sistema em superfície. Já próximo à costa leste da América do Sul, em $\sim 35^{\circ}\text{S}$, o distúrbio em níveis superiores pode favorecer o desenvolvimento de uma anomalia ciclônica em superfície se encontrar condições propícias na baixa troposfera como advecção quente e convergência de umidade. Estas condições foram identificadas próximo à costa do Uruguai por Vera et al. (2002), que também notaram uma intensificação do distúrbio em superfície associada ao JBN de norte. Segundo Campetella e Vera(2002) a presença de um fraco distúrbio ciclônico no sudeste da América do Sul favorece a intensificação do JBN a leste dos Andes em direção a tal região. Este jato transporta calor e umidade, favorecendo a intensificação do distúrbio ciclônico que,

por sua vez, contribui para a intensificação e sustentação do jato. Assim, a cordilheira dos Andes, ao canalizar o JBN para latitudes médias, atuaria indiretamente nas ciclogêneses na costa sudeste da América do Sul. O calor transportado pelo JBN contribui para baixar a pressão em superfície intensificando a convergência, já a umidade transportada favorece a ocorrência de precipitação, com conseqüente liberação de calor latente que aquece a coluna atmosférica intensificando os movimentos verticais e, assim, contribui para redução de pressão na superfície. Estes processos foram confirmados por Vera et al. (2002) através da análise das equações da vortacidade em 925 hPa e da termodinâmica em 500 hPa. A primeira equação mostrou que o termo de divergência é o principal fator do desenvolvimento de vortacidade ciclônica em baixos níveis na costa sudeste da América do Sul. Já a segunda, que a liberação de calor latente pelos eventos de precipitação é o principal mecanismo para intensificar os movimentos verticais no setor leste do ciclone. Seluchi e Saulo (1998) através de simulações numéricas de um estudo de caso também identificaram estes processos como importantes no rápido aprofundamento de um ciclone sobre o sudeste da América do Sul. Além disso, quando o sistema foi simulado sem a inclusão da topografia no modelo, os autores observaram um ciclone mais fraco na superfície do que na simulação com os Andes.

A influência do JBN a leste dos Andes na formação de ciclones na costa leste da América do Sul também foi identificada por Mendes et al. (2007), através da análise de composições de campos atmosféricos, durante a ocorrência de ciclones no período de 1979 a 2003. Os autores mencionam que os Andes possuem um papel duplo no desenvolvimento dos ciclones: primeiro por canalizar o ar quente e úmido de origem tropical para as latitudes médias da América do Sul no período pré-ciclogênético e, segundo, por induzir vortacidade ciclônica a sotavento das montanhas, quando cavados de altos níveis que se deslocam do Pacífico em direção ao Atlântico cruzam os Andes.

Miky Funatsu et al. (2004) estudaram uma ciclogênese entre 8 e 10 de julho de 1996 na costa do Uruguai. Os autores observaram que a advecção de vortacidade ciclônica em níveis superiores, gerada pelo vórtice ciclônico (*cutoff low*) que transpôs a barreira topográfica, juntamente com a advecção quente de temperatura em baixos níveis, promovida pelo transporte de ar quente da região tropical pelo JBN a leste dos Andes, foram os elementos decisivos para a ocorrência da ciclogênese. Ao passar pela cordilheira (dia 08 às 00 UTC), o vórtice ciclônico em níveis superiores enfraquece ao entrar em fase com a crista estacionária induzida pela montanha, mas no lado a sotavento se intensifica ao encontrar o cavado estacionário. Como a topografia andina favoreceu a intensificação da anomalia térmica em superfície e a advecção de vortacidade ciclônica em médios/altos níveis, os autores classificaram a ciclogênese como um caso de ciclogênese a sotavento.

Jusevicius (1999) estudou o mesmo ciclone que Miki Funatsu et al. (2004), porém através de experimentos numéricos, com e sem a presença dos Andes, num modelo de área limitada. No caso em que a barreira topográfica foi removida tanto o vórtice ciclônico em níveis médios quanto o sistema em superfície prosseguiram do oceano Pacífico em direção ao continente sem desintensificar e permaneceram com estrutura barotrópica equivalente.

Inatsu e Hoskins (2004) fizeram diferentes experimentos numéricos com o *Hadley Centre Atmospheric Model* (HadAM3) no Hemisfério Sul para estudar os *storm tracks* (região de distúrbios ciclônicos embebida no jato de latitudes médias, Blackmon et al., 1977; também definida como região de máxima variância na altura geopotencial na média e alta troposfera relacionada a distúrbios com períodos de cerca de uma semana, Trenberth, 1991). Num dos experimentos, os Andes foram excluídos e os resultados mostraram menor atividade ciclônica na costa leste da América do Sul, indicando que o efeito topográfico contribui na formação dos sistemas nessa região.

2.1.2 Influência da Liberação de Calor Latente, da TSM e dos Fluxos Turbulentos de Superfície na Ciclogênese

Segundo Sanders e Gyakum (1980), Tor Bergeron foi o primeiro a observar que alguns ciclones desenvolviam-se mais rapidamente e com maior intensidade do que a maioria. Então, este autor denominou de ciclones bombas ou ciclones explosivos aqueles sistemas que apresentavam uma redução na pressão de no mínimo 24 hPa dia^{-1} (chamado número de Bergeron) na região onde desenvolvia seus estudos ($\sim 60^\circ\text{N}$). Sanders e Gyakum (1980), a fim de identificar os ciclones com rápido desenvolvimento originados em qualquer latitude (φ) redefiniram o número de Bergeron (N_B) para $N_B = \{24 \text{ hPa} [\text{sen}(\varphi)/\text{sen}(60^\circ)]\} \text{dia}^{-1}$.

Na década de 50, os modelos numéricos de previsão do tempo quase-geostróficos falhavam em simular casos de ciclogêneses explosivas (fato que ocorre até hoje nos sofisticados modelos de previsão). Isto despertou a atenção dos meteorologistas para a influência da liberação de calor latente (Danard, 1964), apoiados na seguinte idéia: uma região de aquecimento diabático pode proporcionar uma circulação vertical com movimento ascendente na região de aquecimento e descendente nos arredores, conseqüentemente favorecerá a ocorrência de tendência de vorticidade ciclônica abaixo do aquecimento e anticiclônica acima deste. No caso de um sistema de tempo de latitudes médias, em que o ar quente move-se em direção ao pólo e ascende até alcançar seu nível de condensação, a liberação do calor latente reforçará a ascensão tendendo a intensificar a vorticidade ciclônica em superfície (Hoskins, 1990). Somente a partir da década de 60 que estudos numéricos de sensibilidade começaram a se proliferar a fim de avaliar o impacto do aquecimento diabático nas ciclogêneses (Keyser e Uccellini, 1987).

Uccellini (1990) reviu vários estudos de caso de ciclogêneses rápidas no Hemisfério Norte, onde observou que o início do rápido aprofundamento dos ciclones em superfície coincide com o desenvolvimento de intensa precipitação na área que se estende do nordeste ao norte e ao oeste do centro destes sistemas. A precipitação é importante para as ciclogêneses, pois libera calor latente de condensação o que aquece a coluna atmosférica.

A liberação de calor latente por condensação pode ser influenciada pelas trocas entre a superfície e a atmosfera de fluxos turbulentos de calor latente e sensível. O papel destes fluxos na ciclogênese vem sendo estudado por diversos autores (Nuss e Anthes, 1987; Rogers e Bosart, 1991; Crescenti e Weller, 1992; Neiman e Shapiro, 1993; Zhang et al., 1999 entre outros) e resultados de estudos numéricos de sensibilidade mostram que estes fluxos sozinhos não geram ciclogênese, mas podem contribuir significativamente para o seu desenvolvimento inicial (Kuo et al. 1991, Rogers e Bosart, 1991), antes da rápida redução da pressão como nos ciclones bombas (Bosart e Lin, 1984; Uccellini et al., 1987),

ou na fase de rápido aprofundamento (Kuo e Reed, 1988; Kuo e Low-Nam, 1990; Reed e Simmons, 1991; Chang et al., 1996).

A ciclogênese explosiva resulta da interação da instabilidade baroclínica com processos diabáticos de liberação de calor latente e fluxos turbulentos de calor latente e sensível (Sanders e Gyakum, 1980; Uccellini, 1990; Rogers e Bosart, 1991, Wash et al., 1992). Geralmente, a rápida intensificação dos ciclones extratropicais é observada sobre o oceano, acima das correntes quentes e próxima a intensos gradientes horizontais de TSM (Sanders e Gyakum, 1980; Roebber, 1984 e Sanders, 1986).

Sanders e Gyakum (1980) mostraram que os ciclones bombas no Hemisfério Norte se desenvolvem sobre uma grande variação de TSM, desde 0 a 23°C, indicando que os ciclones extratropicais não são tão sensíveis à TSM como os ciclones tropicais. O mais importante para os ciclones extratropicais é o contraste de temperatura entre a superfície oceânica e o ar adjacente, pois intensas trocas de calor latente e sensível na direção mar-ar são observadas quando o ar continental seco e frio passa sobre uma superfície oceânica relativamente quente (Neiman e Shapiro, 1993). Esta troca é mais intensa no inverno, estação em que o oceano encontra-se aquecido devido suas propriedades térmicas. De acordo com Nuss e Anthes (1987) e McMurdie e Houze (2005), quando a transferência de energia do oceano para a atmosfera é máxima no setor quente do ciclone, ajuda a fortalecer o gradiente horizontal de temperatura deste sistema, o que aumenta o suprimento de energia potencial disponível para ser convertida em energia cinética, processo que intensifica o ciclone.

Com relação aos intensos gradientes de TSM, Sanders e Gyakum (1980) e Carlson (1991) mencionam que estes podem induzir a baroclinia atmosférica em baixos níveis, o que conseqüentemente pode iniciar uma ciclogênese. Uma descrição detalhada dos processos físicos que favorecem o desenvolvimento de ciclones próximo a intensos gradientes de TSM é dada por Cione e Raman (1995), que se basearam na análise de uma mesociclogênese (escala horizontal de 140 km) costeira próxima a corrente do Golfo. Estes autores realizaram quatro experimentos numéricos além do controle. Todas as simulações foram iniciadas com condições atmosféricas homogêneas (vento, temperatura e umidade) em cada nível vertical, mas com TSM real na fronteira inferior do modelo, que exibia um gradiente zonal na região da corrente do Golfo com temperaturas inferiores a 16°C nas extremidades (oeste e leste) e de ~23°C no núcleo. No experimento controle, após as primeiras horas de simulação, o vento em baixos níveis se acelera do continente para as águas quentes da corrente do Golfo. Após 12 h, uma região de convergência aparece sobre as águas mais quentes, que é justamente a região dos intensos gradientes de TSM. A forçante diabática, associada à transferência de fluxos turbulentos da superfície oceânica quente para a atmosfera mais fria, é provavelmente o mecanismo responsável pelo padrão de convergência em baixos níveis.

A intensificação do meso-vórtice continua durante o período de 24 a 42 h de simulação, mas a seguir se desintensifica em função da advecção de ar mais frio, localizado a leste do intenso gradiente de TSM. No primeiro experimento de sensibilidade, os autores intensificaram em 25% o gradiente de TSM da corrente do Golfo. Isso adiantou o início do desenvolvimento do sistema, como resultado da intensificação em 27% dos fluxos de calor latente simulados nas primeiras 36 h. Entretanto, só foi notada uma pequena intensificação do sistema em relação ao controle. No segundo experimento, a remoção dos fluxos de calor sensível implicou num sistema mais fraco nas primeiras 18 h de simulação, com 2,4 hPa a mais na pressão central, e redução de 20% da velocidade do vento e vorticidade relativa na superfície. Já no período de 24 a 42 h de integração, a intensidade do sistema foi similar ao controle. No experimento em que os fluxos de calor latente foram removidos, o sistema atrasou 18 h em relação ao controle e apresentou um decréscimo de 41% na intensidade do vento e da vorticidade relativa na superfície. Este experimento mostrou que na ausência de fluxos úmidos a mesociclogênese é afetada pela redução do transporte vertical de umidade e subsequente liberação de calor latente, que são os mecanismos responsáveis pela queda de pressão na superfície (e, portanto, convergência em baixos níveis). No último experimento, os fluxos de calor latente e os processos convectivos úmidos foram suprimidos durante as 48 h de integração. Nessas condições, um sistema extremamente fraco se desenvolveu 24 h após o da simulação controle, o que demonstrou a importância da liberação de calor latente na formação do sistema.

O processo de formação rápida de um ciclone na costa leste dos Estados Unidos em função do gradiente horizontal de temperatura entre o ar continental e oceânico foi descrito por Carlson (1991). Inicialmente, o ciclone em superfície se origina associado à região de advecção de vorticidade ciclônica num cavado em 500 hPa. A advecção quente no norte do ciclone, proveniente da região da corrente quente do Golfo pelo giro ciclônico do sistema, reduz a pressão na superfície, enquanto predomina advecção fria no setor sul do sistema e próxima a linha costeira, proveniente da região continental. Como resultado, o ciclone se desloca para norte paralelo à costa e à corrente do Golfo. Segundo o autor, esta análise e a de outros sistemas na mesma região indicam que o grande contraste de temperatura pela confluência do ar quente e úmido de origem oceânica com o ar frio continental mantém ou intensifica um cavado na costa e o gradiente de temperatura na baixa troposfera. Conseqüentemente, os ciclones tendem a se formar nesta zona de confluência e a migrar ao longo do máximo gradiente de temperatura pelo efeito das fortes advecções fria e quente.

Os trabalhos existentes sobre a influência dos fluxos de calor latente e sensível na ciclogênese em geral mostram o setor do ciclone onde os fluxos são mais intensos e em que fase da vida são mais importantes. Entretanto, o papel desses fluxos ainda não é totalmente

conhecido, pois alguns autores, como Bosart e Lin (1984), Uccellini et al. (1987), Atlas (1987) e Neiman e Shapiro (1993), observaram que os fluxos de calor superficiais foram essenciais para o desenvolvimento dos casos de ciclogênese explosiva, enquanto autores como Kuo e Reed (1988), Kuo e Low-Nam (1990) e Reed e Simmons (1991) mostraram que estes fluxos não foram essenciais em outros casos. A natureza contrastante desses resultados pode ser relacionada a (1) uma grande variabilidade caso-a-caso, onde a diferença de temperatura entre o oceano e a atmosfera no período pré-ciclogênético tenha um relacionamento direto com o grau da influência dos fluxos de calor e umidade no desenvolvimento da ciclogênese e/ou (2) a eficiência ou deficiência dos vários modelos de parametrização da camada-limite que estão sendo empregados nos experimentos numéricos (Uccellini, 1990).

Nuss e Anthes (1987) simularam um ciclone originado em ambiente baroclínico para investigar os mecanismos físicos importantes na ciclogênese explosiva e como os processos diabáticos modificam a taxa de desenvolvimento desse sistema. Os autores observaram que pequenas alterações na estabilidade estática e no gradiente meridional de temperatura produzem modificações significativas na taxa de aprofundamento do ciclone. A presença de forte gradiente meridional de temperatura em baixos níveis ($40^{\circ}\text{C } 2000\text{km}^{-1}$) e baixa estabilidade estática (um *lapse rate* médio de $6^{\circ}\text{C km}^{-1}$) resultaram no rápido desenvolvimento do ciclone. O modelo mostrou maior sensibilidade a pequenas mudanças na baroclinia inicial do que nos processos físicos durante o desenvolvimento do sistema. A inclusão da liberação de calor latente de condensação durante o desenvolvimento do ciclone não foi determinante para o rápido aprofundamento, pois só modificou em 10% a taxa de aprofundamento. Os fluxos de calor e umidade na superfície podem reduzir (-25%) ou aumentar (+15%) a taxa de desenvolvimento do ciclone dependendo da distribuição espacial que tiverem. A redução ocorre associada aos fluxos de calor latente e sensível direcionados para o setor frio do ciclone, o que reduz os gradientes horizontais de temperatura do ar ao longo das frentes quente e fria. Já na ausência destes, os gradientes são mais intensos, o que favorece a intensificação do ciclone. Num experimento em que a distribuição da temperatura da superfície do mar esteve em fase com a onda térmica em baixos níveis, ocorreram fluxos de calor e umidade em direção ao setor quente do ciclone, o que contribuiu para a intensificação da baroclinia atmosférica e conseqüente intensificação do sistema.

Os efeitos dos fluxos de superfície num período de 24 e 48 h em sete ciclones que se desenvolveram próximos à corrente do Golfo, no oeste do Atlântico Norte, foram examinados por Kuo et al. (1991). As simulações de 48 h incluíram o desenvolvimento inicial e o estágio de rápido aprofundamento dos ciclones, enquanto que as de 24 h apenas o estágio de rápido aprofundamento. Os resultados dos experimentos de 24 h mostraram que os fluxos não afetaram a taxa de aprofundamento dos ciclones, entretanto impactos

substanciais foram encontrados nas simulações de 48 h, o que levou à conclusão de que os fluxos são importantes na fase prévia a de rápido aprofundamento dos ciclones.

Uma análise do ciclo de vida de um caso extremo de ciclogênese marinha extratropical no oeste do Atlântico Norte entre 4 e 5 de janeiro de 1989 foi realizada por Neiman e Shapiro (1993). Este evento atingiu ~936 hPa de pressão central e 60 hPa em 24 h de taxa de aprofundamento. A análise dos fluxos turbulentos de superfície às 00 UTC do dia 4 de janeiro mostrou fluxo de calor sensível superior a 300 Wm^{-2} , direcionado da corrente quente do Golfo para o setor quente do ciclone incipiente, e fluxo de calor latente maior do que 1000 Wm^{-2} . A soma dos fluxos turbulentos no setor quente do ciclone, no horário citado, excedeu 1300 Wm^{-2} e atuou para reduzir a estabilidade seca e úmida. A máxima transferência de energia para a atmosfera foi registrada às 18 UTC do dia 4 de janeiro, quando os fluxos de calor sensível e latente alcançaram taxas de 1000 e 1900 Wm^{-2} , respectivamente (**Figura 2.10**). Estes valores indicam fluxos de calor total (sensível + latente) de $\sim 3000 \text{ Wm}^{-2}$, que, segundo os autores, é muitas vezes maior do que os valores típicos destes fluxos em ciclones extratropicais. Os fluxos anômalos resultaram da combinação de fortes velocidades do vento ($30\text{-}40 \text{ ms}^{-1}$) e da incursão de ar continental frio, ao redor do centro do sistema, sobre a corrente quente do Golfo.

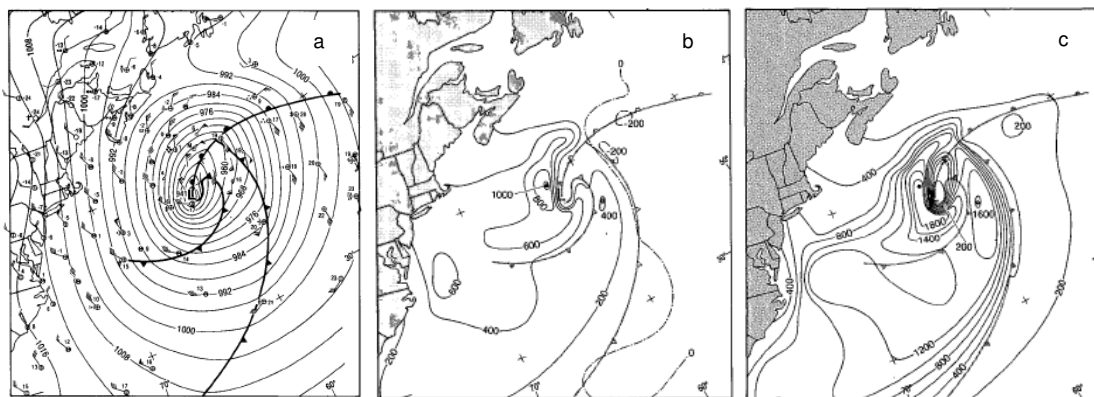


Figura 2.10 a) Pressão ao nível médio do mar (hPa), b) fluxos de calor sensível (Wm^{-2}) e c) fluxos de calor latente (Wm^{-2}) registrados às 18 UTC do dia 4 janeiro de 1989 no oceano Atlântico Norte oeste. Fonte: Neiman e Shapiro (1993).

Giordani e Caniaux (2001) realizaram três simulações com o objetivo de elucidar a contribuição da TSM e dos fluxos turbulentos na dinâmica de um ciclone oceânico no Atlântico Norte. No experimento de controle (EC), utilizaram a TSM real, que descrevia em detalhes a frente oceânica associada à corrente do Atlântico Norte. As outras duas simulações foram experimentos de sensibilidade, onde a frente da TSM foi removida e os autores definiram campos de TSM uniforme, ora quente (EQ) e ora frio (EF), que

corresponderam à temperatura média dos lados quente ($\sim 15^{\circ}\text{C}$) e frio ($\sim 3^{\circ}\text{C}$) da corrente do Atlântico Norte, respectivamente. O EC simulou as discontinuidades da temperatura e do vento nas regiões das frentes fria e quente. Já nos EF e EQ, a frente atmosférica apresentou menor intensidade. No EF, a TSM fria induziu um decréscimo da advecção quente na frente da perturbação e no setor atmosférico quente, comparado ao EC. Com isso, a advecção térmica diferencial em ambos os lados da frente fria também decresceu e, assim, reduziu a intensidade da frente fria. No EQ, a frente fria era quase inexistente, mas do mesmo modo que no EF a TSM quente destruiu a advecção fria atrás da frente atmosférica fria e, portanto, o gradiente horizontal de temperatura. Os fluxos de superfície no EC desfavoreceram a intensificação do ciclone, pois a transferência mar-ar ocorreu no setor frio do ciclone, enquanto que a ar-mar no setor quente, situação que enfraquece o gradiente horizontal de temperatura. No EF, a atmosfera cedeu energia para o oceano, enquanto que no EQ verificou-se um processo inverso. Por fim, os autores observaram que o ciclone desenvolveu-se mais rápido quando simulado no caso de TSM quente do que no caso de TSM real ou fria, resultado atribuído aos fortes fluxos de calor mar-ar durante o estágio inicial do ciclone. Os autores também mencionaram a necessidade de outros experimentos para elucidar a influência da TSM nas ciclogêneses como, por exemplo, avaliar o impacto de gradiente de TSM mais intenso.

Poucos estudos avaliaram a influência da TSM e dos fluxos turbulentos de calor latente e sensível em ciclogêneses no Hemisfério Sul. Sinclair (1995) menciona que a maior frequência de ciclogêneses nas costas leste da Austrália e da América do Sul parece estar ligada às correntes oceânicas quentes nessas regiões, ou seja, a corrente leste australiana e a corrente do Brasil, respectivamente. Vera et al. (2002) ao observarem que 60% dos distúrbios ciclônicos de inverno (entre 1979 a 1993) se intensificaram sobre o oceano Atlântico Sul, próximo à costa do Uruguai e do sul/sudeste do Brasil, sugeriram a possível contribuição dos fluxos de calor latente e sensível como combustível para a ciclogênese.

Saraiva (1996) estudou uma ciclogênese entre 12 a 16 de julho de 1993 na costa do extremo sul do Brasil através de simulação numérica com o modelo *Regional Atmospheric Modeling System* (RAMS) na sua forma não-hidrostática. Um cavado em altos níveis propiciou a ocorrência de um distúrbio ciclônico em superfície no nordeste da Argentina, que se deslocou para leste. No dia 13 de julho, este sistema em superfície sofreu forte intensificação sobre o litoral do Rio Grande do Sul devido ao seguinte processo: à medida que o vento ciclônico advejava o ar continental frio para o oceano mais aquecido, intensificava o gradiente vertical de temperatura e, conseqüentemente, os fluxos turbulentos que, por sua vez, contribuíam para a liberação de calor latente, que foi decisiva para intensificação do sistema, tornando-o efetivamente explosivo.

Piva (2001) avaliou o impacto dos fluxos turbulentos de calor sensível, latente e total (sensível + latente), bem como o da TSM, no desenvolvimento de um ciclone explosivo na costa leste da América do Sul, entre 28 a 30 de maio de 1999, através de simulações numéricas. O distúrbio ciclônico em superfície se iniciou sobre o norte da Argentina, associado a um cavado em níveis superiores, e se intensificou sobre o oceano na costa do Uruguai. No experimento em que o autor suprimiu os fluxos de calor total, a trajetória do ciclone na fase de rápido aprofundamento foi pouco afetada, porém sua taxa de aprofundamento passou de $22\text{hPa } 24\text{h}^{-1}$ para $16\text{hPa } 24\text{h}^{-1}$. Este experimento mostrou aumento da estabilidade estática e redução da disponibilidade de umidade, implicando em menor liberação de calor latente. Ao suprimir apenas os fluxos de calor latente, a taxa de aprofundamento do sistema aumentou para $18\text{ hPa } 24\text{h}^{-1}$. Este resultado indicou que os fluxos de calor latente são mais importantes para o aprofundamento do sistema do que os fluxos de calor sensível. Para avaliar a influência da TSM na ciclogênese, a simulação controle com a TSM semanal (26/05/99 a 01/06/99) foi comparada à outra com TSM climatológica do mês de maio. Comparada à TSM semanal, a TSM climatológica apresentava anomalias negativas do sul do Brasil até a Argentina, o que reduziu em 40% e 50% os fluxos de calor sensível e latente, respectivamente, nos setores sul-sudeste e nordeste do ciclone, resultando em sistema menos intenso do que na simulação com a TSM semanal.

Três casos de ciclogêneses na costa leste da América do Sul (duas na costa do Brasil e uma na costa do Uruguai) foram simulados por Oda (2005) alterando a TSM observada e também suprimindo os fluxos de calor latente e sensível no modelo. Em geral, os ciclones apresentaram menor intensidade quando simulados com TSM mais fria do que a observada, em função da menor transferência de fluxos de calor latente e sensível para a atmosfera. Conseqüentemente, nos experimentos em que estes fluxos foram desligados no modelo, os ciclones também tiveram menor intensidade.

2.2 Circulação Oceânica no Atlântico Sul

A circulação oceânica de grande escala superficial no Atlântico Sul é mostrada na **Figura 2.11**. Nesta, observa-se que a circulação é dominada por um giro subtropical anticiclônico que é induzido pelo escoamento atmosférico. O giro subtropical é formado pela corrente de Benguela, pelo ramo mais austral da corrente Equatorial Sul, corrente do Brasil e corrente do Atlântico Sul. O limite sul do giro, localizado em $\sim 42^{\circ}\text{S}$, é referido como frente (ou convergência) Subtropical do Atlântico Sul e separa as massas de água subtropicais das subantárticas. Mais ao sul ($\sim 50^{\circ}\text{S}$), o escoamento oceânico zonal caracterizado pela corrente Circumpolar Antártica se bifurca em $\sim 30^{\circ}\text{W}$ originando as frentes Subantártica e Polar.

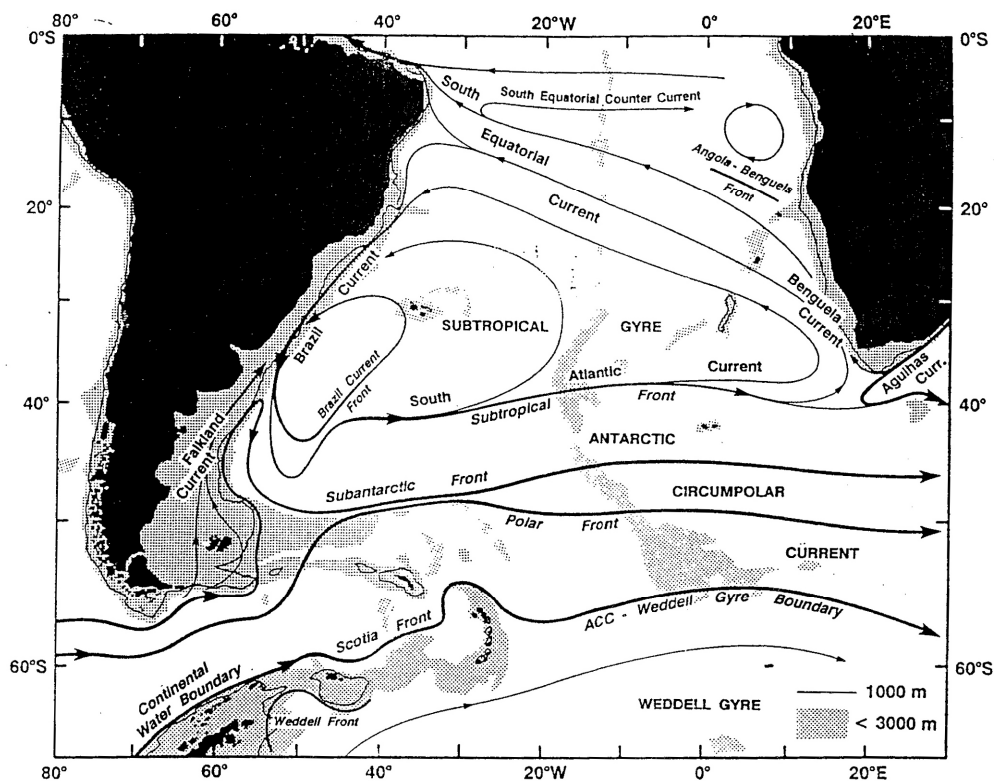


Figura 2.11 Representação esquemática da circulação de grande escala na superfície do Atlântico Sul. Fonte: Peterson e Stramma, 1991, pg. 3.

Ao sul da frente Subtropical, no lado oeste da bacia oceânica, encontra-se a corrente das Malvinas, que se desloca para norte carregando águas frias da corrente Circumpolar Antártica até encontrar a corrente do Brasil, que transporta águas quentes da corrente

Equatorial Sul e desloca-se em direção ao pólo ao longo da costa brasileira. Entre 36°-38°S, a corrente do Brasil encontra-se com a das Malvinas formando uma região de fortes gradientes de TSM denominada de confluência Brasil-Malvinas. Esta região possui forte flutuação sazonal, movendo-se de 40°-46°S durante o verão (Legeckis e Gorgon, 1982) para 30°-35°S durante o inverno (Ciotti et al., 1995), e é caracterizada pela incursão da corrente do Brasil em latitudes mais altas no verão e pela corrente das Malvinas em latitudes mais baixas no inverno (**Figura 2.12**). Após as correntes do Brasil e das Malvinas confluírem, as mesmas se afastam da costa e a corrente do Brasil desloca-se para sul, juntamente com o escoamento de retorno da corrente das Malvinas, até que em ~46°S apresenta um giro de retorno para latitudes mais baixas (**Figura 2.11**).

As águas da corrente do Brasil possuem temperatura de cerca de 20°C, enquanto que as da corrente das Malvinas têm temperatura de cerca de 4°C, na porção mais austral, e de 16°C perto da região de confluência com a corrente do Brasil (Piola e Matano, 2001). A variação da TSM nestas duas correntes ao longo do ano é mostrada na **Figura 2.12**, através da média mensal da TSM no Atlântico Sul calculada no período de 1982 a 2002 com os dados mensais da *Optimum Interpolation Sea Surface Temperature - OISST V2* (1° de resolução horizontal) da *NOAA* (Reynolds et al., 2002). Já a **Figura 2.13** apresenta a magnitude média dos gradientes horizontais de TSM determinados através de:

$$\|\Delta TSM\|_{i,j} = \left(\|\Delta_x TSM\|_{i,j}^2 + \|\Delta_y TSM\|_{i,j}^2 \right)^{1/2} \quad (2.4)$$

sendo:

$$(\Delta_x TSM)_{i,j} = \frac{TSM_{i+1,j} - TSM_{i-1,j}}{2\Delta x} \quad \text{e} \quad (\Delta_y TSM)_{i,j} = \frac{TSM_{i,j+1} - TSM_{i,j-1}}{2\Delta y} \quad (2.5)$$

onde Δx e Δy representam o espaçamento de grade.

Na **Figura 2.13** é perceptível a presença de três áreas onde a magnitude dos gradientes da TSM é maior: 1) entre 50°-35°S próximo à costa leste da América do Sul, 2) entre as latitudes de 45°-40°S e as longitudes de 60°-20°W e 3) na latitude de 50°S, afastada da costa, e estendendo-se pelas longitudes de 60°-30°W. A primeira deve-se à confluência das correntes do Brasil e das Malvinas, a segunda à frente oceânica Subtropical e a terceira à frente Subantártica, conforme o esquema apresentado na **Figura 2.11**. Na confluência Brasil-Malvinas a magnitude dos gradientes da TSM varia em média de 0,012 a 0,014 °C km⁻¹. Entretanto, Saraceno et al. (2004) mostraram, através de análises de pântadas de

TSM entre 1987 a 1995, que os gradientes de TSM na região de colisão entre as correntes do Brasil e das Malvinas podem atingir valores de até $0,12^{\circ}\text{C km}^{-1}$. Ressalta-se que os autores calcularam a magnitude dos gradientes em médias da TSM de cinco dias, enquanto no presente estudo foram obtidas de dados médios mensais, que são mais suavizados.

Os fluxos de calor latente e sensível na interface mar-ar na região das correntes do Brasil e das Malvinas são apresentados nas **Figuras 3.2 e 3.3**, respectivamente, do **Capítulo 3**. Estes fluxos mostram uma variação sazonal com máxima transferência para a atmosfera (fluxos positivos) no inverno. Na região da corrente do Brasil, próxima à costa do sul/sudeste do Brasil, predominam fluxos de calor latente e sensível positivos ao longo do ano com máximos de $120\text{-}140 \text{ Wm}^{-2}$ e $20\text{-}30 \text{ Wm}^{-2}$, respectivamente, na estação fria. Na região da corrente das Malvinas, os fluxos de calor latente também são positivos ao longo do ano (máximos de $40\text{-}60 \text{ Wm}^{-2}$ no inverno), porém os fluxos de calor sensível são positivos no inverno ($0\text{-}10 \text{ Wm}^{-2}$) e negativos no verão (-10 Wm^{-2}). Nas **Figuras 3.2 e 3.3** também é possível notar que a região de confluência das duas correntes no verão situa-se na desembocadura do rio da Prata no Uruguai, enquanto que no inverno alcança o extremo sul do Brasil. Portanto, ao longo do ano, na costa uruguaia são observados fluxos de calor latente e sensível do mar para o ar menos intensos junto ao litoral decorrentes da corrente das Malvinas e, a leste destes, fluxos mais intensos associados à corrente do Brasil. Assim, esta região diferencia-se da costa brasileira e argentina, que estão sob influência apenas de uma das correntes.

Em termos da contribuição dos fluxos de calor latente e sensível nas ciclogêneses da costa leste da América do Sul, pode-se sugerir que as da costa sul/sudeste do Brasil sofram maior contribuição destes em função das maiores taxas de transferência de energia para a atmosfera, enquanto espera-se menor contribuição nas da costa argentina. A influência dos fluxos turbulentos nas ciclogêneses no Atlântico Sul será investigada através de experimentos numéricos apresentados no **Capítulo 6**.

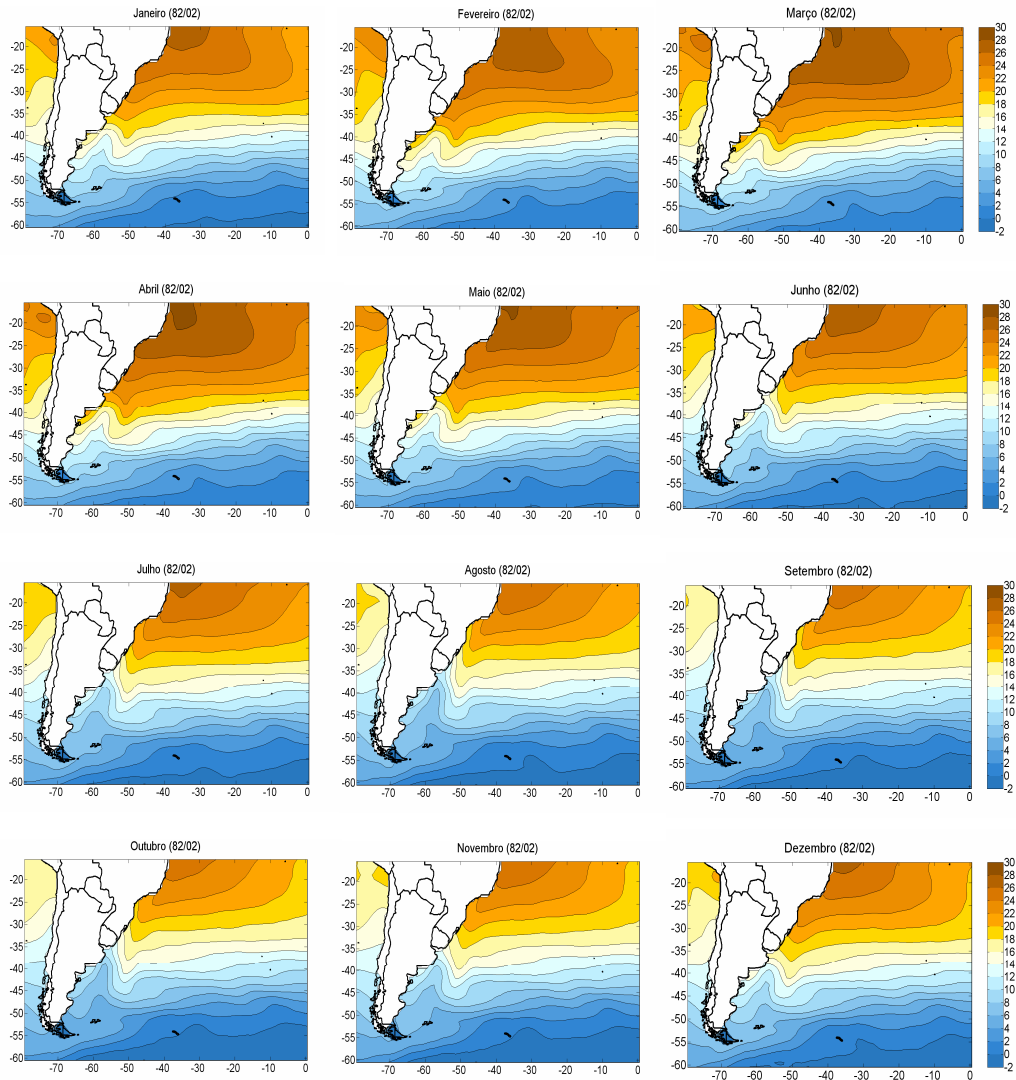


Figura 2.12 Média mensal da TSM (°C) no Atlântico Sul calculada no período de 1982 a 2002 com os dados mensais da *Optimum Interpolation Sea Surface Temperature - OISST V2* (1° de resolução horizontal) da NOAA (Reynolds et al., 2002).

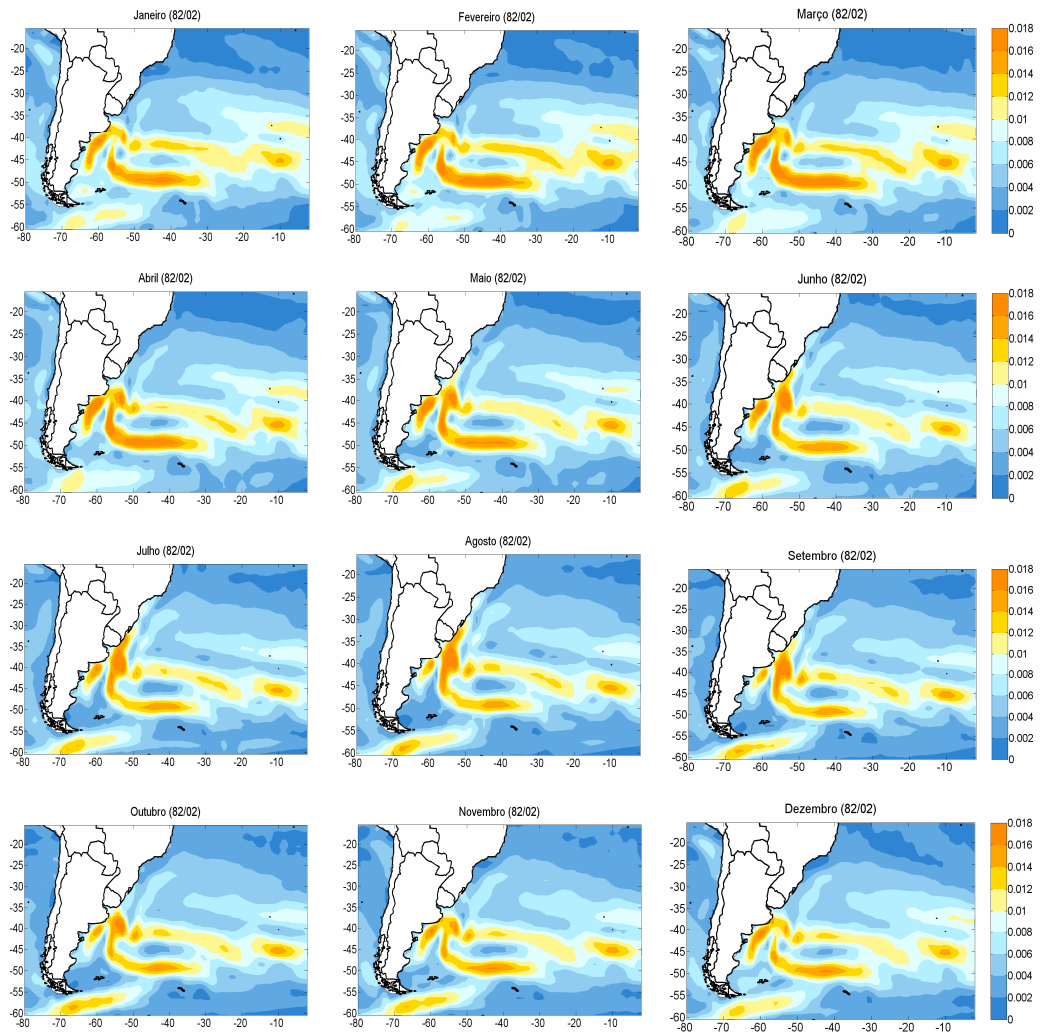


Figura 2.13 Média mensal da magnitude dos gradientes horizontais da TSM ($^{\circ}\text{C km}^{-1}$) no Atlântico Sul no período de 1982 a 2002.

2.3 Climatologia de Ciclones Extratropicais

2.3.1 Hemisfério Sul

A busca pelo conhecimento das regiões de formação, tempo de vida, trajetória e distância percorrida pelos ciclones no Hemisfério Sul iniciou-se com técnicas manuais baseadas na análise visual de mapas de pressão à superfície, como nos trabalhos de van Lon (1965) e Taljaard (1967).

van Lon (1965) elaborou uma climatologia de ciclones no Hemisfério Sul com dados coletados no período de julho de 1957 a março de 1958, onde obteve maior freqüência de ciclogêneses entre 40°-45°S no inverno e primavera e, entre 45°-55°S no verão. No inverno também foi notado um máximo secundário entre 25°-30°S. van Lon observou que o máximo de ciclogêneses nas latitudes médias coincidia com a freqüência dos sistemas frontais.

Através de mapas de pressão ao nível médio do mar do período de julho de 1957 a dezembro de 1958, Taljaard (1967) identificou maior ocorrência de ciclones em duas faixas zonais no Hemisfério Sul: nas latitudes médias, entre 35°-55°S, com máximo nos arredores de 45°S e redução nas proximidades do paralelo de 50°S, e nas cercanias do continente antártico. O autor observou maior freqüência de ciclogêneses no inverno, principalmente sobre a América do Sul subtropical, oceano Atlântico e noroeste do Pacífico Sul (**Figura 2.14b**).

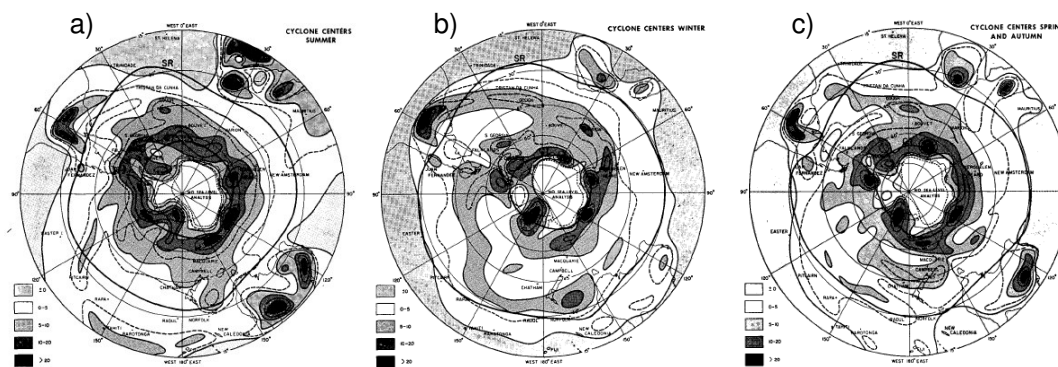


Figura 2.14 Distribuição dos centros ciclônicos no período de julho de 1957 a dezembro de 1958 no a) verão (dezembro - março), b) inverno (junho - setembro) e c) estações intermediárias (outubro – novembro e abril – maio). Fonte: Taljaard (1967).

Taljaard chama atenção para um máximo pronunciado de baixas fracas que persiste durante o inverno próximo a 25°S, sobre o centro da América do Sul (**Figura 2.14b**), e

ressalta que, embora alguns desses sistemas possam ser baixas térmicas outros estariam associados à ciclogênese a sotavento dos Andes e aos cavados de nível superior que se movem do Pacífico em direção ao Atlântico. Segundo o autor, este último também pode favorecer o desenvolvimento de sistemas na costa leste da América do Sul em torno de 25°S. Taljaard mostrou que a trajetória preferencial dos ciclones é para leste ou sudeste, uma vez que os mesmos estão embebidos no cinturão de ventos de oeste.

Com o passar do tempo, surgiram novas metodologias para avaliar o comportamento dos ciclones como, por exemplo, a utilização de imagens de satélite. Streten e Troup (1973) foram uns dos pioneiros a utilizar esta metodologia, avaliando imagens de satélite de novembro de 1966 a março de 1969 com o objetivo de elaborar uma climatologia sinótica dos vórtices ciclônicos extratropicais no Hemisfério Sul. Foi observada maior frequência de vórtices próximo a 45°S, confirmando resultados prévios através de cartas sinóticas, como o de Taljaard (1967). Os autores também notaram que o leste da América do Sul, o Pacífico entre 0°W-110°W e o Índico próximo a 85°E, em todas as estações do ano, foram regiões preferenciais do desenvolvimento desses sistemas. Streten e Troup propuseram que a combinação dos cavados de ar superior a leste dos Andes com o contraste térmico produzido pela confluência das correntes do Brasil e das Malvinas possa explicar os máximos ciclogênicos na costa leste da América do Sul.

Os processos de monitoramento e rastreamento de ciclones através de mapas sinóticos e imagens de satélite demandavam muito tempo, devido à natureza manual. Atualmente este trabalho é facilitado pelo desenvolvimento de esquemas de rastreamento automáticos. Estes esquemas podem ser aplicados para encontrar e rastrear baixas e altas através da análise numérica operacional. A maior vantagem é a possibilidade de se utilizar uma grande quantidade de informação e, em curto tempo, gerar resultados facilmente comparáveis entre si.

Com o objetivo de verificar se o modelo de circulação geral da atmosfera da Universidade de Melbourne reproduzia os ciclones extratropicais no Hemisfério Sul, nos meses de janeiro (verão) e julho (inverno), Murray e Simmonds (1991b) utilizaram um esquema automático (descrito em Murray e Simmonds, 1991a), baseado em mínimos de pressão ao nível médio do mar, para detectar os sistemas. Os resultados obtidos foram comparados com os de outros pesquisadores que utilizaram dados de reanálises para identificarem os ciclones. Nas duas estações, Murray e Simmonds (1991b) notaram um máximo de atividade ciclônica nos oceanos de latitudes altas, principalmente em torno de 60°S, além de grande densidade de sistemas na costa leste dos continentes, onde ressaltaram a presença de um máximo no verão na costa leste da América do Sul, entre 20°-30°S. Algumas das características observadas nos ciclones simulados foram: movimento para leste ou sudeste com maior velocidade nas latitudes médias, entre 40°-

50°S, em ambas as estações, atingindo no verão máximos de 10 a 11 ms⁻¹ e no inverno de 11 a 12 ms⁻¹ e ciclólise mais freqüente ao sul de 60°S. Murray e Simmonds comentam que os resultados obtidos concordaram com a maioria das características dos ciclones observadas em outros estudos. Entretanto, ressaltam que ocorreu uma diferença na localização do máximo de atividade ciclônica (60°S) que nos demais estudos é identificada em torno de 45°S.

Sinclair (1994) elaborou uma climatologia de ciclones extratropicais para o verão e inverno no Hemisfério Sul, entre 1980 a 1986, através de um esquema automático que identificava os sistemas através de mínimos de vorticidade relativa geostrófica obtida da altura geopotencial de 1000 hPa. Esta metodologia identificou maior freqüência de ciclones em torno da Antártica e próximo aos continentes, nas latitudes médias, principalmente no inverno (**Figura 2.15**).

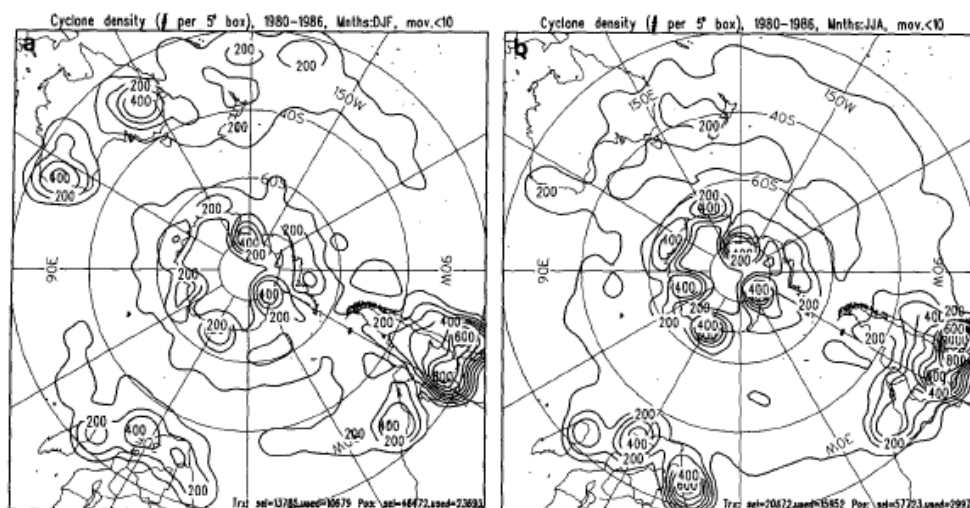


Figura 2.15 Densidade dos ciclones móveis no período de 1980 a 1986 no verão (a) e no inverno (b). Fonte: Sinclair, 1994, pg. 2250.

Segundo Sinclair (1994), a maior densidade de ciclones nas proximidades do continente antártico estaria relacionada ao efeito da topografia, que propicia a ocorrência de ventos catabáticos que interagem com o contraste continente-oceano, favorecendo a ciclogênese. O autor notou que ao norte de 40°S a maior freqüência de ciclones concentra-se no leste da América do Sul e no Pacífico (próximo a 150°W) e a menor no oeste dos continentes e que algumas dessas variações longitudinais provavelmente refletem o papel das correntes oceânicas, pois condições quentes (frias) prevalecem na porção leste (oeste) dos continentes. Algumas das características observadas na climatologia foram que os

ciclones em média se deslocam para leste com uma pequena componente dirigida para sul e que as maiores velocidades de deslocamento ocorrem próximo a 50°S, podendo exceder a 15 ms⁻¹ no sul do oceano Índico ao longo do ano. Sinclair, ao comparar seu estudo com o de Murray e Simmons (1991b), constatou duas diferenças: a primeira em relação ao maior número de sistemas móveis detectados entre 45°-55°S, região onde mínimos de pressão são suprimidos devido à sobreposição do intenso gradiente de pressão em latitudes médias e, por isso, não são contabilizados por Murray e Simmons (1991b); e a segunda referente à vantagem de identificar os sistemas no estágio inicial de formação.

Sinclair (1995) fez um novo estudo para os ciclones no Hemisfério Sul usando o mesmo período de dados e metodologia empregados no seu artigo publicado em 1994. Os resultados confirmaram como regiões ciclogênicas a costa leste da Austrália e da América do Sul, principalmente no inverno, e as regiões próximas à zona baroclínica associada com as correntes de jato em altos níveis. No verão, os ciclones formam-se no cinturão de latitude entre 40°-60°S, sendo o leste da Argentina e sudeste da África as regiões de maior gênese. Nesta estação, o autor também notou a formação de muitos sistemas fracos no leste da Austrália, Nova Zelândia e sul do Brasil. No inverno, os ciclones da costa leste da América do Sul concentram-se em duas regiões: uma próxima a 30°S e outra a 45°S. Sinclair (1995) reforça o que tinha mencionado no seu estudo anterior, isto é, que a tendência dos ciclones no inverno a se formarem nas costas leste da Austrália e da América do Sul deve possuir contribuição das correntes oceânicas quentes nessas regiões. Porém, um fator adicional na América do Sul é o transporte de umidade para o sul do Brasil pelo JBN a leste dos Andes. Sinclair (1995) ressaltou que a gênese de sistemas na costa da Argentina (~45°S) ocorre durante o ano todo, mas, como se localiza sobre as águas frias da corrente das Malvinas, a transferência de energia do mar para a atmosfera não seria fator determinante para as ciclogêneses. Já os Andes parecem ter um importante papel no desenvolvimento destes sistemas através do efeito a sotavento.

Uma climatologia dos ciclones extratropicais no Hemisfério Sul, no período de 1958 a 1997, foi elaborada por Simmonds e Keay (2000a) com dados da reanálise do NCEP e uma versão adaptada do esquema de Murray e Simmonds (1991a). Foi observada maior frequência de ciclogêneses ao norte de 50°S e de ciclólises ao sul desta latitude. A estação preferencial de ocorrência dos sistemas é o inverno e a de menor ocorrência, o verão. Os ciclones identificados apresentaram tempo de vida médio em torno de 3 dias; um deslocamento médio de cerca de 2.315 km no inverno e de 1.946 km no verão e um raio médio de cerca de 6° (diâmetro ≈ 1.300 km).

Hoskins e Hodges (2005) avaliaram a atividade ciclogênica no Hemisfério Sul, nas quatro estações do ano, no período de 1958 a 2002, através da reanálise ERA-40 do ECMWF e do esquema numérico de Hodges (1994). Assim como os outros pesquisadores,

também encontraram máximos de atividade ciclônica nos arredores da Antártica e latitudes médias. Na costa leste da América do Sul identificaram três regiões ciclogênicas: próximo ao sul da Argentina, no Uruguai e próximo ao Trópico de Capricórnio na costa do Brasil. Nesta última região obtiveram maior densidade de sistemas no verão. Os autores discutem que as ciclogêneses na costa leste da América do Sul são influenciadas pelo jato subtropical e que no sul do continente ($\sim 45^{\circ}\text{S}$) os distúrbios que se propagam do Pacífico ao cruzarem os Andes se intensificam e favorecem a ocorrência de ciclogêneses. Além disso, sugerem que os gradientes norte-sul de TSM contribuem com a grande baroclinia no Atlântico Sul e que o JBN a leste dos Andes pode ser importante no transporte de umidade para o sudeste da América do Sul. Com relação à variação sazonal das ciclogêneses no Hemisfério Sul, identificaram o inverno como a estação de maior ocorrência e o verão a de menor.

A variabilidade dos ciclones extratropicais no Hemisfério Sul ao longo de 4 décadas (1958-1997) foi documentada por Simmonds e Keay (2000b), que mostraram uma redução no número de ciclones ao sul de 40°S e aumento ao norte desta latitude. Nas latitudes mais altas o decréscimo do número de sistemas é acompanhado por ciclones mais intensos e com maior dimensão. Segundo os autores, o número médio anual de ciclones entre 30° - 70°S decresceu cerca de 10% do início da década de 70 até o final da década de 90, o que pode estar associado ao aquecimento anômalo reportado no Hemisfério Sul neste período.

Utilizando o mesmo algoritmo de Murray e Simmonds (1991a) e a reanálise do NCEP, Pezza e Ambrizzi (2003) estudaram a variabilidade dos ciclones extratropicais no inverno austral do período de 1973 a 1996. Da mesma forma que Simmonds e Keay (2000b), observaram uma redução do número de sistemas principalmente no final da década de 70, devido à redução de muitos sistemas fracos e predomínio de sistemas com maior intensidade. Em oposição a estes estudos, Sinclair et al. (1997) identificaram um aumento do número de ciclones sobre os oceanos austrais durante a década de 80 utilizando um algoritmo que detecta mínimos de vorticidade relativa geostrófica em 1000 hPa obtidos da reanálise do ECMWF. Essa diferença nos resultados leva à questão de quão sensíveis são os esquemas de *tracking* quando diferentes critérios são utilizados na identificação dos ciclones. Além disso, diferentes conjuntos de dados e algoritmos são fatores que podem desempenhar importante papel nos resultados finais. Um exemplo é o estudo de Wang et al. (2006), que mostra diferenças nas climatologias de ciclones em função de diferentes conjuntos de dados (ERA-40/ECMWF e R-1/NCEP).

Para o período de 1958 a 2001, Wang et al. (2006) compararam duas climatologias de ciclones no globo: uma obtida a partir da reanálise do projeto ERA-40 do ECMWF (Uppala et al., 2005) e outra com a do projeto R-1 do NCEP (Kalnay et al., 1996). Os sistemas foram identificados através de mínimos de pressão ao nível médio do mar com o algoritmo de Serreze (1995). No Hemisfério Norte, os autores observaram número similar de

sistemas nos dois conjuntos no norte da Europa e no leste da América do Norte, mas em intensidade os ciclones nos oceanos extratropicais apareceram mais fortes na ERA-40. No Hemisfério Sul, as maiores diferenças ocorreram nos oceanos extratropicais, uma vez que a ERA-40 mostrou maior frequência de sistemas fortes e menor de sistemas fracos em todas as estações, além de uma tendência de ciclones mais intensos nos oceanos subtropicais (30°-40°S) na primavera e verão. Os autores mencionam que as diferenças encontradas podem ser atribuídas à melhoria do sistema de assimilação de dados e a maior resolução do modelo da ERA-40, pois diferenças na resolução dos modelos afetam aspectos dinâmicos e, conseqüentemente, a ciclogênese. Além disso, diferentes resoluções espaciais também implicam em diferenças na topografia e, portanto, em diferentes alturas utilizadas para reduzir a pressão ao nível médio do mar. Essas diferenças levam a um bias no campo de pressão ao nível médio do mar que pode afetar a climatologia de ciclones.

Pezza e Ambrizzi (2003) avaliaram a frequência de ciclogêneses em anos de El Niño e de La Niña no período de 1973 a 1996. Durante estes eventos o número total de sistemas no Hemisfério Sul não diferiu dos anos neutros, porém foram encontradas diferenças na densidade das regiões ciclogênicas, isto é, anos de El Niño mostram maior frequência de sistemas sobre o Pacífico subtropical oeste, sul da Argentina e oceano Índico e redução em outras regiões. Já nos anos de La Niña a maior frequência de sistemas é registrada no Atlântico subtropical e sul e sudeste da Austrália. Resultados similares foram obtidos por Beu e Ambrizzi (2006).

A **Tabela 2.1** apresenta um resumo das principais características dos ciclones extratropicais no Hemisfério Sul baseado nos trabalhos citados nesta seção e em Hakim (2005).

Tabela 2.1 Características dos ciclones extratropicais no Hemisfério Sul.

Descrição	Características	Referências
Região Preferencial à Ciclogênese	40°-55° S	van Loon (1965)
	35°-55° S	Taljaard (1967)
	45°-55° S	Sinclair (1994, 1995)
	45°S	Streten e Troup (1973)
	Latitudes inferiores a 50°S	Simmonds e Keay (2000a)
Região Preferencial à Ciclólise	Latitudes superiores a 60°S	Murray e Simmonds (1991b) Sinclair (1995, 1997)
	Latitudes superiores a 50°S	Simmonds e Keay (2000a)
Estação do Ano de Maior Ocorrência	inverno	Taljaard (1967), Sinclair (1994, 1995), Simmonds e Keay (2000a), Hoskins e Hodges (2005)
Escala Horizontal	1300 km	Simmonds e Keay (2000a)
	500-2500 km	Hakim (2005)
Escala Vertical	~10 km	Hakim (2005)
Tempo Médio de Vida	3 dias	Simmonds e Keay (2000a)
Trajectoria	leste ou sudeste	Taljaard (1967), Sinclair (1994, 1995), Simmonds e Keay (2000a)
Distância Média Percorrida	2.315 km no inverno 1.946 km no verão	Simmonds e Keay (2000a)
Velocidade Média	11 – 12 ms ⁻¹ no inverno 10 – 11 ms ⁻¹ no verão	Murray e Simmonds (1991b)

2.3.2 América do Sul

Necco (1982a) elaborou uma climatologia de ciclones na região entre 0°-90°W e 10°-55°S através da análise visual de mapas de linhas de corrente em superfície do Centro Meteorológico dos Estados Unidos durante o ano de operação do GARP (*Global Atmospheric Research Program*). Identificou como região fonte do nascimento de ciclones o sul de 35°S e oeste de 30°W, mas o autor também observou desenvolvimento de sistemas em latitudes menores. Para os ciclones com origem em latitudes subtropicais, Necco (1982 a,b) sugere a influência das circulações ciclônicas de centros frios e da advecção de vorticidade ciclônica, ambas em níveis médios, do cavado estacionário a sotavento dos Andes em níveis médios, das águas quentes da corrente do Brasil (ou de regiões com anomalias positivas de TSM) e ainda de uma possível contribuição da topografia próxima à costa sul/sudeste do Brasil. Necco (1982a) também verificou que a depressão intermitente e semi-estacionária (baixas térmicas) a sotavento dos Andes, no noroeste da Argentina, poucas vezes se relaciona com as ciclogêneses no rio da Prata. O principal mecanismo de desenvolvimento de ciclones nesta região seria a presença de um cavado em níveis superiores, como também propõem estudos recentes (Seluchi, 1995; Seluchi et al. 2001; Vera et al., 2002). Necco (1982 a,b) observou que a maioria dos ciclones na costa argentina deve-se à regeneração de sistemas provenientes do Pacífico que são barrados a barlavento dos Andes. O autor também menciona que a presença de anomalias positivas de TSM na costa argentina possa ser outro fator que influencie o desenvolvimento de sistemas nessa região.

Através de imagens de satélite do período de 1980 a 1986, Satyamurty et al. (1990) elaboraram uma climatologia dos vórtices ciclônicos em superfície na região entre 15°-60°S e 30°-70°W. Os autores obtiveram uma frequência de 100 sistemas por ano, que aumentou em 25% no evento de El Niño de 1983. Também foi notada maior ocorrência de vórtices ciclônicos no verão seguido do inverno. Estes sistemas apareceram com maior frequência nas proximidades de 50°S e na costa uruguaia e do sul/sudeste do Brasil. A análise de cartas sinóticas de superfície mostrou que a velocidade média anual dos vórtices é de 11 ms^{-1} , mas que estes sistemas são mais rápidos no inverno (13 ms^{-1}) e lentos no outono (9 ms^{-1}). Os autores discutiram que o desenvolvimento de vórtices ciclônicos em superfície ocorrem quando na média troposfera aparecem vórtices ciclônicos transientes, que se deslocam do Pacífico em direção ao Atlântico, com vorticidade maior ou igual a $-5 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$. Também foi verificado que os sistemas em 500 hPa favorecem principalmente o desenvolvimento em superfície próximo à região costeira ao sul de 25°S.

Gan e Rao (1991) analisaram 14.600 cartas sinóticas, do período de janeiro de 1979 a dezembro de 1988, na região entre 15°-50°S e 30°-90°W, para elaborarem uma climatologia de ciclogêneses. Esta climatologia mostrou máxima freqüência sazonal no inverno (31) e mínima no verão (21), ou seja, inversa a de Satyamurty et al. (1990). Isto provavelmente deve-se ao fato de Satyamurty et al. (1990) utilizarem imagens de satélite o que não permite distinguir o nível vertical das ciclogêneses e, portanto, podem ter incluído na climatologia sistemas de nível superior (Gan e Rao, 1991). Na climatologia de Gan e Rao (1991) a máxima freqüência mensal de ciclogêneses ocorre em maio (13) e a mínima em dezembro (7) e, também, há uma variabilidade interanual das ciclogêneses com maior número de ocorrência nos anos de El Niño (1983 e 1987). Neste estudo foram identificadas duas regiões ciclogenéticas (**Figura 2.16**): uma sobre o Golfo de São Matias (42,5°S e 62,5°W), com máximos no verão, e outra sobre o Uruguai (31,5°S e 55°W), com máximos no inverno. Uma sugestão de Gan e Rao (1991) é que o máximo no Uruguai estaria associado ao efeito dos Andes juntamente com a instabilidade baroclínica e no Golfo de São Matias somente à instabilidade baroclínica. Porém, em estudos posteriores (Gan, 1992; Gan e Rao, 1994) mostraram que as ciclogêneses no sul da Argentina também possuem influência do efeito dos Andes e que no Uruguai podem ser originadas por distúrbios ciclônicos em altos níveis que se deslocam do Pacífico e que interagem com a onda topográfica estacionária gerada pelas montanhas.

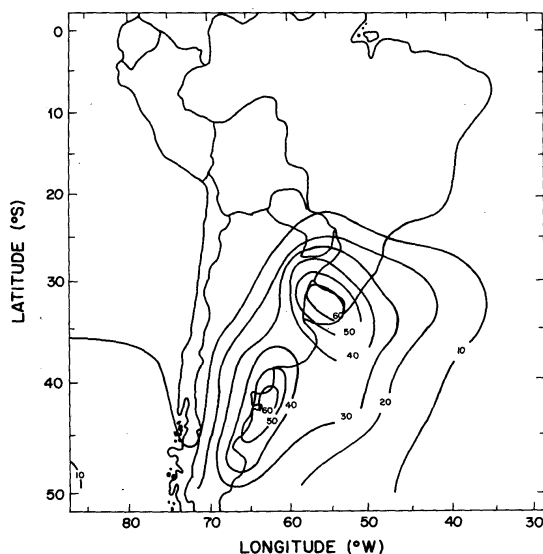


Figura 2.16 Distribuição anual da freqüência de ciclogêneses na América do Sul. Fonte Gan e Rao (1991), pg. 119.

Em termos de variabilidade interanual, Satyamurty et al. (1990) e Gan e Rao (1991) obtiveram maior ocorrência de ciclones na América do Sul em anos de El Niño. Segundo Magaña e Ambrizzi (2005), em anos de El Niño há intensa atividade convectiva no Pacífico tropical central e leste que desencadeia ondas de Rossby quase estacionárias (com número de onda 3, 4 ou 5) em direção ao pólo na troposfera superior. Em geral, estas ondas apresentam uma circulação anticiclônica sobre o Pacífico tropical centro-oeste, uma circulação ciclônica ao sul/sudeste deste e um escoamento anticiclônico sobre o sudeste da América do Sul. Por conservação de massa, a estrutura em baixos níveis é inversa à dos altos níveis, por exemplo, no sudeste da América do Sul predominaria circulação ciclônica. A conexão entre o oceano Pacífico e a América do Sul foi denominada por Mo e Ghil (1987) de *Pacific – South America Pattern* (PSA), que em português pode ser chamada de Pacífico – América do Sul (PAS). No sudeste da América do Sul, em anos de El Niño, o padrão PAS desencadeia uma anomalia ciclônica em baixos níveis, favorecendo a convergência de umidade, principalmente a transportada pelo JBN a leste dos Andes e também a proveniente do Atlântico Sul pelo ramo oeste do anticiclone Subtropical do Atlântico Sul. A maior disponibilidade de umidade daria maior suporte ao desenvolvimento de ciclogêneses nesta região.

Sinclair (1996) estudou a distribuição e o ciclo de vida das ciclogêneses na América do Sul e comparou seus resultados com os de Gan e Rao (1991). A climatologia de Sinclair utilizou dados do ECMWF no período de 1980 a 1994 e incluiu todos os sistemas com tempo de vida superior a dois dias. Sinclair (1996) obteve a mesma localização da região ciclogênica no Uruguai identificada em Gan e Rao (1991), porém a região ciclogênica na Argentina apareceu deslocada para sul, entre 45°-50°S, concordando mais com a de Satyamurty et al. (1990). Além disso, obteve uma terceira região ciclogênica de fraca intensidade próxima a 25°S na costa do Brasil. Sinclair observou que, incluindo todos os sistemas detectados na região em estudo, não se obtinha um ciclo anual pronunciado com máximos no inverno como notado por Gan e Rao (1991), porém, analisando individualmente as regiões ciclogênicas, se identificava a existência de uma estação preferencial. Similar ao estudo de Gan e Rao (1991), o máximo de atividade ciclônica no Uruguai foi bem definido no inverno, mas também apresentou grande intensidade na primavera, e na Argentina ocorreu no verão, o que atribuiu à localização dos máximos nos ventos de oeste. Na Argentina, o estudo de Sinclair superestimou o número de sistemas identificados no de Gan e Rao (1991), pois como a climatologia destes autores foi baseada em mínimos de pressão, muitos sistemas móveis são suprimidos, devido à sobreposição do intenso gradiente de pressão em latitudes médias, e isto contribuiu para diferenças no ciclo anual.

A situação sinótica média, entre 1980 e 1984, conducente ao desenvolvimento de ciclones no sudeste da América do Sul (20°-35°S) foi estudada por Seluchi (1995), que mostrou que os ciclones se desenvolvem associados a perturbações ciclônicas frias na média troposfera e que, em geral, aumentam de intensidade com a altura. Isto é um indicativo de que as ciclogêneses em superfície podem estar associadas à passagem de baixas frias (*cutoff lows* – Seluchi, 1995). Segundo o autor, a perturbação em níveis médios responsável pela ciclogênese seria detectável até cinco dias antes do surgimento do sistema em superfície, através de um cavado de onda longa que se desloca do Pacífico em direção à América do Sul, próximo a 35°S. Seluchi (1995) também notou que as ciclogêneses de verão se diferem ligeiramente das de inverno, em função da presença de cavados de onda mais curta na média troposfera e mais rasos, os quais não propiciam perturbações ciclônicas em superfície desde o Pacífico, isto é, as mesmas só surgem na costa leste da América do Sul. Este resultado é similar ao de um estudo para os Estados Unidos, que mostra que os ciclones associados às ondas longas em níveis superiores são mais comuns no inverno e primavera, enquanto os associados às ondas curtas, no verão (Eagleman, 1985). Através de simulações com um modelo quase-geostrófico, Gan (1992) mostrou para o setor da América do Sul e oceanos adjacentes que as ondas com comprimentos entre 230 e 1000 km são instáveis apenas no verão, enquanto as mais longas do que 1200 km são mais instáveis no inverno. Isto mostra que no inverno a formação de ciclones é associada às ondas de grande escala, ao passo que no verão existe a possibilidade de se formarem associados a ondas com comprimento menor do que 1000 km.

Uma climatologia de ciclones entre 0°-120°W e 70°S-0°, no período de 1948 a 2003, foi elaborada por Mendes (2006) a partir de mínimos de pressão ao nível médio do mar. Diferente dos estudos anteriores, Mendes (2006) não identificou claramente as regiões ciclogenéticas na costa leste da América do Sul, apenas mostrou uma área de grande densidade que se estende do sul do Brasil ao sul da Argentina. Os ciclones foram mais freqüentes no inverno (35) e menos no verão (28). No entanto, o tempo de vida dos ciclones exibe fraca sazonalidade, com média de 3,07 dias no inverno e 3,03 no verão. O inverno é a estação do ano em que os ciclones percorrem as maiores distâncias (em média 1553 km) e a primavera as menores (em média 1228 km). Mendes et al. (2007) discute que o transporte de umidade para o norte da Argentina pelo JBN a leste dos Andes é intenso desde um dia antes da ciclogênese, sendo um fator importante para seu desenvolvimento. Desta forma, os Andes teriam influência dupla nas ciclogêneses: canalizando o JBN e forçando circulação ciclônica a sotavento.

Com base na revisão das climatologias de ciclogêneses no Hemisfério Sul e na América do Sul, as principais características dos sistemas que se desenvolvem na costa leste da América do Sul são sumarizadas na **Tabela 2.2**.

Tabela 2.2 Características dos ciclones extratropicais na costa leste da América do Sul.

Descrição	Características	Referências
Região Preferencial à Ciclogênese	25°S e 45°S	Taljaard (1967)
	25°S, 30°S e 45°S	Necco (1982 a,b)
	31,5°S e 42,5°S	Gan e Rao (1991)
	25°S, 30°S e 45°S	Sinclair (1994, 1995, 1996)
	25°S, 30°S e 45°S	Hoskins e Hodges (2005)
Estação do Ano de Maior Ocorrência	verão	Satyamurty et al. (1990)
	inverno	Gan e Rao (1991), Mendes (2006)
	Similaridade entre as estações	Sinclair (1996)
Tempo Médio de Vida	3 dias	Mendes (2006)
Distância Média Percorrida	1553 km no inverno 1228 na primavera	Mendes (2006)
Velocidade Média	13 ms ⁻¹ no inverno 9 ms ⁻¹ no outono	Satyamurty et al. (1990)
	6 ms ⁻¹ no inverno 4,7 ms ⁻¹ na primavera	Mendes (2006)

Os trabalhos citados, em geral, identificaram três regiões favoráveis à gênese de ciclones na costa leste da América do Sul (sul/sudeste do Brasil, Uruguai e sul da Argentina) e sugeriram mecanismos que podem propiciar tais sistemas. Estes trabalhos também mostram muitas similaridades nos mecanismos que geram as ciclogêneses na costa sul/sudeste do Brasil e no Uruguai. Assim, a **Tabela 2.3** sintetiza os mecanismos que podem desencadear ciclogêneses nestas duas regiões e na **Tabela 2.4** os que favorecem a ocorrência de sistemas no sul da Argentina. Ressalta-se que muitos estudos mencionam a interação de alguns mecanismos, porém nas tabelas os mesmos são citados de forma independente.

Tabela 2.3 Mecanismos que podem propiciar ciclogêneses na costa sul/sudeste do Brasil e na costa do Uruguai de acordo com estudos prévios referenciados no texto.

Mecanismos		Referências
Níveis Superiores	Cavados em níveis superiores que se deslocam do Pacífico em direção ao Atlântico	Taljaard (1967), Streten e Troup (1973), Necco (1982 a,b), Satyamurty et al. (1990), Gan (1992), Gan e Rao (1994), Seluchi (1995), Seluchi et al. (2001), Vera et al. (2002)
	Baixas frias em níveis superiores que se deslocam do Pacífico em direção ao Atlântico	Necco (1982 b), Seluchi (1995), Jusevicius (1999), Vera et al. (2002), Miky Funatsu et al. (2004)
	Influência do Jato Subtropical (regiões de divergência)	Necco (1982 a,b), Sinclair (1995), Hoskins e Hodges (2005)
Níveis Baixos	Influência do calor e umidade transportados pelo jato de baixos níveis a leste dos Andes ¹	Sinclair (1995), Jusevicius (1999), Vera et al. (2002), Miky Funatsu et al. (2004), Hoskins e Hodges (2005), Mendes (2006), Mendes et al. (2007)
	Influência do calor e umidade transportados pelo anticiclone semi-permanente do Atlântico Sul*	Seluchi (1995) *este mecanismo não foi transcrito na revisão bibliográfica
	Influência das zonas de instabilidade frontal	van Loon (1965), Gan (1992), Seluchi et al. (2001)
Topografia	Efeito a sotavento da topografia do sul do Brasil	Necco (1982 a,b)
	Interação de distúrbios transientes com o cavado estacionário gerado pelos Andes	Necco (1982b), Gan (1992), Gan e Rao (1994)
TSM²	Influência das águas quentes da Corrente do Brasil nos sistemas ao norte de 40°S	Necco (1982b), Sinclair (1994,1995), Saraiva (1996), Vera et al. (2002)
	Influência do gradiente produzido pela confluência Brasil-Malvinas	Streten e Troup (1973), Saraiva (1996)
	Anomalias positivas de TSM	Necco (1982 b), Piva (2001)
	Influência do gradiente produzido entre a temperatura na superfície continental e oceânica	Saraiva (1996)

¹ A umidade que é fornecida às ciclogêneses pelo JBN e pelos fluxos de calor latente pode liberar calor latente no processo de precipitação e, assim, contribuir para a intensificação dos sistemas (Seluchi, 1995; Seluchi e Saulo, 1998; Vera et al., 2002).

² A influência dos fluxos turbulentos de calor latente e sensível nas ciclogêneses ocorrem em função do gradiente vertical de umidade e temperatura, respectivamente, entre a superfície oceânica e o ar adjacente, portanto depende da TSM e da umidade e da temperatura do ar adjacente.

Tabela 2.4 Mecanismos que podem propiciar ciclogêneses na costa sul da Argentina de acordo com estudos prévios referenciados no texto.

Mecanismos	Referências
Cavados em níveis superiores que se deslocam do Pacífico em direção ao Atlântico	Taljaard (1967), Streten e Troup (1973), Necco (1982 a,b), Gan (1992), Gan e Rao (1994) Hoskins e Hodges (2005)
Efeito a sotavento dos Andes nas latitudes ~45°S	Necco (1982 a,b), Gan (1992), Gan e Rao (1994), Sinclair (1995), Hoskins e Hodges (2005), Mendes (2006), Mendes et al. (2007)
Influência do Jato Subtropical	Sinclair (1996), Hoskins e Hodges (2005)
Anomalias positivas de TSM	Necco (1982 b)

2.4 Esquemas Numéricos de Identificação e Rastreamento (*Tracking*) de Ciclones

Como já mencionado, um dos primeiros pesquisadores a utilizar um método objetivo na detecção de ciclones foi Williamson (1981), mas seu algoritmo envolvia muito formalismo matemático. Uma rotina mais simples foi desenvolvida por Lambert (1988), que definia a existência de um ciclone quando um ponto de grade apresentava o menor valor de altura geopotencial em 1000 hPa do que os oito pontos de grade vizinhos. A idéia básica do método de Lambert (1988) foi usada na construção de outros algoritmos (Bell e Bosart, 1989; Alpert et al., 1990; Murray e Simmonds, 1991a; e Sinclair, 1994), que ao longo do tempo incorporaram melhorias nos procedimentos de identificação e rastreamento dos ciclones.

O algoritmo de Murray e Simmonds (1991a) identifica os sistemas ciclônicos através de mínimos de pressão atmosférica ao nível médio do mar. Inicialmente, os dados são interpolados para uma grade estereográfica polar (por conveniência computacional e também para evitar a convergência dos meridianos em altas latitudes) e, após, para uma maior resolução através de uma função polinomial bicúbica. O procedimento de identificação das baixas é similar ao dos algoritmos mencionados anteriormente, ou seja, cada valor de pressão é comparado com os pontos de grade vizinhos. No entanto, o esquema inclui um segundo procedimento que é a busca pelos pontos de grade nos quais o laplaciano horizontal da pressão seja maior do que os pontos vizinhos e maior do que um valor positivo previamente especificado. O primeiro procedimento permite identificar sistemas intensos, enquanto o segundo sistemas mais fracos. Em latitudes médias, muitos ciclones transientes estão sobrepostos a intensos gradientes meridionais de pressão e, portanto, muitas vezes as isóbaras não se fecham e os ciclones são apenas cavados em superfície, o que impede a identificação pelos procedimentos previamente descritos. Um critério alternativo aplicado pelos autores para identificar estes sistemas é a busca por um ponto de inflexão no campo de pressão, o que corresponde a um mínimo no gradiente de pressão (e a um valor nulo do laplaciano). Entretanto, Murray e Simmonds (1991a) mencionam que a vorticidade relativa seria melhor para identificar tais sistemas, uma vez que esta variável mede a rotação média das parcelas de fluidos. A segunda parte do esquema numérico corresponde ao *tracking* dos mínimos de pressão, que é realizado através de uma estimativa da velocidade de deslocamento do sistema. Esta estimativa utiliza uma velocidade climatológica e a velocidade de deslocamento do próprio sistema num intervalo de tempo passado (entre t e $t - \Delta t$). Com estas informações são realizadas estatísticas para determinar a possível velocidade de deslocamento do sistema, que é utilizada para estimar a sua posição no tempo futuro. Posteriormente, é realizada uma busca pelo valor mínimo na vizinhança do ponto de grade que se supõe ser a nova posição.

Sinclair (1994) adaptou o esquema de Murray e Simmonds (1991a) para identificar sistemas ciclônicos através de mínimos de vorticidade relativa geostrófica computada em 1000 hPa, pois segundo o autor a vorticidade relativa apresenta as seguintes vantagens em relação à pressão atmosférica:

1. como a vorticidade relativa mede a rotação de um fluido, representa melhor os sistemas com rotação do que a pressão atmosférica;
2. a vorticidade permite identificar os sistemas de latitudes médias que não apresentam centros com isóbaras fechadas. Assim, algoritmos que usam esta variável não necessitam de critérios adicionais para identificar tais sistemas;
3. a vorticidade localiza a posição exata dos sistemas;
4. a vorticidade identifica os sistemas desde a fase inicial, enquanto os algoritmos que utilizam a pressão só identificam os sistemas quando as isóbaras se fecham.

Um melhor detalhamento dos itens 3 e 4 segue abaixo de acordo com Sinclair (1994). A **Figura 2.17a** mostra o padrão de pressão correspondente a uma região de vorticidade geostrófica ciclônica com circulação estacionária. Quando um fraco gradiente de pressão, com pressão mais baixa no sul é adicionado à situação da **Figura 2.17a** o mínimo de pressão (representado pela letra L) terá sua posição ligeiramente deslocada para sul, mas a vorticidade pouco será modificada em termos de circulação e posição (**Figura 2.17b**). Se o gradiente de pressão adicionado na **Figura 2.17b** for duplicado, aumentará o deslocamento do mínimo de pressão em direção ao pólo (**Figura 2.17c**). Entretanto, se triplicado, o padrão de pressão inicial desaparece e torna-se apenas um cavado (**Figura 2.17d**), porém o centro de circulação ciclônica permanece quase inalterado. Segundo Sinclair (1994), esta situação final é característica dos distúrbios móveis, especialmente no estágio inicial de desenvolvimento em latitudes médias. Como estes sistemas são representados por isóbaras abertas, não mostram uma depressão no campo de pressão, o que dificulta a identificação pelos algoritmos baseados nesta variável. Portanto, os algoritmos que usam pressão atmosférica e não incluem um critério adicional para identificar tais sistemas tendem a suprimir ciclogêneses nas latitudes médias, entre 45°-55°S, e a favorecer ciclogêneses intensas ao sul de 60°S onde os gradientes de pressão são mais fracos.

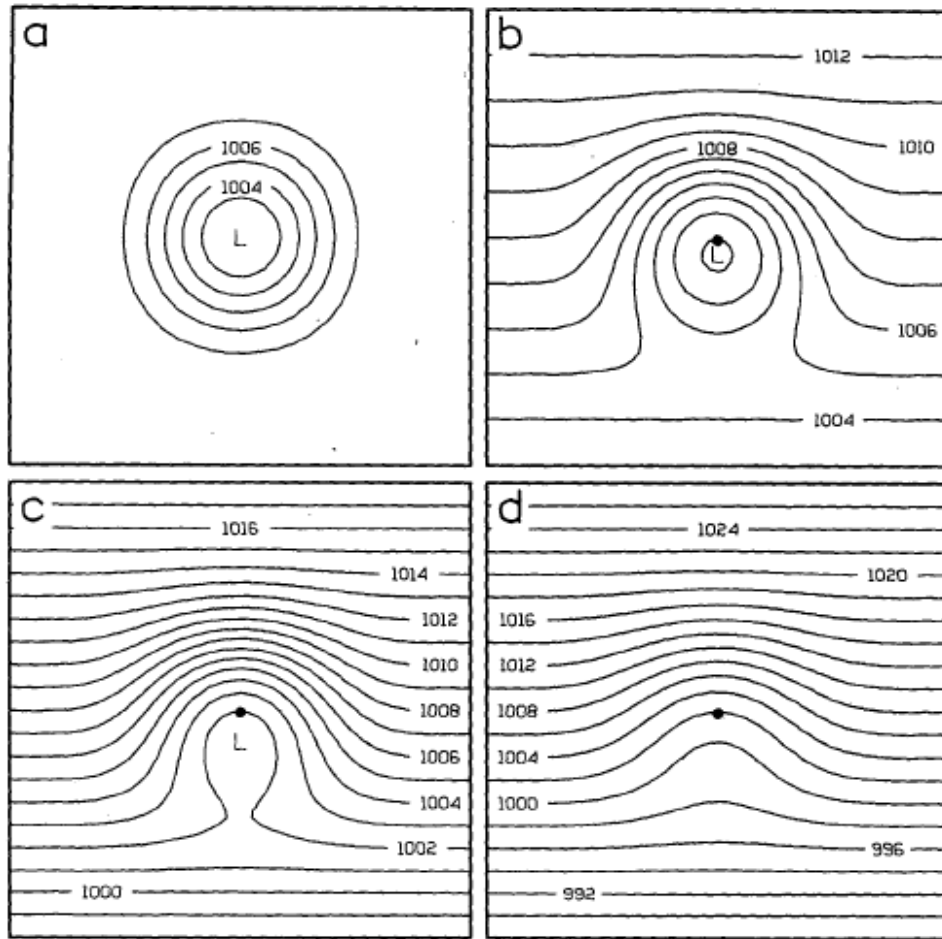


Figura 2.17 Ilustração da relação entre a vorticidade relativa e a pressão atmosférica representadas no plano cartesiano no Hemisfério Sul: (a) pressão correspondendo a uma região de circulação estacionária com vorticidade negativa (intervalo das isolinhas é de 1 hPa); (b) o mesmo que em (a), mas com a adição do efeito do vento geostrófico de oeste. A localização do mínimo de vorticidade é marcada com um ponto, enquanto que a do mínimo de pressão com a letra L. (c) e (d) representam o mesmo que em (b), mas com o efeito duplicado e triplicado do vento de oeste, respectivamente. No último painel o mínimo de pressão não existe e o intervalo das isolinhas é de 2 hPa. Fonte: Sinclair, 1994, p. 2242.

De acordo com Sinclair (1994, 1995, 1997), o uso da vorticidade relativa também apresenta algumas desvantagens:

1. a vorticidade é sensível a erros de análise, ou seja, dados errôneos de geopotencial (para os algoritmos que utilizam a vorticidade relativa geostrófica) ou das componentes horizontais do vento (para os algoritmos que utilizam, por exemplo, a vorticidade relativa calculada com o vento a 10 m de altura) acarretam erros no campo da vorticidade;

2. a intensidade da vorticidade é dependente da resolução horizontal dos dados, isto é, quanto menor o espaçamento de grade, maior será o valor da vorticidade (em módulo). Isto faz com que o limiar de vorticidade usado para detectar os ciclones seja variável de acordo com o espaçamento de grade. Além disso, grades com maior resolução horizontal permitem que um maior número de sistemas sejam resolvidos.

3. a vorticidade pode incluir zonas de cisalhamento alongadas que não são associadas a uma estrutura ciclônica típica. Por exemplo, os centros próximos a 40°S e 171°W e 52°S e 171°W na **Figura 2.18** são parte de uma zona estreita de vorticidade ciclônica provavelmente contida numa frente. Entretanto, as zonas frontais são freqüentemente locais de ciclogênese.

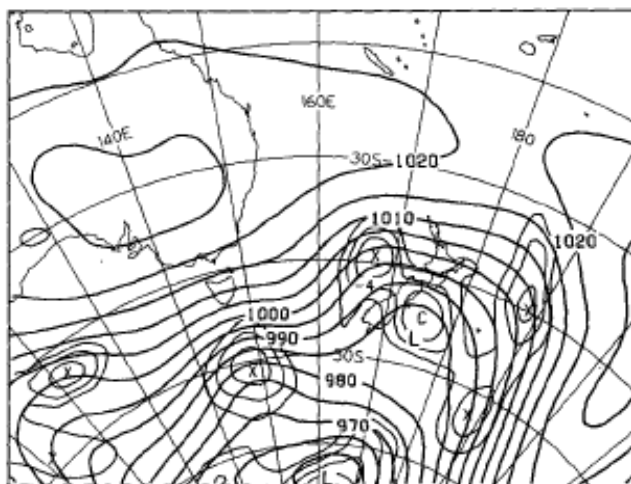


Figura 2.18 Pressão ao nível médio do mar e vorticidade menor do que $-2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ as 00 UTC do dia 1º de agosto de 1984. Os mínimos de vorticidade estão marcados com X e o mínimo associado com um centro fechado de pressão está identificado com a letra C. Fonte: Sinclair (1994), p. 2243.

O algoritmo de Sinclair (1997), inicialmente calcula a vorticidade relativa geostrófica em 1000 hPa e, posteriormente, a suaviza com o método de Cressman (1959). Este procedimento remove ruídos dos dados, o que evita a geração de centros espúrios de vorticidade (Sinclair, 1997) e tende a uniformizar o campo desta variável em zonas de cisalhamento alongadas, regiões onde aparecem vários centros com mínimos de vorticidade. Além disso, em direção aos pólos, a distância entre dois pontos de grade é menor e isso permite resolver um maior número de sistemas que normalmente encontram-se muito próximos uns dos outros, portanto neste caso a suavização é crucial para eliminar os sistemas mais fracos. Os procedimentos seguintes deste algoritmo são similares ao de Murray e Simmonds (1991a).

CAPÍTULO 3

Simulação Climática

3.1 Introdução

Estudos climáticos para a América do Sul foram realizados com diferentes MCRs. Druyan et al. (2002) utilizaram resultados do MCG da *NASA Goddard Institute for Space Studies (GISS)* como condições inicial e de fronteira no MCR da *GISS/Columbia University Center for Climate Systems Research* para estudar as condições climáticas no outono dos anos de 1985 e 1997. Um importante resultado obtido foi a simulação do deslocamento meridional do máximo de precipitação da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) sobre o norte do Brasil nos dois anos. Misra et al. (2003) utilizaram o modelo espectral regional desenvolvido por Juang e Kanamitsu (1994) com 80 km de resolução espacial, aninhado ao modelo do *Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies (COLA)*, para avaliar a estação do verão. Os resultados obtidos mostraram que o MCR simulou melhor a precipitação e a circulação atmosférica sobre os setores tropical e subtropical da América do Sul do que o MCG/COLA. Alves et al. (2005) compararam simulações (1971-2000) com o MCG ECHAM4.5 e com o modelo regional espectral do NCEP aninhado ao ECHAM4.5 procurando avaliar a distribuição de chuva no norte do nordeste do Brasil. Para o total de chuva, entre fevereiro a maio sobre a região em estudo, o ECHAM4.5 apresentou um bias seco, enquanto o MCR um bias úmido. Já no setor leste da área em estudo, o MCR mostrou melhor desempenho do que o MCG. Chou et al. (2005) avaliaram a previsão sazonal de precipitação do modelo Eta aninhado ao MCG do Centro de Previsão de Tempo e Clima do Brasil (CPTEC). O modelo Eta representou adequadamente os sistemas de precipitação de grande escala sobre a América do Sul tais como a ZCIT e a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). No entanto, os totais sazonais de precipitação foram muito superestimados quando comparados às observações. As áreas com maiores erros localizaram-se ao longo das costas norte e nordeste da América do Sul e sobre os Andes.

Um MCR que vem sendo bastante utilizado em estudos climáticos na América do Sul é o RegCM. Este modelo teve sua primeira geração desenvolvida na década de 80 pelo *National Center for Atmospheric Research – Pennsylvania State University (NCAR-PSU)*, a partir do *Meso-scale Model* versão 4 - MM4 (Pal et al., 2007). Atualmente o RegCM

encontra-se na versão 3 (RegCM3) e com núcleo dinâmico muito similar ao do MM5 (Grell et al., 1994), exceto por ser hidrostático.

Validações da precipitação e da temperatura do ar simuladas com o RegCM3 na América do Sul foram realizadas por Rocha (2005), Fernandez et al. (2006) e Pal et al. (2007) e sobre o oceano Atlântico Sul por Reboita et al. (2006) e Pal et al. (2007).

As características médias de 10 janeiros (1991-2000) sobre a América do Sul foram investigadas por Fernandez et al. (2006) com os MCRs RegCM3 e Eta. No RegCM3, os autores utilizaram o esquema de Grell para a parametrização da convecção profunda, já que testes iniciais mostraram melhores resultados do que com o esquema de Anthes-Kuo, como também obtido por Rocha (2005). Fernandez et al. (2006) observaram que o RegCM3 subestima tanto a precipitação como a temperatura do ar em quase toda a América do Sul, mas representa a distribuição espacial muito próxima da observação. Numa simulação mais longa e contínua, Pal et al. (2007) notaram que no verão o RegCM3 com o esquema convectivo de Emanuel simula razoavelmente bem a intensidade (com um pequeno bias seco) e o padrão espacial de precipitação sobre a América do Sul e oceanos adjacentes, onde é aparente um máximo de precipitação na Amazônia, característica do período de monção (Vera et al., 2006), e condições secas no nordeste do Brasil. Com relação à distribuição espacial da temperatura do ar sobre o continente, Pal et al. (2007) mostraram que o RegCM3 é cerca de 1° a 2°C mais frio na bacia amazônica e mais quente no norte da Argentina e Paraguai na mesma proporção. Já no oceano, as simulações de Pal et al. (2007) indicaram um bias quente (~1°C) na região do Atlântico Sul, onde a precipitação associada à Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) é subestimada.

Rocha (2005) comparou como os esquemas convectivos de Grell (Grell, 1993), com dois fechamentos (Arakawa-Schubert - GAS e Fritsch-Chappell - GFC), e o de Anthes-Kuo (Anthes, 1977) simulam a precipitação sobre a América do Sul nos verões austrais (dezembro-janeiro-fevereiro) de 1990 e 1998. Seus resultados mostraram que os menores erros relativos para a precipitação, desde os trópicos até os extratropicos da América do Sul, foram obtidos com o esquema de GFC, que também simulou o padrão espacial de temperatura mais próximo do observado, embora apresentando um erro sistemático frio que Rocha (2005) atribuiu à parametrização da corrente descendente úmida neste esquema. Normalmente, esta corrente transporta ar mais frio e seco da média troposfera para baixos níveis impondo o resfriamento de camadas mais próximas à superfície como relatado por Giorgi et al. (1993b). Já como o esquema de Anthes-Kuo não considera esta parametrização, simulou temperaturas maiores do que as observadas (Rocha 2005).

Os resultados de uma simulação contínua (10 anos) do RegCM3 sobre o Atlântico Sul foram avaliados por Reboita et al. (2006). Tanto no verão quanto no inverno, as distribuições espaciais da precipitação e da temperatura do ar simuladas foram muito similares às das reanálises do NCEP e ECMWF. No entanto, o RegCM3 apresentou um bias seco, principalmente durante o verão na região da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS; Kodama, 1992), próximo à costa do sul e sudeste do Brasil. Característica também observada nas simulações de Cuadra (2005) empregando o esquema de GFC. Este autor observou um erro sistemático frio nas simulações, que sobre o oceano Atlântico Sul, próximo à costa sudeste do Brasil, atingiu valores entre 2° e 3°C.

Fernandez et al. (2006) mostraram, para a América do Sul no verão (10 janeiros), que o RegCM3 simula a alta da Bolívia mais fraca e deslocada para sul em relação à reanálise do NCEP. Tal deslocamento seria consequência da menor liberação de calor latente sobre a Amazônia (associada à menor taxa de precipitação) e maior sobre os Andes centrais. Entretanto, o cavado do nordeste, corrente abaixo da alta da Bolívia, foi simulado em posição similar à obtida na climatologia observada. Em 850 hPa, tanto o jato de baixos níveis (JBN) a leste dos Andes como os ventos de nordeste no setor oeste do anticiclone subtropical do Atlântico Sul (ASAS) simulados pelo RegCM3 foram menos intensos, similar ao obtido por Seth e Rojas (2003) na simulação de um evento de El Niño e outro de La Niña com o RegCM2.5. Segundo Fernandez et al. (2006), diferenças entre o padrão da circulação simulada e da observada contribuem para a subestimativa de precipitação na ZCAS.

A fim de verificar o impacto da especificação da TSM na variabilidade interanual de precipitação sobre o sudeste da América do Sul, Cuadra e Rocha (2007) compararam 10 simulações de verão (DJF) iniciadas e dirigidas por condições iniciais e de fronteira laterais idênticas e diferentes TSM's. Um conjunto de simulações utilizou a TSM média mensal observada e outro a anomalia persistida do mês de novembro. Os resultados indicaram que a utilização de TSM persistida sobre o Atlântico Sul afeta pouco a variabilidade interanual das anomalias de temperatura do ar e da precipitação sobre o setor continental da América do Sul, ou seja, não adiciona novas fontes de erro às climatologias sazonais obtidas com o RegCM3.

Como a maioria das simulações climáticas apresentadas concentraram-se na avaliação de MCRs sobre a parte continental da América do Sul, pouco se sabe do desempenho destes modelos sobre o oceano (Reboita et al., 2006; Pal et al., 2007). Além disso, avaliações sobre o oceano apresentam um desafio adicional devido à incerteza das análises (Yu et al., 2004a; Quartly et al. 2007). Portanto, o objetivo deste capítulo é discutir as características regionais da circulação atmosférica sobre o Atlântico Sul simuladas pelo RegCM3. No período de análise, entre 1990 a 1999, serão estimados os erros sistemáticos

do RegCM3 antes de investigar seu desempenho na simulação de sistemas transientes, ou seja, na simulação de ciclones.

Inicialmente, apresenta-se uma descrição dos processos físicos inseridos no RegCM3 e, após, das características da simulação e dos dados utilizados para validar a mesma. Na seqüência são mostrados os resultados.

3.2 Regional Climate Model (RegCM)

O RegCM (Pal et al., 2007) é um modelo de área limitada, hidrostático, compressível, de equações primitivas e em coordenada vertical sigma. As equações são discretizadas no modelo através do método de diferenças finitas na grade B de Arakawa-Lamb. Para integração no tempo, o RegCM3 utiliza um esquema *split-explicit*, que resolve a dinâmica dos modos de gravidade mais rápidos usando passos de tempo menores do que nas demais componentes do modelo. O RegCM3 também possuiu um algoritmo para reduzir a difusão horizontal na presença de intensos gradientes de topografia (Giorgi et al., 1993 a,b).

Para aplicação em estudos climáticos, várias parametrizações físicas foram incorporadas no RegCM ao longo de suas versões. A **Tabela 3.1**, adaptada de Pal et al. (2007), lista a evolução destas parametrizações bem como dos esquemas dinâmicos nas sucessivas versões do modelo.

Tabela 3.1 Descrição dos esquemas físicos e dinâmicos nas diferentes versões do RegCM. Adaptada de Pal et al., 2007.

	RegCM1	RegCM2	RegCM2.5	RegCM3
Primeiras documentações	Dickinson et al. (1989) Giorgi e Bates (1989)	Giorgi et al. (1993 a,b)	Giorgi e Shields (1999)	Pal et al. (2007)
Dinâmicas	MM4 Anthes et al. (1987)	MM5 (hidrostático) Grell et al. (1994)	MM5 (hidrostático) Grell et al. (1994)	MM5 (hidrostático) Grell et al. (1994)
Transferência Radiativa	CCM1 Kiehl et al. (1987)	CCM2 Briegleb (1992)	CCM3 Kiehl et al. (1996)	CCM3 Kiehl et al. (1996)
Camada Limite	Deardorff (1972)	Holtslag et al. (1990)	Holtslag et al. (1990)	Holtslag et al. (1990)
Superfície Continental	BATS 1a Dickinson et al. (1986)	BATS 1e Dickinson et al. (1993)	BATS 1e Dickinson et al. (1993)	SUBBATS Giorgi et al (2003)
Precipitação Convectiva	Anthes-Kuo Anthes (1977)	Grell (1993) Anthes (1977)	Zhang e MacFarlane (1995) Grell (1993)	Anthes (1977) Grell (1993) MIT (Emanuel, 1991)
Precipitação Resolúvel	Implícita Giorgi e Bates (1989)	Explícita Hsie et al. (1984)	SIMEX Giorgi e Shields (1999)	SUBEX Pal et al. (2000)
Aerossóis e Química	Não disponível	Não disponível	Qian e Giorgi (1999) (não incluía poeira)	Solmon et al. (2006) Zakey et al. (2006)

Para descrever os processos de interação solo-planta-atmosfera, o RegCM3 utiliza o *Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme* (BATS - Dickinson et al., 1993). O BATS descreve o papel da vegetação e a sua interação com o solo nas trocas turbulentas de momento, energia e vapor d'água entre a superfície e a atmosfera. Atualmente, o BATS possui uma camada de vegetação, uma de neve e três camadas de solo com diferentes profundidades: uma camada superficial com 10 cm de espessura, a zona de raízes (com espessura variável, de acordo com o tipo de vegetação) e uma camada de solo profundo (com 3 m de profundidade). Além disso, considera 20 tipos de vegetação que se encontram descritas em Elguindi et al. (2004). O ciclo hidrológico é obtido através de equações de previsão do conteúdo de água nas três camadas de solo. Finalmente, os fluxos de calor, vapor d'água e momento na superfície são calculados em função dos coeficientes de arrasto obtidos pela teoria da similaridade aplicada à camada superficial. Os transportes turbulentos de calor, momento e umidade na camada limite planetária (CLP) resultam do produto entre o gradiente vertical destas variáveis e o coeficiente de difusão vertical turbulenta (Holtslag et al., 1990).

Para a determinação da transferência radiativa na atmosfera, o RegCM3 utiliza a mesma parametrização do *NCAR Community Climate Model* (CCM3 - Kiehl et al., 1996), que calcula separadamente as taxas de aquecimento e os fluxos na superfície para a radiação solar e para a radiação na faixa do infravermelho, sob condições de céu claro e nublado. Os cálculos de transferência radiativa consideram os efeitos dos gases dióxido de carbono (CO₂), vapor de água (H₂O) e ozônio (O₃) no infravermelho e dos gases CO₂, H₂O, O₃ e oxigênio molecular (O₂) para radiação de onda curta. O esquema inclui também os efeitos dos gases de efeito estufa (óxido nítrico - NO₂, metano - CH₄ e clorofluorcarbonos - CFCs), aerossóis atmosféricos e água de nuvem.

O RegCM3 considera dois esquemas para o tratamento dos processos úmidos na atmosfera: um para a convecção em cumulus profundo (escala de subgrade) e outro para a precipitação que é resolvida na escala da grade. Atualmente, os esquemas de cumulus disponíveis no RegCM3 são: Grell (1993) com os fechamentos de Fritsch-Chappell (GFC) e de Arakawa-Schubert (GAS), Anthes-Kuo (Anthes, 1977) e MIT-Emanuel (*Massachusetts Institute of Technology* - Emanuel: Emanuel, 1991). Neste estudo foi utilizado o esquema de Grell com fechamento de Fritsch-Chappell, uma vez que Rocha (2005), Cuadra (2005) e Fernandez et al (2006) obtiveram simulações mais próximas da observação sobre a América do Sul com este esquema. Portanto, segue uma breve descrição apenas do esquema de parametrização de Grell.

No esquema de Grell (1993), a convecção em cumulus profundo é representada por uma corrente ascendente e uma descendente, que só se misturam com o ar ambiente na base e no topo da nuvem. Nestas duas correntes o fluxo de massa é constante com a altura.

As correntes ascendentes e descendentes originam-se, respectivamente, nos níveis de máxima e mínima energia estática úmida na coluna vertical. O fluxo de massa na corrente descendente é proporcional ao da ascendente através de um parâmetro β , que representa o quanto do condensado na corrente ascendente será evaporado na descendente. Os perfis verticais de aquecimento e umedecimento são obtidos a partir dos fluxos de massa de compensação e desentranhamento de massa no topo e base da nuvem. O esquema inclui ainda o efeito de resfriamento na corrente descendente. A física do esquema de Grell é incorporada pelo fechamento de Fritsch-Chappell (Elguindi et al., 2004), que considera que a energia de flutuação disponível é removida durante um período de tempo específico (30 min a 1 hora), que na simulação em estudo foi de 30 min.

O esquema de precipitação na escala da grade, descrito em detalhes em Pal et al. (2000) e referido como SUBEX (*Subgrid Explicit Moisture Scheme*), resolve apenas uma equação para a água de nuvem, que é inicialmente formada quando o ar atinge a saturação. Depois de formada, a água de nuvem pode ser advectada, misturada por turbulência, evaporada e/ou convertida em água de chuva via processo de auto-conversão. O SUBEX considera a variabilidade de sub-grade das nuvens associando a umidade relativa na célula da grade à fração de nuvem e à água de nuvem (Sundqvist et al., 1989). A fração da célula de grade do modelo coberta por nuvens (FC) é função da umidade relativa:

$$FC = \sqrt{\frac{ur - ur_{\min}}{ur_{\max} - ur_{\min}}} \quad (3.1)$$

onde ur é a umidade relativa, ur_{\min} é a umidade relativa mínima para iniciar a formação de nuvens e ur_{\max} é a umidade relativa na qual $FC=1$. FC assume o valor zero quando a ur é menor do que a ur_{\min} e um quando é maior do que ur_{\max} . A formação de precipitação ocorre quando o conteúdo de água de nuvem excede um limite de auto-conversão (maiores detalhes em Pal et al., 2000). O SUBEX inclui ainda os processos de acreção e de evaporação da precipitação caindo em camadas subsaturadas.

No RegCM3, os fluxos de calor e momento na interface oceano-atmosfera podem ser obtidos através da parametrização de BATS (Dickinson et al., 1993) ou de Zeng (Zeng et al., 1998). O BATS utiliza relações da teoria de similaridade de Monin-Obukhov para calcular os fluxos, mas não possui tratamento especial para condições muito estáveis ou convectivas. Além disso, o comprimento de rugosidade é constante (0,0004), independente das condições atmosféricas. Diferente do BATS, o esquema de Zeng considera todas as condições de estabilidade (estável, instável e neutro) e a dependência do comprimento de rugosidade na velocidade de fricção. Assim, este esquema corrige a tendência do BATS em

superestimar os fluxos de calor latente sobre os oceanos em condições de ventos muito fracos ou muito fortes (Rauscher et al., 2006; Pal et al., 2007). No esquema de Zeng, os fluxos de calor latente (CL), calor sensível (CS) e de momento (τ) entre a superfície do mar e a atmosfera adjacente são calculados através de:

$$CL = -\rho_a L_e u \cdot q \quad (3.2)$$

$$CS = -\rho_a C_{pa} u \cdot \theta \quad (3.3)$$

$$\tau = \rho_a u_*^2 (u_x^2 + u_y^2)^{1/2} / u \quad (3.4)$$

onde u_x e u_y são as componentes horizontais do vetor vento, u_* é a velocidade de fricção, θ e q são os parâmetros de escala da temperatura do ar e umidade específica, respectivamente, ρ_a é a densidade do ar, C_{pa} é o calor específico do ar e L_e é o calor latente de vaporização.

O código do RegCM3 é composto por quatro fases. Na primeira, denominada de TERRAIN, define-se o domínio e o espaçamento de grade da simulação e interpola-se os dados de uso da terra e topografia para a grade do modelo e para a projeção cartográfica escolhida que pode ser: Lambert Conforme, Polar Estereográfica, Mercator e Transversa de Mercator. Na segunda, denominada de ICBC, interpola-se a temperatura da superfície do mar e as reanálises para a grade do modelo e coordenada vertical sigma. Estas variáveis serão utilizadas como condições inicial e de fronteira durante a simulação. O modelo é integrado na terceira fase denominada REGCM e os resultados podem ser processados na quarta fase denominada de POS_PROCESSAMENTO.

3.3 Simulação e Validação

3.3.1 Características da Simulação Climática

A simulação climática foi realizada com o RegCM3 no domínio apresentado na **Figura 3.1**, entre 84°W-15°E e 60°S-5°S, que inclui o oceano Atlântico Sul e grande parte da América do Sul, no período de setembro de 1989 a janeiro de 2000. As condições iniciais e de fronteira fornecidas ao modelo foram as reanálises do projeto R-2 do NCEP descritas em

Kanamitsu et al. (2002). Utilizaram-se os dados (altura geopotencial, temperatura do ar, umidade relativa, componente zonal e meridional do vento e pressão ao nível médio do mar) desta reanálise em 13 níveis de pressão, desde 1000 até 70 hPa, com resolução horizontal de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ de latitude por longitude a cada 6 horas (00:00, 06:00, 12:00 e 18:00 UTC). A fronteira inferior sobre o oceano foi obtida interpolando-se linearmente as médias mensais da *Optimum Interpolation Sea Surface Temperature - OISST V2* (1° de resolução horizontal) da NOAA (Reynolds et al., 2002) para a resolução horizontal do modelo e para valores diários. Já sobre o continente, utilizaram-se os dados de topografia e uso do solo do *United States Geological Survey (USGS)* e do *Global Land Cover Characterization (GLCC)*, respectivamente, com $10'$ de resolução horizontal descritos em Loveland et al. (2000). A condição inicial da umidade do solo no modelo segue a especificação da vegetação (Giorgi e Bates, 1989).

No domínio mostrado na **Figura 3.1**, o RegCM3 foi integrado com 60 km de resolução horizontal, 18 níveis sigma na vertical (topo do modelo em 80 hPa) e passo no tempo de integração de 120 segundos. Os três primeiros meses de simulação foram descartados das análises e considerados como um período inicial de ajuste do modelo (*spin-up*), conforme sugerido por Giorgi e Mearns (1999).

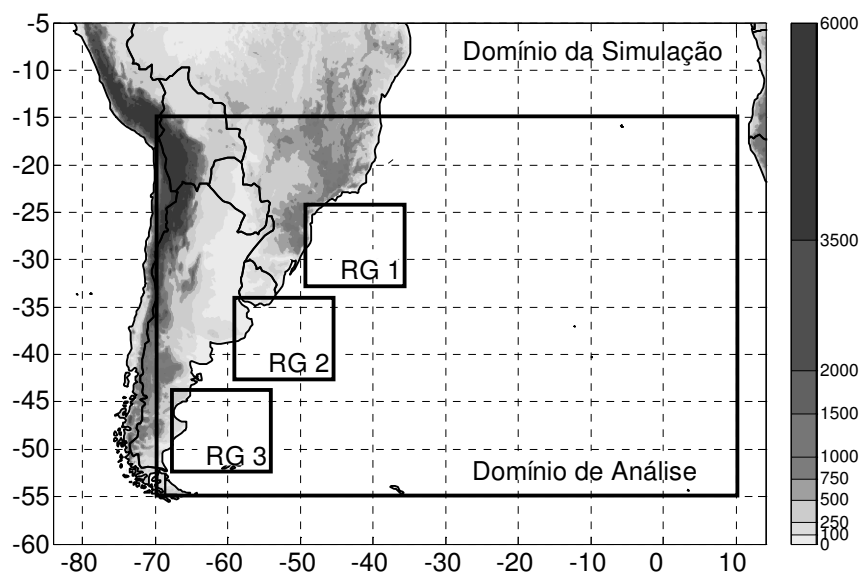


Figura 3.1 Domínio e topografia empregados na simulação climática com o RegCM3. A figura também apresenta o domínio de análise (limite interno), que é a área onde serão efetuadas as investigações deste estudo, e os subdomínios RG1, RG2 e RG3 que indicam as regiões mais favoráveis à ocorrência de ciclogêneses na costa leste da América do Sul.

Como já mencionado, utilizou-se o esquema de Grell com fechamento de Fritsch-Chappell para parametrizar a convecção em cumulus, pois tanto Rocha (2005) quanto Cuadra (2005) e Fernandez et al. (2006) obtiveram melhores resultados com este esquema sobre a América do Sul. Os fluxos turbulentos sobre o oceano seguiram a parametrização de Zeng, uma vez que esta possui física mais apropriada do que a de BATS (Elguindi et al., 2004). Nas fronteiras laterais utilizou-se o esquema de relaxação exponencial (Daveis e Turner, 1977). Este esquema inclui um termo newtoniano e um termo de difusão que são linearmente aplicados aos pontos de grade mais externos do domínio, região onde os valores simulados pelo modelo são ajustados. Giorgi et al. (1993a) mostraram que a relaxação exponencial permite uma transição mais suave entre a previsão do modelo e os campos de fronteira, implicando em impacto positivo na simulação como um todo.

3.3.2 Validação: Dados e Metodologia

a. Dados

Como as análises sobre o oceano apresentam maiores incertezas do que as sobre o continente, devido à escassez de observações, foram utilizados dados de diferentes fontes para a validação das climatologias sazonais e mensais obtidas com o RegCM3: (a) reanálise do *European Centre for Medium-Range Weather Forecast* (ECMWF; Uppala et al., 2005); (b) reanálise do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP; Kanamitsu et al. 2002); (c) análise do *Woods Hole Oceanographic Institution* (WHOI; Yu et al. 2004a) e (d) análise de precipitação do *Global Precipitation Climatology Project* (GPCP; Adler et al., 2003). Ao longo do texto as reanálises, muitas vezes, serão denominadas simplesmente de análises.

ECMWF

As médias mensais da reanálise do ECMWF (Uppala et al., 2005) do projeto ERA-40, com resolução horizontal de $2,5^{\circ} \times 2,5^{\circ}$ de latitude por longitude, foram utilizadas neste estudo. A TSM disponibilizada pelo ECMWF cobre o período de janeiro de 1870 a dezembro de 2004, com resolução horizontal de 1° e temporal de um mês, e resulta da análise conjunta de observações realizadas pelo sensor *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR) e observações *in situ* (bóias, navios, etc.). Esta TSM forneceu as condições de superfície para os cálculos dos fluxos turbulentos de calor latente e sensível na ERA-40. A descrição da parametrização destes fluxos é apresentada por Beljaars (1995).

Para validar o RegCM3 foram utilizadas as médias mensais dos fluxos de calor latente e sensível, da temperatura do ar e umidade específica a 2 m, TSM, precipitação, pressão ao nível médio do mar (PNMM) e componentes zonal e meridional do vento a 10 m, 850 e 200 hPa.

NCEP

A reanálise 2 do NCEP ou R-2 (Kanamitsu et al., 2002) apresenta melhorias em relação à reanálise 1 (Kalnay et al., 1996) tanto nas parametrizações físicas do modelo quanto na correção de erros, como o de assimilação que deslocou em 180° os dados de pressão sobre o oceano ao redor da Austrália. Na R-2 as variáveis de superfície estão em grade gaussiana e as demais em grade regular com resolução horizontal de 2,5°. A TSM utilizada na parametrização dos fluxos de superfície é da *NOAA Optimum Interpolation OISST V2* (Reynolds et al., 2002), obtida através de interpolação ótima dos dados derivados do sensor AVHRR e de medidas locais de navios e bóias. A documentação da parametrização dos fluxos turbulentos na R-2 está disponível *on-line* em http://www.emc.ncep.noaa.gov/gmb/wd23ja/doc/web2/chap4pc_appx4a.html. Para validação do RegCM3 foram utilizadas da R-2 as mesmas variáveis da ERA-40.

WHOI

O objetivo da análise do WHOI é combinar as variáveis utilizadas na determinação dos fluxos turbulentos de superfície (temperatura do ar e umidade específica a 2 m e intensidade do vento a 10 m) das análises do NCEP/R-2 e ECMWF/ERA-40 no oceano Atlântico com observações de satélite, a fim de se obter uma análise mais próxima possível do estado real da atmosfera (Yu et al., 2004a). Na análise do WHOI, a parametrização dos fluxos turbulentos é realizada com o algoritmo COARE (Fairral et al. 1996, 2003), que foi calibrado com observações dos experimentos TOGA-COARE (*Tropical Ocean Global Atmosphere Coupled Ocean–Atmosphere Response Experiment*). De acordo com Brunke et al. (2003), o algoritmo COARE, juntamente com o do ECMWF, de Zeng (Zeng et al., 1998) e da *National Aeronautics and Space Administration (NASA) Data Assimilation Office* apresentaram melhores resultados quando comparados a outros 8 esquemas (nesta análise o algoritmo do NCEP não foi incluído). A TSM utilizada pelo WHOI é oriunda da *NOAA-NASA Ocean Pathfinder* (Brown et al., 1993), que processa informações derivadas do canal cinco do sensor AVHRR e disponibiliza análises diárias. Até o final de 2005, as médias diárias com 1° de resolução horizontal das variáveis utilizadas na determinação dos fluxos encontravam-se disponíveis para *download* e, juntamente com os dados de fluxos de calor

latente e sensível, foram utilizadas na validação dos resultados do RegCM3. Atualmente, o WHOI disponibiliza análises diária e mensal de radiação de onda curta e de onda longa e de fluxos de calor latente e sensível sobre o oceano Atlântico entre 1981 a 2002, que podem ser acessadas em <http://oaflux.who.edu/>.

Sun et al. (2003) compararam as variáveis utilizadas na determinação dos fluxos de calor latente e sensível da ERA-40 e da R-2 com medidas de bóias em alguns setores do Atlântico Norte extratropical e tropical. Ambas as análises apresentaram um bias seco na umidade específica a 2 m, principalmente no setor tropical, implicando em maior transferência de calor latente do oceano para a atmosfera. Tal superestimativa variou de 14 Wm^{-2} no leste do Atlântico Norte subtropical a 29 Wm^{-2} nos trópicos. Já a menor temperatura a 2 m de altura observada na R-2 implicou em maior perda de calor sensível pelo oceano. Sun et al. (2003) ressaltaram que erros nas variáveis meteorológicas de superfície (provenientes da representação das nuvens e da camada limite nos modelos bem como da quantidade e qualidade dos dados assimilados) e o desempenho dos algoritmos utilizados na parametrização dos fluxos turbulentos são os principais fatores que conduzem a erros nos fluxos de calor latente e sensível estimados nas reanálises do ECMWF e NCEP. No entanto, ao se calcular os fluxos turbulentos dessas reanálises com o algoritmo COARE (Sun et al., 2003; Yu et al., 2004a) obtém-se uma redução do erro das estimativas, o que pode ser devido à melhor representação do comprimento de rugosidade no algoritmo COARE (Zeng et al., 1998).

Os fluxos de calor latente e sensível da análise do WHOI foram comparados por Yu et al. (2004a) com a climatologia elaborada pelo *Southampton Oceanography Centre* (SOC, Josey et al., 1998) a partir de dados obtidos por navios e, também, com a climatologia da ERA-40 e da R-2. Yu et al. (2004a) mostraram que na média anual os fluxos do WHOI no oceano Atlântico são consistentes em estrutura e amplitude com os do SOC, mas as variáveis de superfície utilizadas na determinação destes nem sempre são similares às do SOC. A maior similaridade observada nos fluxos resulta das compensações de erros durante a combinação das variáveis no processo de parametrização. Comparadas à climatologia do WHOI, tanto a da ERA-40 quanto a da R-2 superestimam os fluxos de calor latente e sensível em todo o Atlântico. Os autores, ao recalcularem os fluxos destas análises com o algoritmo COARE, obtiveram uma redução nas superestimativas, mas não reproduziram os resultados do WHOI. Isto indica a importância da qualidade das variáveis meteorológicas de superfície para a determinação dos fluxos e, por este motivo, segundo Yu et al. (2004a) o WHOI combina diferentes fontes de dados a fim de melhorar a representação destas variáveis, e conseqüentemente, dos fluxos turbulentos de superfície.

GPCP

A análise de precipitação do GPCP é uma combinação de observações de pluviômetros e de diversas estimativas de precipitação obtidas por satélites (Adler et al., 2003). Atualmente o GPCP disponibiliza as análises em duas versões: a V1 e a V2 (<http://cics.umd.edu/~yin/GPCP>). A V2 (Adler et al., 2003) inclui melhorias nos procedimentos de sua geração e é disponibilizada sobre todo o globo com resolução temporal diária e com resolução horizontal de 1°, desde 1997 até o presente. Entretanto, a V2 também possui valores mensais e pântadais com resolução horizontal de 2,5°, desde 1979 até o presente. Neste estudo foram utilizadas as análises mensais com resolução horizontal de 2,5°.

Quartly et al. (2007) compararam as análises do GPCP com as do ECMWF/ERA-40 e NCEP/R-2 no período de 1979 a 2000 sobre todos oceanos do globo. Comparados com o GPCP, tanto o ECMWF quanto o NCEP superestimam a precipitação nos trópicos, principalmente no Hemisfério Sul, que, segundo o autor, resulta da representação errônea das zonas de convergência intertropical (ZCIT) nestas análises. Quartly et al. (2007) ressaltam que as análises obtidas de estimativas de satélite não devem ser assumidas como quantitativamente corretas, embora representem corretamente a distribuição espacial da precipitação.

b. Metodologia

Primeiramente, determinaram-se as médias mensais (em pontos de grade) sobre a parte oceânica do domínio de análise (**Figura 3.1**), entre dezembro de 1989 a dezembro de 1999, para o WHOI e RegCM3 das variáveis: fluxos de calor latente e sensível, temperatura do ar e umidade específica a 2 m de altura, TSM, PNMM e intensidade e direção do vento a 10 m de altura, 850 hPa e 200 hPa. As outras análises (ECMWF, NCEP e GPCP) já possuíam resolução temporal mensal.

Partindo-se das médias mensais, calcularam-se as médias sazonais (em pontos de grade) para as quatro estações do ano, ou seja, verão (dezembro-janeiro-fevereiro), outono (março-abril-maio), inverno (junho-julho-agosto) e primavera (setembro-outubro-novembro). Com o objetivo de avaliar o RegCM3 em escala regional, além do domínio que inclui grande parte do oceano Atlântico ao sul de 15°S (domínio de análise na **Figura 3.1**), utilizaram-se três subdomínios (RG1, RG2 e RG3 - **Figura 3.1**) que são importantes regiões ciclogênicas na costa leste da América do Sul (Necco, 1982 a,b; Sinclair, 1996; Hoskins e Hodges, 2005; Reboita et al., 2005). A RG1 representa a costa sul/sudeste do Brasil; a RG2,

a região da desembocadura do Rio da Prata – Uruguai; e a RG3, a costa sul da Argentina. A **Figura 3.1** mostra que os subdomínios (RG1, RG2 e RG3) incluem porções continentais, mas que foram eliminadas para as validações dos ciclos anual e sazonal através da utilização de uma máscara, já que o interesse deste estudo é avaliar a simulação sobre o oceano.

Neste estudo também foram avaliados os gradientes verticais de temperatura e umidade específica simulados. O primeiro foi obtido pela diferença entre a TSM e a temperatura do ar a 2 m, já o segundo pela diferença entre a umidade específica de saturação (q_s) na superfície e a umidade específica a 2 m. A umidade específica de saturação é dada por:

$$q_s = (0,622 e_s)/PNMM \quad (3.5)$$

onde e_s é a pressão de vapor de saturação e PNMM a pressão atmosférica no nível médio do mar. Como a análise do WHOI não disponibiliza a PNMM, esta foi determinada através da média da PNMM do ECMWF e NCEP, uma vez que o WHOI é uma combinação destas reanálises (Sun et al, 2003; Yu et al., 2004 a,b).

3.4 Resultados

3.4.1 Climatologia Sazonal

Baixa Troposfera

A **Figura 3.2** apresenta os fluxos de calor latente da simulação e das análises do WHOI, ECMWF e NCEP para o verão e o inverno, onde fluxos positivos (negativos) indicam transferência de energia do mar (ar) para o ar (mar). Nas duas estações, o padrão espacial dos fluxos simulados é similar ao das análises, porém algumas diferenças são notadas em termos de intensidade. No verão (**Figuras 3.2 a-d**), entre as latitudes de 15° a 35°S, a intensidade destes fluxos no RegCM3 (**Figura 3.2a**) é mais próxima da análise do ECMWF, no entanto, os gradientes horizontais são mais fracos na simulação, de forma que no extremo norte do domínio o RegCM3 não reproduz o máximo, entre 140-160 Wm⁻², presente nas três análises. Entretanto, este possível erro de simulação deve ser avaliado com cuidado, pois segundo vários autores (Smith et al., 2001; Sun et al., 2003; Yu et al., 2004a, b) as reanálises (ERA-40, R-1 e R-2) superestimam a liberação de calor latente na bacia do Atlântico em cerca de 10-35% (Yu et al., 2004b), e tal superestimativa estaria associada ao

bias seco na umidade específica próximo à superfície, principalmente nos trópicos. Comparado a estas análises, o WHOI no Atlântico Norte reduz tal superestimativa em latitudes extratropicais, mas nos trópicos, como mantém o bias seco das análises, apresenta apenas uma pequena redução da superestimativa em função do algoritmo COARE (Yu et al., 2004a).

No verão, ao sul de 35°S há poucas diferenças no padrão espacial dos fluxos de calor latente nas três análises, e o RegCM3 (**Figura 3.2a**) reproduz muito bem o gradiente meridional registrado nestas (**Figuras 3.2 b-d**). Outro importante resultado do modelo é a simulação do gradiente produzido pela confluência das correntes do Brasil e das Malvinas (Peterson e Stramma, 1991), localizado entre 35° e 45°S, próximo à costa leste da América do Sul. Ressalta-se ainda a habilidade do RegCM3 em simular a posição do máximo na corrente do Brasil (~40°S) presente nas análises do WHOI e NCEP (**Figuras 3.2b e 3.2d**), mas que é ausente no ECMWF (**Figura 3.2c**).

No inverno (**Figuras 3.2 e-h**), os fluxos de calor latente no Atlântico Sul intensificam-se comparados ao verão, com máximos no norte do domínio (norte de 20°S) e na corrente do Brasil, e o RegCM3 captura adequadamente tanto a distribuição espacial como a intensificação destes fluxos. Nesta estação, o gradiente horizontal dos fluxos de calor latente na confluência Brasil-Malvinas também é adequadamente simulado (**Figura 3.2e**), com intensidade mais próxima à do WHOI (**Figura 3.2f**).

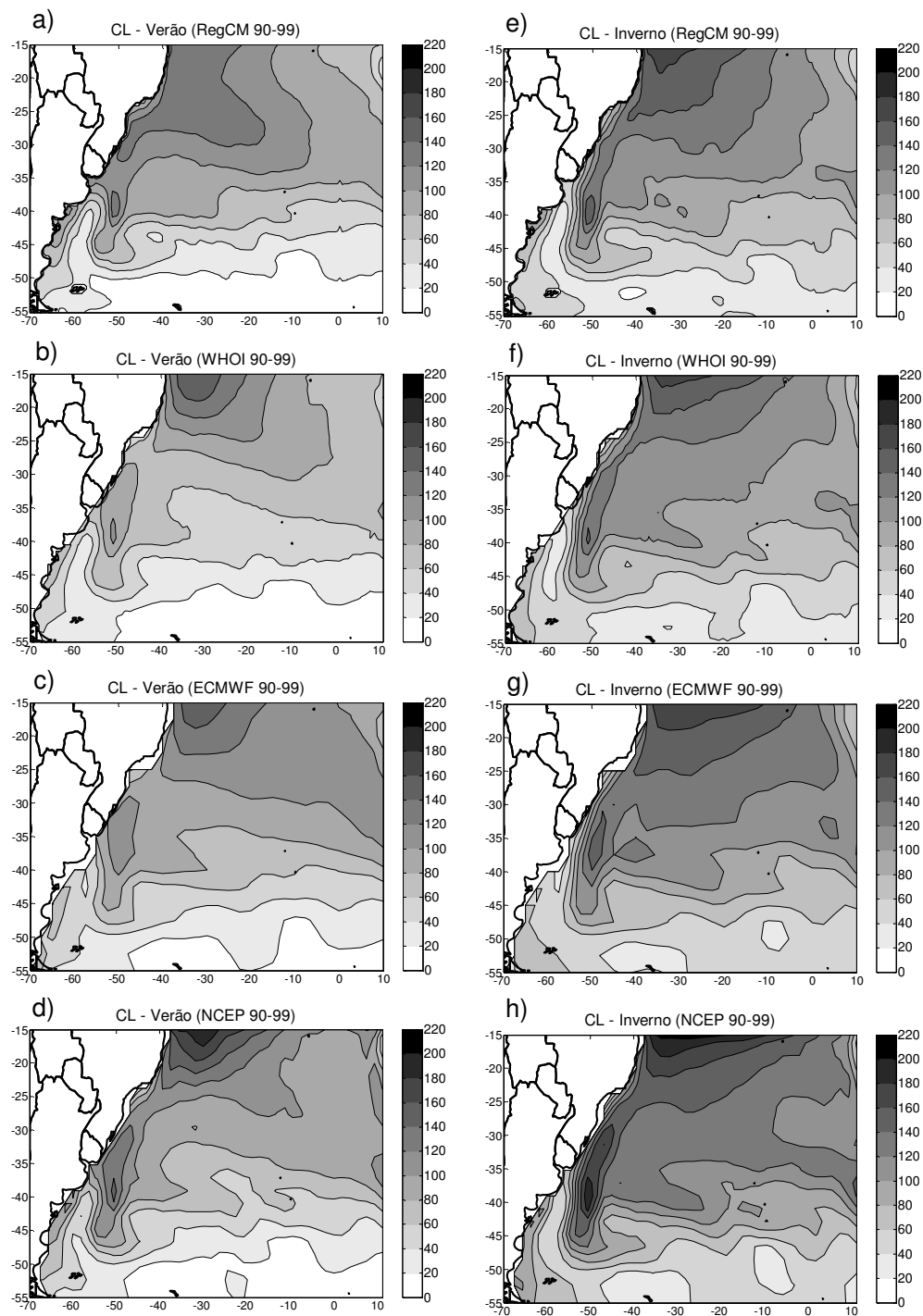


Figura 3.2 Média sazonal dos fluxos de calor latente (CL – Wm^{-2}) simulados pelo RegCM3 e das análises do WHOI, ECMWF e NCEP no verão (coluna esquerda) e no inverno (coluna direita).

Na região de confluência Brasil-Malvinas, tanto no verão quanto no inverno, há maior transferência de calor latente para atmosfera na análise do NCEP do que nas demais análises e na simulação (**Figura 3.2**). Este resultado é obtido também em todo o domínio de análise (ver **Figura 3.1**), exceto no verão quando o RegCM3 superestima a transferência de energia para a atmosfera na banda de 20°-35°S em todas as longitudes do domínio. A **Tabela 3.2a** sintetiza as médias e os erros médios sazonais dos fluxos de calor latente no Atlântico Sul. Durante todas as estações do ano, os fluxos de calor latente na análise do NCEP são muito próximos (verão) ou superiores (outono, inverno e primavera) aos da análise do ECMWF, e ambas superam em intensidade a análise do WHOI e a simulação do RegCM3. A maior transferência de calor latente do oceano para atmosfera nas análises do NCEP e ECMWF no Atlântico Norte foi atribuída por Sun et al. (2003) e Yu et al. (2004a) à subestimativa da umidade específica próximo à superfície, principalmente nos trópicos. Esta subestimativa muitas vezes é corrigida pela análise WHOI ao unir as observações de satélite com os dados das análises do NCEP e ECMWF para construir as variáveis de superfície, o que explicaria fluxos de calor latente menos intensos. Na **Tabela 3.2e** nota-se que durante todo o ano a umidade específica a 2 m de altura é menor no ECMWF do que nas outras análises, e maior no NCEP. Portanto, seria esperado que o NCEP apresentasse menor gradiente vertical de umidade específica com conseqüente redução dos fluxos de calor latente. Porém, o que se tem na **Tabela 3.2a** é a maior transferência de calor latente nesta análise e isto possivelmente é explicado tanto pelos ventos mais intensos do que no ECMWF (**Tabela 3.2f**) bem como pela influência do algoritmo de parametrização dos fluxos do NCEP (Sun et al., 2003). Ao longo do ano, as transferências mar-ar de calor latente simuladas pelo RegCM3 são mais próximas às da análise do WHOI e sempre inferiores às do NCEP, embora o modelo tenha sido iniciado e dirigido nas fronteiras por esta análise. A menor intensidade destes fluxos no RegCM3 (**Tabela 3.2a**) estaria associada aos ventos mais fracos simulados (**Tabela 3.2f**) e ao algoritmo de Zeng (Zeng et al., 1998) que parametriza estes fluxos. Como o esquema de Zeng tem um bom desempenho na representação do comprimento de rugosidade (Zeng et al., 1998), contribui para reduzir erros nas estimativas dos fluxos.

Na **Tabela 3.2f** observa-se que as médias da intensidade dos ventos a 10 m na análise do WHOI são superestimadas em relação às dos outros conjuntos, mas isso não contribui para a intensificação dos fluxos (**Tabela 3.2a**). Provavelmente, os dados de vento do WHOI foram disponibilizados com algum viés erroneamente, uma vez que outras fontes de dados como o Atlas da ERA-40 (Kållberg et al., 2005) não apresenta ventos com tal intensidade no Atlântico Sul. Além disso, Yu et al. (2004a) mencionam que a velocidade do

vento nas análises do WHOI é similar à do NCEP/R-2 em baixas e médias latitudes do oceano Atlântico e ligeiramente mais fraca em altas latitudes.

Tabela 3.2 Média sazonal e erro médio absoluto (bias) para todo o Atlântico Sul, no período de 1990 a 1999, para: a) fluxos de calor latente (Wm^{-2}), b) fluxos de calor sensível (Wm^{-2}), c) TSM ($^{\circ}C$), d) temperatura do ar a 2 m ($^{\circ}C$), e) umidade específica a 2 m ($g\ kg^{-1}$), f) intensidade do vento a 10 m (ms^{-1}); g) precipitação ($mm\ dia^{-1}$), h) intensidade do vento em 850 hPa (ms^{-1}) e i) intensidade do vento em 200 hPa (ms^{-1}) simulados e das análises do WHOI, ECMWF e NCEP. Fluxos positivos (negativos) indicam transferência de energia do oceano (atmosfera) para a atmosfera (oceano). As menores diferenças da simulação em relação às análises estão destacadas em negrito.

Estação	a) Fluxo de Calor Latente na Superfície (Wm^{-2})			
	RegCM	WHOI	ECMWF	NCEP
V	69.5	63.8 (5.7)	76.4 (-6.9)	78.9 (-9.4)
O	87.9	89.2 (-1.3)	98.9 (-11.0)	106.4 (-18.5)
I	84.1	88.5 (-4.4)	100.3 (-16.2)	108.6 (-24.5)
P	65.8	65.0 (0.8)	79.2 (-13.4)	83.5 (-17.7)
Anual	76.8	76.6 (0.2)	88.7 (-11.9)	94.4(-17.6)

Estação	b) Fluxo de Calor Sensível na Superfície (Wm^{-2})			
	RegCM	WHOI	ECMWF	NCEP
V	8.6	0.7 (7.9)	4.0 (4.9)	-4.7 (13.3)
O	16.4	6.4 (10.0)	10.8 (5.6)	3.7 (12.7)
I	20.9	10.7 (10.2)	16.2 (4.7)	9.5 (11.4)
P	12.0	4.0 (8.0)	8.9 (3.1)	0.1 (11.9)
Anual	14.5	5.4 (9.1)	10.0 (4.5)	2.1 (12.4)

Estação	c) Temperatura da Superfície do Mar ($^{\circ}C$)			
	RegCM	WHOI	ECMWF	NCEP
V	17.1	17.3 (-0.2)	17.3 (-0.2)	17.3 (-0.2)
O	17.1	17.6 (-0.5)	17.3 (-0.2)	17.5 (-0.4)
I	14.2	14.6 (-0.4)	14.2 (0)	14.5 (-0.3)
P	14.1	14.2 (-0.1)	14.1 (0)	14.2 (-0.1)
Anual	15.6	15.9 (-0.3)	15.7 (-0.1)	15.9 (-0.3)

Estação	d) Temperatura do Ar a 2 m ($^{\circ}C$)			
	RegCM	WHOI	ECMWF	NCEP
V	15.0	17.9 (-2.9)	16.8 (-1.8)	17.4 (-2.4)
O	14.5	17.8 (-3.3)	16.3 (-1.8)	17.1 (-2.6)
I	11.5	14.6 (-3.1)	13.0 (-1.5)	13.9 (-2.4)
P	11.9	14.7 (-2.8)	13.3 (-1.4)	14.1 (-2.2)
Anual	13.2	16.2 (-3.0)	14.8 (-1.6)	15.6 (-2.4)

Tabela 3.2 Continuação

Estação	e) Umidade Específica a 2 m (g kg^{-1})			
	RegCM	WHOI	ECMWF	NCEP
V	10.0	10.8 (-0.8)	9.8 (0.2)	10.9 (-0.9)
O	9.7	10.3 (-0.6)	9.3 (0.4)	10.5 (-0.8)
I	7.9	8.3 (-0.4)	7.2 (0.7)	8.5 (-0.6)
P	8.1	8.6 (-0.5)	7.7 (0.4)	8.7 (-0.6)
Anual	8.9	9.5 (-0.6)	8.5 (0.4)	9.7 (-0.8)

Estação	f) Intensidade do Vento a 10 m (m s^{-1})			
	RegCM	WHOI	ECMWF	NCEP
V	4.5	7.4 (-2.9)	4.8 (-0.3)	5.3 (-0.8)
O	4.8	7.9 (-3.1)	4.6 (0.2)	5.1 (-0.3)
I	5.3	8.7 (-3.4)	5.1 (0.2)	5.7 (-0.4)
P	4.8	8.1 (-3.3)	4.9 (-0.1)	5.5 (-0.7)
Anual	4.8	8.0 (-3.2)	4.9 (-0.1)	5.4 (-0.6)

Estação	g) Precipitação (mm dia^{-1})			
	RegCM	ECMWF	NCEP	GPCP
V	2.2	2.1 (0.1)	1.9 (0.3)	2.2 (0)
O	2.4	2.4 (0)	2.5 (-0.1)	2.7 (-0.3)
I	2.3	2.1 (0.2)	2.5 (-0.2)	2.4 (-0.1)
P	2.1	1.8 (0.3)	2.0 (0.1)	2.3 (-0.2)
Anual	2.3	2.1 (0.2)	2.2 (0.1)	2.4 (-0.1)

Estação	h) Intensidade do Vento em 850 hPa (m s^{-1})		
	RegCM	ECMWF	NCEP
V	6.9	8.0 (-1.1)	8.2 (-1.3)
O	6.6	7.3 (-0.7)	7.5 (-0.9)
I	7.4	8.2 (-0.8)	8.3 (-0.9)
P	6.7	7.6 (-0.9)	7.8 (-1.1)
Anual	6.9	7.8 (-0.9)	7.9 (-1.0)

Estação	i) Intensidade do Vento em 200 hPa (m s^{-1})		
	RegCM	ECMWF	NCEP
V	22.9	22.2 (0.7)	21.2 (1.7)
O	25.9	25.8 (0.1)	24.7 (1.2)
I	31.4	31.4 (0)	30.0 (1.4)
P	28.7	27.8 (0.9)	26.9 (1.8)
Anual	27.2	26.8 (0.4)	25.7 (1.5)

Ao longo do ano os fluxos de calor latente (**Tabela 3.2a**) são mais intensos no outono e inverno, com diferença muito pequena entre estas estações, ou seja, de $0,7 \text{ Wm}^{-2}$ (WHOI) a $3,8 \text{ Wm}^{-2}$ (RegCM3), não sendo possível, assim, identificar apenas uma estação de máximo. Comportamento similar é obtido no verão e primavera, onde as análises e a simulação apresentam menor transferência de calor latente para atmosfera, sendo registrada a maior diferença entre estas estações (**Tabela 3.2a**) na análise do NCEP ($4,6 \text{ Wm}^{-2}$). Uma climatologia mais extensa (1979-2001) para o Atlântico Sul, apresentada no Atlas da ERA-40 (Kállberg et al., 2005), também mostra maior intensidade dos fluxos de calor latente no outono/inverno e menor na primavera/verão. No outono/inverno, os intensos gradientes verticais de umidade específica, assim como ventos mais fortes, seriam os responsáveis pelo aumento da transferência de calor latente entre o oceano e a atmosfera nestas estações. O RegCM3 simulou adequadamente a proximidade da intensidade dos fluxos de calor latente no inverno/outono e primavera/verão, com erro médio muito pequeno se comparado ao WHOI (máximo de $5,7 \text{ Wm}^{-2}$ no verão), mas que cresce ao se comparar com as análises do NCEP e ECMWF (**Tabela 3.2a**).

Com relação aos fluxos de calor sensível (**Figura 3.3**), tanto no verão quanto no inverno o RegCM3 transfere mais energia do oceano para atmosfera do que as análises ao norte de 40°S , enquanto ao sul desta latitude a intensidade dos fluxos simulados é mais próxima das análises do WHOI e ECMWF do que da análise do NCEP, onde predominam fluxos negativos mais intensos. Esta superestimativa do modelo contribui para as médias sazonais simuladas em todo o Atlântico Sul serem mais intensas do que as das análises (**Tabela 3.2b**).

No verão (**Figuras 3.3 a-d**), o RegCM3 simulou gradientes norte-sul, próximos à 40°S , mais intensos do que as análises do WHOI e ECMWF, e ao sul desta latitude simulou estruturas espaciais, entre 50° a 55°S , muito semelhantes às destas análises como também às do NCEP. No inverno, destaca-se nas **Figuras 3.3 e-h** a região da confluência Brasil-Malvinas, onde as águas frias e doces das Malvinas são caracterizadas por transferência de calor sensível da atmosfera para o oceano (fluxos negativos), enquanto as águas quentes e salinas da corrente do Brasil por transferência de energia do oceano para atmosfera (fluxos positivos). Nesta estação, os gradientes horizontais no Atlântico Sul se intensificam comparados aos do verão e o RegCM3 simulou adequadamente esta característica.

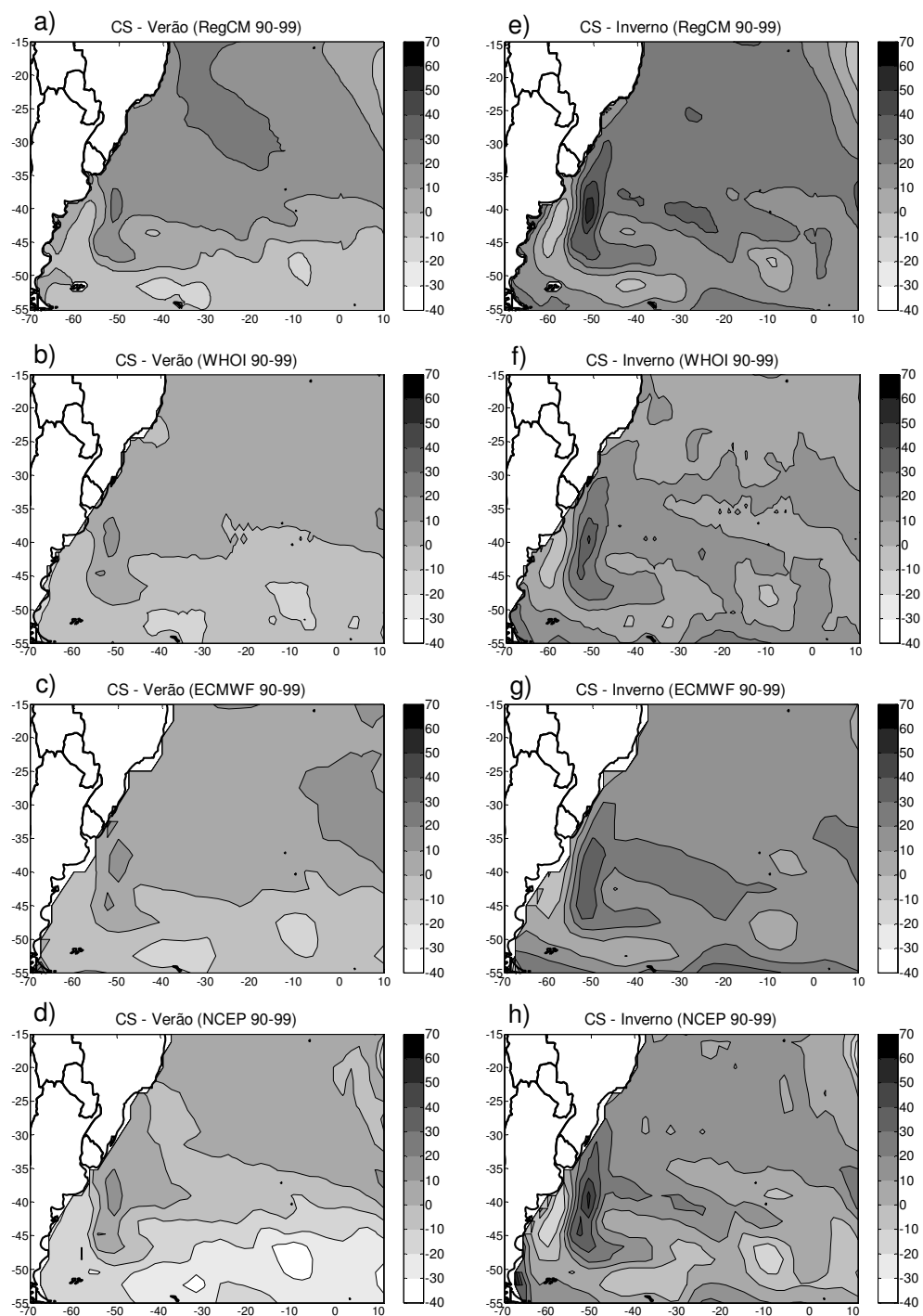


Figura 3.3 Média sazonal dos fluxos de calor sensível (CS – Wm^{-2}) simulados pelo RegCM3 e das análises do WHOI, ECMWF e NCEP no verão (coluna esquerda) e no inverno (coluna direita).

Como sintetiza a **Tabela 3.2b**, em todas as análises e também na simulação os fluxos de calor sensível são mais (menos) intensos no inverno (no verão) e a variabilidade sazonal é maior do que para os fluxos de calor latente, semelhante ao apresentado na climatologia da ERA-40 (Kållberg et al., 2005). Nas quatro estações do ano, o RegCM3 transfere maior quantidade de calor sensível para a atmosfera do que as análises (**Tabela 3.2b**), chegando a superestimar os fluxos de calor sensível em até $13,3 \text{ Wm}^{-2}$ em relação ao NCEP no verão, quando esta análise apresenta fluxos de calor sensível negativos diferenciando-se tanto da análise do WHOI quanto do ECMWF.

Em um estudo preliminar, Reboita et al. (2005b) atribuíram a maior transferência de calor sensível do oceano para atmosfera no RegCM3 ao forte gradiente vertical de temperatura na camada superficial (**Figura 3.11**). Como mostra a **Tabela 3.2d**, o RegCM3 é $\sim 2^\circ\text{C}$ mais frio do que as análises, e tal bias frio deve-se principalmente à influência do setor subtropical do domínio (região da ZCAS) como mostra a **Figura 3.9** e também a **Figura 3.11**, onde estão os gradientes verticais de temperatura. A maior atividade convectiva no setor subtropical pode contribuir para o bias frio ser maior do que nos extratropicais, em função do esquema de convecção de Grell.

Na parametrização dos fluxos superficiais de calor latente e sensível, a TSM é uma variável importante, pois permite determinar os gradientes verticais de umidade específica e temperatura normalmente utilizados nos algoritmos “bulk” para determinação destes fluxos. Portanto, a **Tabela 3.2c** apresenta as médias sazonais da TSM. É importante lembrar que no RegCM3 a TSM não é uma variável prevista, mas sim a fronteira inferior no oceano que influencia a troca de energia oceano-atmosfera e controla o padrão espacial da temperatura do ar na baixa troposfera. As médias sazonais da TSM no RegCM3 são similares às das três análises (**Tabela 3.2c**). A proximidade entre a TSM do RegCM3 e NCEP já era esperada, uma vez que ambos utilizam a *NOAA Optimum Interpolation OISST V2* (Reynolds et al., 2002), diferindo apenas no fato de que o RegCM3 utiliza a TSM média mensal, enquanto o NCEP a média semanal. Embora as TSMs do WHOI, ECMWF e NCEP derivem do mesmo sensor (AVHRR), os diferentes procedimentos no tratamento e interpolação dos dados podem explicar as diferenças nas TSMs constatadas na **Tabela 3.2c**.

A **Figura 3.4** apresenta a temperatura do ar a 2 m de altura para o verão e inverno. Nas duas estações o RegCM3 simulou adequadamente o padrão espacial e a intensidade observadas nas análises ao sul de 30°S . No entanto, ao norte desta latitude e próximo à costa do sudeste e nordeste do Brasil, as temperaturas mais quentes (entre 25° e 30°C) presentes nas análises não foram simuladas pelo modelo durante o verão (**Figuras 3.4 a-d**). No inverno (**Figuras 3.4 e-h**), a região com temperaturas entre 20° e 25°C , no setor norte do domínio, também ocupa área menor do que nas análises. Estas diferenças implicam em erro médio frio durante todo ano (**Tabela 3.2d**), sendo que o bias frio é maior quando o RegCM3

é comparado com o WHOI e menor em relação ao ECMWF, isto é, as análises apresentam diferenças de até 1,5°C entre si.

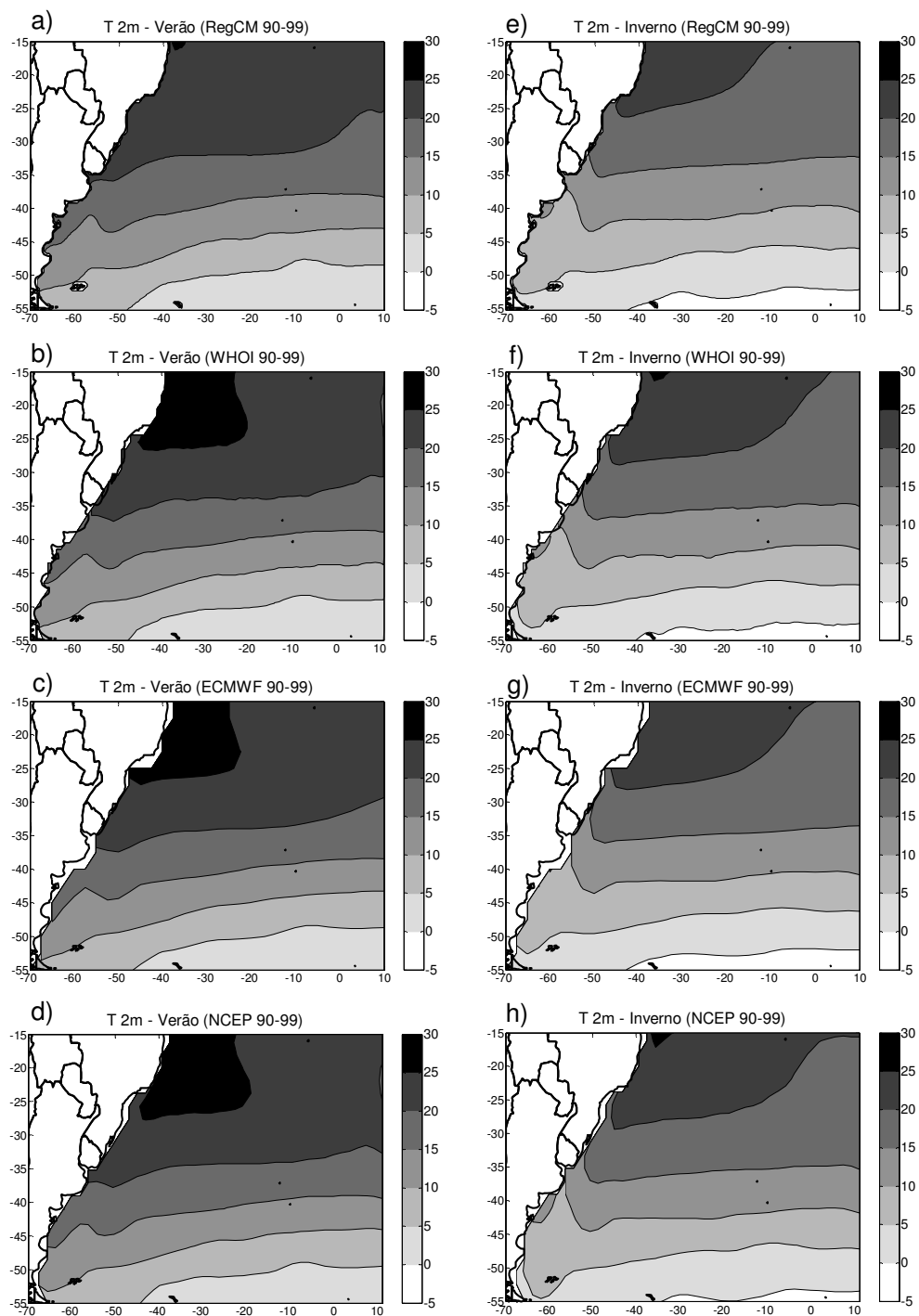


Figura 3.4 Média sazonal da temperatura do ar a 2 m (T2 m – °C) simulada pelo RegCM3 e das análises do WHOI, ECMWF e NCEP no verão (coluna esquerda) e no inverno (coluna direita).

O bias frio na simulação é mais pronunciado no setor norte do domínio (**Figura 3.4**), como também notado por Reboita et al. (2006), e pode ser decorrente da maior atividade convectiva nesta região. Vários trabalhos (Giorgi et al., 2004; Cuadra, 2005; Fernandez et al., 2006; Martínez-Castro et al., 2006) também obtiveram um bias frio no RegCM3 e o associaram tanto ao esquema convectivo de Grell, que através da corrente descendente transporta ar mais frio da média para a baixa troposfera, como também a possíveis deficiências na parametrização da camada limite planetária, que ao utilizar um esquema não local (Holstlag et al., 1990) tende a superestimar o transporte vertical de calor e umidade (Giorgi et al., 2004).

No Atlântico Sul, o fato do RegCM3 simular temperaturas mais frias implica em gradiente vertical de temperatura na camada superficial mais intenso do que nas análises, já que a TSM usada no modelo é praticamente igual à destas (**Tabela 3.2c**) e, portanto, os fluxos de calor sensível simulados são mais intensos ao longo de todo o ano, como mostra a **Tabela 3.2b**.

O padrão espacial da umidade específica a 2 m de altura (figura não mostrada) é muito similar ao da temperatura do ar (**Figura 3.4**) e, tanto no verão quanto no inverno, o RegCM3 simulou adequadamente esta característica, bem como a intensidade desta variável próxima a das análises (NCEP, WHOI e ECMWF). A **Tabela 3.2e** mostra a umidade específica média sazonal, onde se destaca que o RegCM3 é ligeiramente mais úmido que o ECMWF e mais seco do que o WHOI e o NCEP.

A intensidade e direção do vento a 10 m de altura no verão e inverno, exceto para a análise do WHOI que só disponibiliza a intensidade do vento, é apresentada na **Figura 3.5**. Em ambas as estações sobre todo Atlântico Sul, os ventos são mais intensos no WHOI, o que diferencia esta análise das do NCEP (**Figuras 3.5 d e h**) e ECMWF (**Figuras 3.5 c e g**) e também da simulação do RegCM3 (**Figuras 3.5 a e e**). O principal sistema atmosférico que aparece na **Figura 3.5** é o anticiclone subtropical do Atlântico Sul (ASAS) que está centrado próximo à 35°S (30°S) no verão (inverno), tanto na simulação quanto nas análises. A velocidade do vento simulada neste sistema, entre as latitudes de 25° a 40°S (parte central do anticiclone), é em geral menor que a do ECMWF e NCEP; resultado semelhante ao de Fernandez et al. (2006). Ao sul de 40°S, o RegCM3 simula velocidades similares às do ECMWF no verão e às do NCEP no inverno. Com relação à direção do vento, nas duas estações, o RegCM3 simulou adequadamente os ventos de nordeste e sudeste no setor oeste e leste do ASAS, respectivamente. Durante o verão, no setor sul do anticiclone os ventos simulados são mais zonais (**Figura 3.5a**) do que no ECMWF (**Figura 3.5c**) e NCEP (**Figura 3.5d**). A **Tabela 3.2f** mostra que ao longo do ano a velocidade do vento no RegCM3 é muito próxima à do ECMWF, com bias sazonal menor ou igual a $0,3 \text{ ms}^{-1}$, inferior à do NCEP e muito mais fraca que na análise do WHOI. A variação sazonal de intensidade do

vento na simulação e nas análises é pequena ao longo do ano, com ventos ligeiramente mais fortes no inverno do que nas demais estações (Tabela 3.2f).

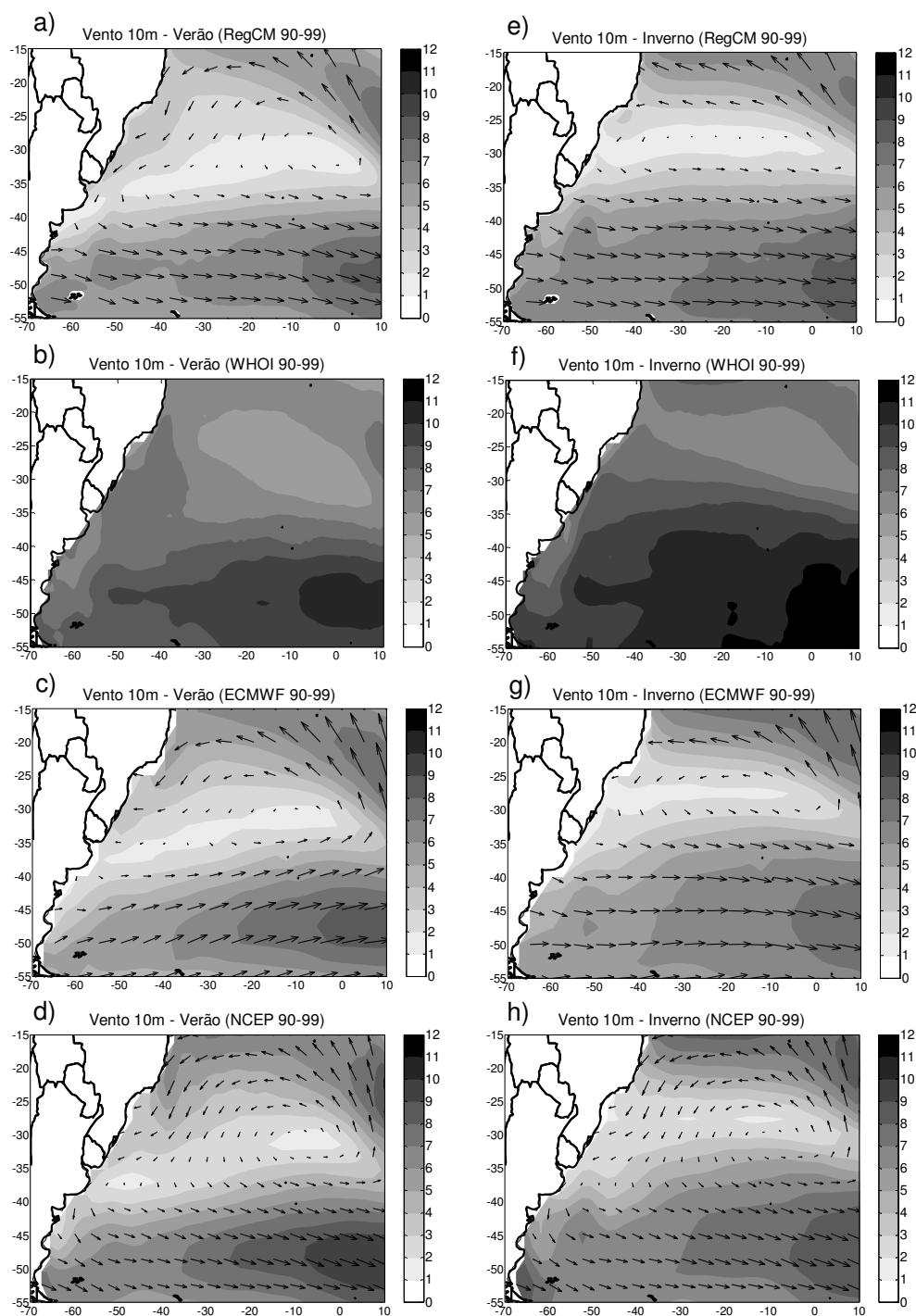


Figura 3.5 Média sazonal da intensidade (ms^{-1}) e da direção do vento a 10 m simulado pelo RegCM3 e das análises do WHOI, ECMWF e NCEP no verão (coluna esquerda) e no inverno (coluna direita). No WHOI não é apresentada a direção do vento porque este instituto não disponibiliza os dados das componentes horizontais desta variável.

Durante o verão (**Figuras 3.6 a-d**), a simulação e as análises, de forma geral, mostram precipitação mais intensa na costa sudeste do Brasil, em banda noroeste-sudeste, o que representa o ramo oceânico da ZCAS (Kodama, 1992; Carvalho et al., 2004). No RegCM3 (**Figura 3.6a**), a precipitação associada à ZCAS ocupa área menor do que nas análises (**Figuras 3.6 b-d**), indicando, assim, como em Fernandez et al. (2006), que o RegCM3 subestima a chuva no ramo oceânico deste sistema. Tal subestimativa foi atribuída por Fernandez et al. (2006) à menor intensidade do jato de baixos níveis a leste dos Andes, o que reduziria o transporte de umidade dos trópicos para os subtropicais no oceano Atlântico. Embora a simulação apresente bias negativo de precipitação na região da ZCAS, no centro-sul do domínio mostra chuva mais intensa que nas análises do ECMWF e NCEP, mas que concorda com o GPCP, e é provavelmente associada aos sistemas transientes que nesta época do ano tem sua atividade deslocada para sul (Simmonds e Keay, 2000). Isto é um excelente desempenho do RegCM3, pois segundo Quartly et al. (2007) a análise do GPCP representa bem o padrão espacial da chuva por ser um produto derivado de estimativas de satélite, que possuem maior cobertura espacial do que observações *in situ*. Ainda de acordo com Quartly et al. (2007), tanto o ECMWF/ERA-40 quanto o NCEP/R-2 subestimam a chuva em 10-25% nas regiões ao sul da zona tropical, devido à deficiência dos modelos em representar as zonas de convergência subtropicais. No verão, o RegCM3 também simula corretamente as regiões com mínimo de precipitação à leste da Argentina, centrada em 45°S, bem como próximo ao centro do ASAS, no nordeste do domínio.

No inverno, a precipitação mais intensa situa-se sobre a parte central do Atlântico Sul nas análises (**Figuras 3.6 e-h**) e um pouco deslocada para leste no RegCM3 (**Figura 3.6e**). Quando todo o oceano Atlântico Sul é considerado, o RegCM3 apresenta um erro médio sazonal muito pequeno em relação às análises (**Tabela 3.2g**) e é ligeiramente mais úmido que o ECMWF em todas as estações do ano (exceto no outono), mais úmido que o NCEP durante a primavera e o verão e ligeiramente mais seco do que o GPCP (exceto no verão).

Apesar das incertezas nas estimativas de precipitação sobre os oceanos (Quartly et al., 2007), os erros médios relativos do RegCM3 durante o verão, principalmente se comparados com o GPCP, são menores do que os obtidos nas climatologias com MCRs para esta estação sobre o continente (Nicoline et al., 2002; Fernandez et al., 2006; Cuadra e Rocha, 2007).

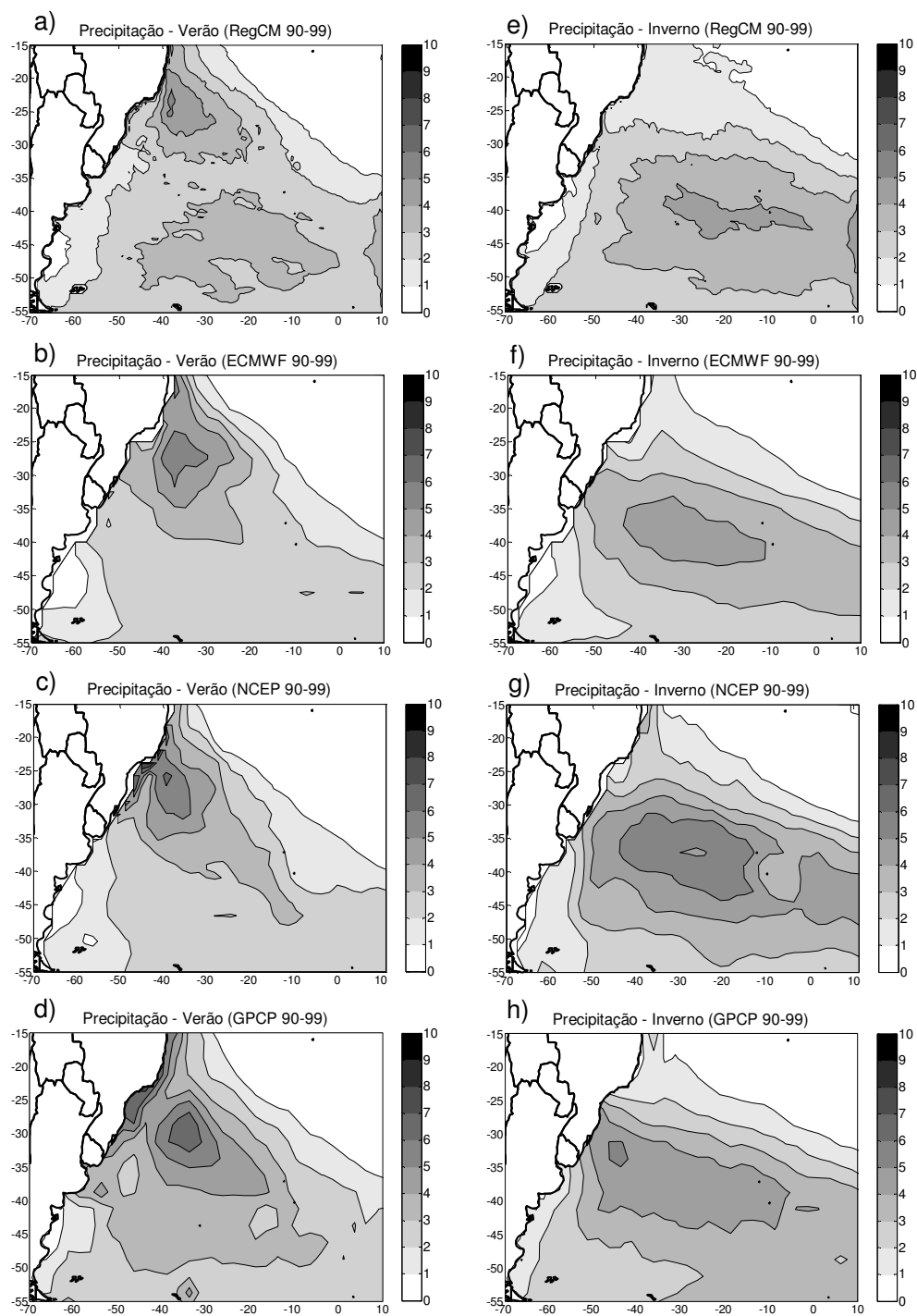


Figura 3.6 Média sazonal da precipitação (mm dia^{-1}) simulada pelo RegCM3 e das análises do WHOI, ECMWF e GPCP no verão (coluna esquerda) e no inverno (coluna direita).

A **Tabela 3.2g** indica que a chuva é quase regularmente distribuída ao longo das estações sobre o Atlântico Sul, com o outono sendo um pouco mais úmido nas análises (ECMWF, GPCP e NCEP) e na simulação. Já a primavera é a estação mais seca no RegCM3 e ECMWF e o verão no NCEP e GPCP. No RegCM3 a variação sazonal de precipitação entre a estação mais seca e a mais chuvosa é de no máximo 12,5% ($0,3 \text{ mm dia}^{-1}$) e no GPCP é de 18,5% ($0,5 \text{ mm dia}^{-1}$), enquanto no ECMWF e NCEP esta diferença é um pouco maior, isto é, 25% ($0,6 \text{ mm dia}^{-1}$). Estes resultados são semelhantes aos de Quartly et al. (2007), que avaliaram o ciclo anual das análises do ECMWF, NCEP e GPCP no Atlântico Sul, entre 1979 e 2000, e também notaram fraca sazonalidade, principalmente no GPCP, e as mesmas estações de máximos e mínimos de precipitação obtidos neste estudo.

Circulação Atmosférica em 850 e 200 hPa

O RegCM3, no verão, simulou em 850 hPa o ASAS centrado em posição semelhante à das análises (**Figuras 3.7 a-h**), porém, as velocidades simuladas foram menores nos setores sul e oeste deste sistema. Os ventos de nordeste no leste do Brasil, no setor oeste do ASAS, também são mais fracos na simulação do que nas análises. Sobre o continente, tanto o ECMWF quanto o NCEP mostram o JBN a leste dos Andes (Marengo et al., 2004) sobre o leste da Bolívia, enquanto no RegCM3 o núcleo de máxima intensidade é subestimado e deslocado para norte, resultado similar ao de Fernandez et al. (2006) para climatologias (10 janeiros) obtidas com o RegCM3 sobre a América do Sul.

No inverno (**Figuras 3.7 e-h**), tanto na simulação quanto nas análises, o ASAS aparece ligeiramente deslocado para norte em relação ao verão, mas os ventos continuam mais fracos na simulação, principalmente no ramo norte deste sistema. Sobre o continente, as análises apresentam um máximo de velocidade do vento de noroeste sobre o Paraguai, que desacelera sobre o sul do Brasil, enquanto que na simulação os ventos são muito mais fracos nesta área. Provavelmente, a interação desta área de convergência dos ventos em baixos níveis com os sistemas transientes de latitudes médias que se propagam no escoamento de oeste seja responsável pela chuva intensa na costa leste do sul do Brasil mostrada nas análises (**Figuras 3.6 f-h**), que é ligeiramente mais fraca na simulação (**Figura 3.6e**). A menor intensidade do JBN simulado em ambas as estações pode estar relacionada à menor intensidade dos alísios, como mostrou também Fernandez et al. (2006) para a estação do verão.

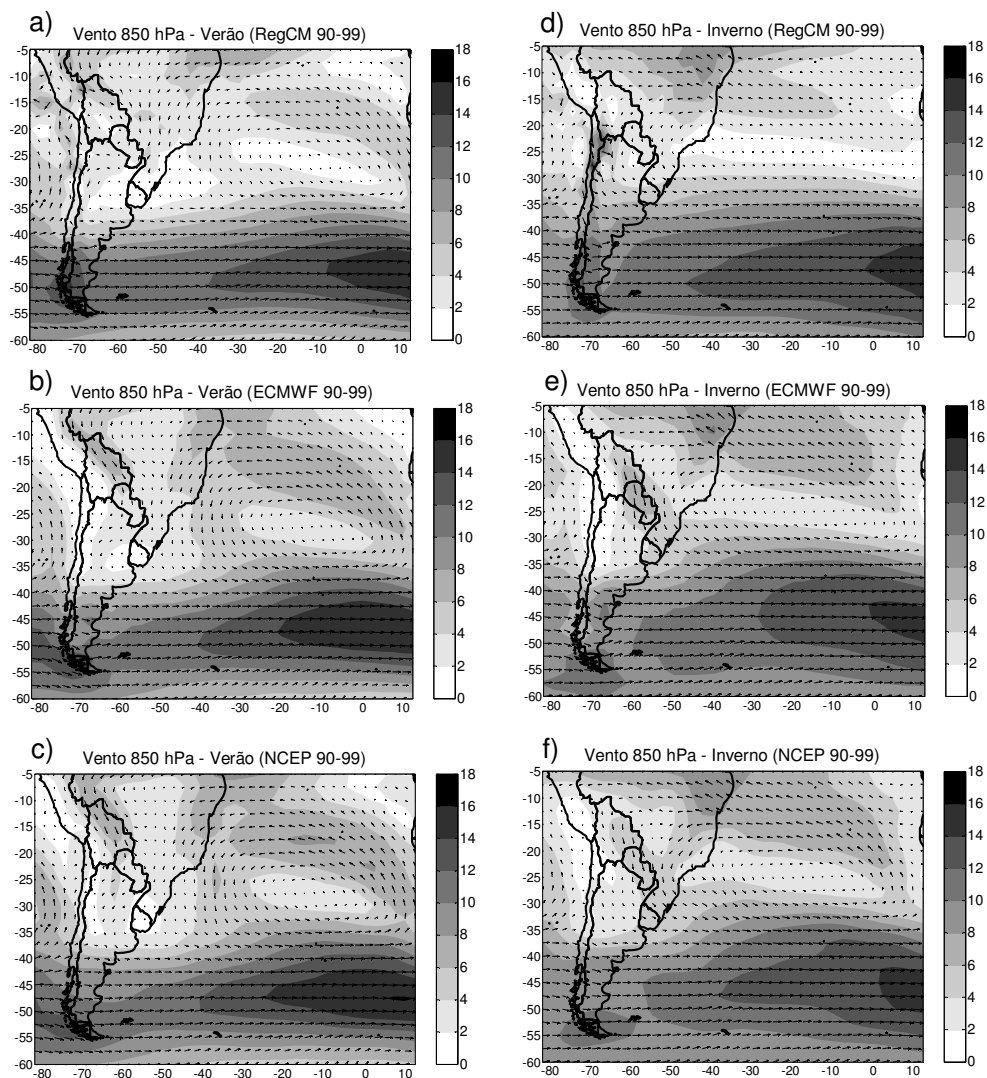


Figura 3.7 Média sazonal da intensidade (ms^{-1}) e direção do vento em 850 hPa simulado pelo RegCM3 e das análises do ECMWF e NCEP no verão (coluna esquerda) e no inverno (coluna direita).

Uma síntese sazonal da intensidade do vento em 850 hPa apenas sobre o oceano é apresentada na **Tabela 3.2h**. Diferentemente da intensidade do vento a 10 m de altura, em 850 hPa, a simulação e as análises indicam ventos mais intensos no inverno seguido por verão, primavera e outono, mas a diferença de velocidade entre estações é muito pequena (inferior a 1 ms^{-1}). Como já indicava a **Figura 3.5**, os ventos simulados pelo RegCM3 são mais fracos que nas análises (**Tabela 3.2h**). Um menor erro médio é obtido ao se comparar a simulação com o ECMWF.

Durante o verão na América do Sul, uma característica importante da circulação atmosférica é a presença de um anticiclone na alta troposfera (aproximadamente em 200

hPa), conhecido como alta da Bolívia, pois na climatologia seu centro situa-se sobre este país, e seria uma resposta à liberação de calor latente associada à atividade convectiva na Amazônia (Lenters e Cook, 1995; Gandu e Silva Dias, 1998). Na simulação (**Figura 3.8a**), o centro do anticiclone situa-se sobre o sudeste da Bolívia e norte do Paraguai, ou seja, ligeiramente deslocado para sudeste se comparado às análises do ECMWF e NCEP (**Figura 3.8 b-c**). Já o cavado corrente abaixo, sobre o leste do nordeste do Brasil (centrado em aproximadamente 30°W sobre o Atlântico Sul), situa-se em posição similar nas análises e na simulação. A simulação da alta da Bolívia pelo RegCM3 indica a habilidade do modelo em simular um dos principais componentes da circulação monçônica sobre a América do Sul (Nogués-Paegle e Mo, 1997). Entretanto, o bias observado na posição do anticiclone pode ser justificado pela chuva mais intensa na região amazônica aparecer deslocada para sul na simulação, quando comparada às análises (figura não mostrada). Em termos de intensidade, a alta da Bolívia é similar às análises, enquanto o cavado do nordeste do Brasil é menos intenso.

Durante o inverno, os ventos em altos níveis sobre a América do Sul e oceanos adjacentes são bastante zonais, o que mostra outra característica importante do escoamento conhecida como jato subtropical de oeste (Palmén e Newton, 1969). Tanto no verão (**Figuras 3.8 a-d**) quanto no inverno (**Figuras 3.8 e-h**) o posicionamento, centrado em aproximadamente 35°S (45°S) no inverno (verão), e a intensidade do jato subtropical simulado (**Figuras 3.8 a e d**) são mais próximos da análise do ECMWF (**Figuras 3.8 b e e**), uma vez que no NCEP (**Figuras 3.8 c e f**) os ventos são mais fracos. No verão, a simulação ao sul de 30°S mostra uma área maior com ventos entre 30-35 ms⁻¹ e menor com ventos entre 35-40 ms⁻¹ do que as análises e, no inverno, uma área maior com ventos entre 35-40 ms⁻¹. A maior similaridade da intensidade do vento em 200 hPa entre o RegCM3 e o ECMWF é encontrada em todas estações do ano, como apresenta a **Tabela 3.2i** (apenas para dados sobre o oceano). Em cada estação do ano os ventos no NCEP são até 1,4 ms⁻¹ mais fracos do que no ECMWF. Ao longo do ano, as análises e a simulação mostram ventos mais fortes no inverno, provavelmente devido à maior intensidade da baroclinia em baixos níveis, e mais fracos no verão, quando diminui o gradiente norte-sul de temperatura no Hemisfério Sul.

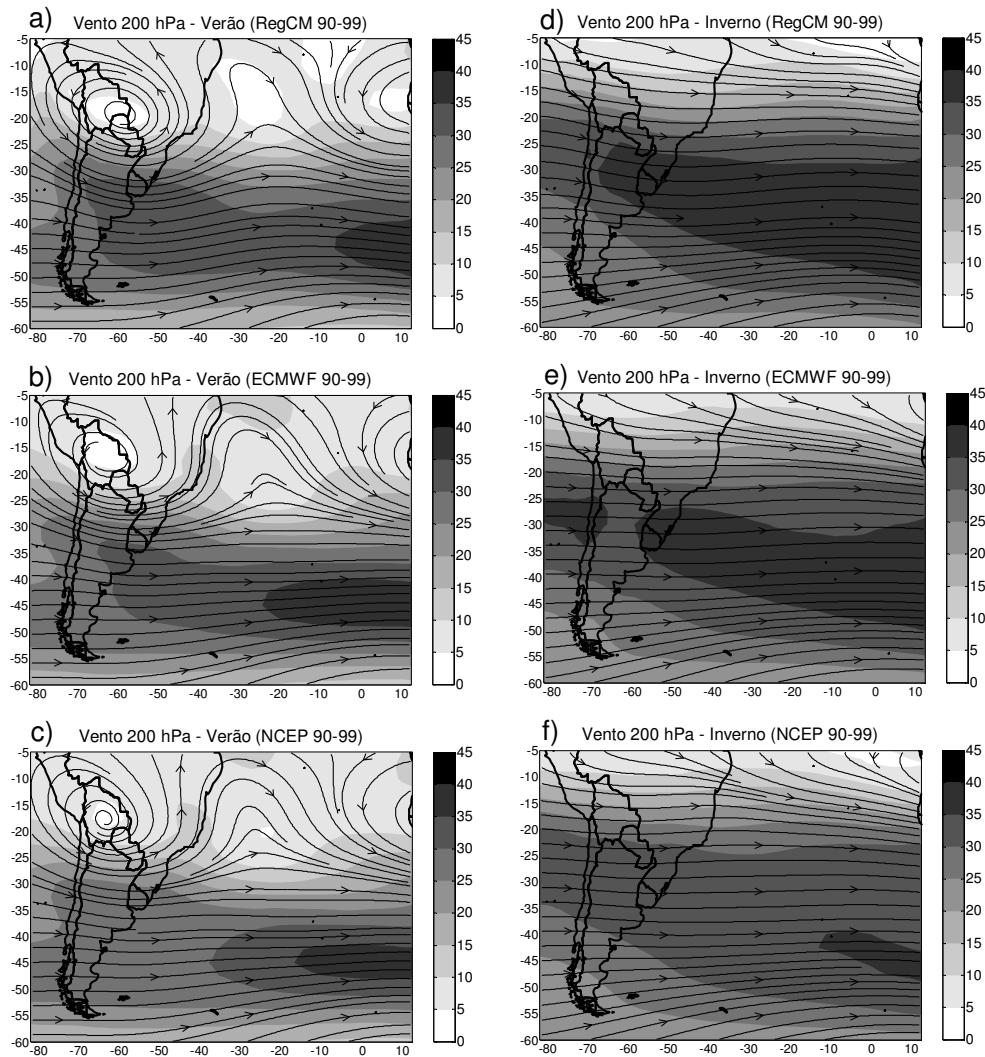


Figura 3.8 Média sazonal da intensidade (ms^{-1}) e direção do vento em 200 hPa simulado pelo RegCM3 e das análises do ECMWF e NCEP no verão (coluna esquerda) e no inverno (coluna direita).

3.4.2 Ciclo Anual

Temperatura do Ar a 2 m

O ciclo anual da temperatura do ar a 2 m de altura simulada sobre todo o Atlântico Sul e nos subdomínios (RG1, RG2 e RG3) segue o padrão registrado nas análises (**Figuras 3.9 a-d**), com menores temperaturas entre julho e setembro (inverno/primavera) e maiores entre fevereiro e março (verão/outono). Este ciclo anual é similar ao da TSM (figura não mostrada).

Nos três subdomínios (**Figuras 3.9 a-c**) é aparente ao longo de todo o ano que o RegCM3 é sistematicamente mais frio do que as análises (WHOI, ECMWF, NCEP) e os maiores erros médios são obtidos na RG1 (**Figura 3.9a**), que é o subdomínio mais ao norte dos três considerados. Como mostrou a **Figura 3.4**, o bias frio ao longo do ano é ainda maior ao norte de 25°S do que nos subdomínios (RG1, RG2 e RG3) se comparado ao NCEP e WHOI, e ligeiramente menor em relação ao ECMWF. Os resultados deste estudo indicam que a simulação de uma baixa atmosfera mais fria do que a observada não estaria associada à falta de transferência de energia do oceano para atmosfera, pois foi mostrado na **Figura 3.3** e **Tabela 3.2b** que a transferência de calor sensível na camada superficial, resolvida pelo esquema de Zeng (Zeng et al., 1998), é intensa durante todo o ano e maior do que a das três análises utilizadas na validação da simulação.

Ventos a 10 m

A **Figura 3.5** mostra que os ventos a 10 m de altura no Atlântico Sul são mais intensos no inverno. No entanto, próximo à costa sul/sudeste do Brasil, na RG1 (**Figura 3.9e**), as maiores velocidades são registradas no verão, o que concorda com a climatologia elaborada por Sugahara (2005) utilizando 7 anos (1985-1992) de análises do ECMWF. No verão, o ASAS encontra-se deslocado para sudoeste, comparado ao inverno, o que favorece a ocorrência de um gradiente de pressão leste-oeste entre o anticiclone sobre o oceano e a baixa térmica presente no interior do continente (entre o norte da Argentina e o sul da Bolívia), que intensifica a componente meridional geostrófica do vento, como também mostra o Atlas da ERA-40 (Kållberg et al., 2005). Outro mecanismo que pode contribuir para os ventos mais fortes, inclusive porque é possível notar a curvatura ciclônica no escoamento nesta área (**Figuras 3.5 a-d**), é o desenvolvimento de ciclones que na RG1 são mais freqüentes no verão e primavera (Sinclair, 1996; Sugahara, 2005; Reboita et al., 2005a). Na RG2 (**Figura 3.9f**), os ventos mais intensos no inverno resultariam da maior intensidade do escoamento no setor sul do ASAS e dos ventos de oeste (*westerlies*) como mostram as **Figuras 3.5 e-h**. Também na RG3 (**Figura 3.9g**), os ventos são mais intensos no inverno e tal intensificação pode estar associado à maior intensidade da zona baroclínica hemisférica nesta estação. Na RG3, os ventos apresentam máximo secundário na primavera. Considerando todo o Atlântico Sul (**Figura 3.9h**), a variabilidade mensal de intensidade do vento é pequena, embora se destaque um máximo em julho, provavelmente associado à intensificação do gradiente meridional de temperatura durante o inverno. O RegCM3 simulou a intensidade do vento nos subdomínios com ciclo anual similar ao das análises e velocidades intermediárias às análises do ECMWF e NCEP.

Precipitação

A **Figura 3.9** mostra que o ciclo anual de precipitação nos subdomínios (RG1, RG2 e RG3) é bastante diferente. As maiores taxas de precipitação são encontradas nos subtropicais (RG1) e diminuem em direção aos extratropicais (RG3), onde o ciclo anual possui menor amplitude. Na RG1 (**Figura 3.9i**) chove mais no verão, como resultado do estabelecimento da ZCAS (Kodama, 1992; Carvalho et al., 2004) e de sistemas de baixa pressão (Sinclair, 1996; Reboita et al., 2005a; Hoskins e Hodges, 2005), e menos no inverno (**Figura 9i**), quando a disponibilidade de umidade é pequena e quase toda precipitação resulta da passagem de frentes frias (Lemos e Calbete, 1996). A grande atividade frontal (Satyamurty e Mattos, 1989; Reboita et al., 2008) e ciclogênica (Gan e Rao, 1991; Sinclair, 1996; Reboita et al., 2005a; Hoskins e Hodges, 2005) na RG2 é responsável pelo aumento da chuva no outono e inverno, que diminui consideravelmente nos meses de primavera e verão (**Figura 3.9j**). Mais ao sul, na RG3 (**Figura 3.9k**), a sazonalidade na chuva é fraca, mas ligeiramente mais intensa entre o fim do verão e início do inverno, provavelmente controlada pela atividade transiente associada à baroclinia da atmosfera. O mesmo ciclo anual encontrado na RG3 se repete para todo o Atlântico Sul (**Figura 3.9l**), exceto por existir maior divergência entre as análises no mês com máxima precipitação. Enquanto no GPCP e ECMWF este máximo é encontrado em abril, no NCEP é em Junho. O estudo inter comparativo de Quartly et al. (2007) para as análises de precipitação do ECMWF, NCEP e GPCP sobre o Atlântico Sul também mostrou o atraso de dois meses no máximo de precipitação no NCEP, comparado às análises do ECMWF e GPCP, que foi atribuída à física do modelo do NCEP. Na simulação, o valor máximo de precipitação ($2,5 \text{ mm dia}^{-1}$) se repete nos meses de abril a junho.

Como mostram as **Figuras 3.9 i-j**, nos subdomínios RG1 e RG2, o RegCM3 subestima a taxa de precipitação mensal, embora identifique os meses de chuva mais intensa ou mais fraca. Entre as análises, a divergência no volume mensal de chuva nestes subdomínios também é grande. Nos subtropicais (RG1), as taxas de chuva mensal da análise do NCEP são maiores do que as do GPCP e ECMWF, praticamente durante todo ano, e nesta região os valores simulados pelo RegCM3 são mais próximos aos do ECMWF, que apresenta menor volume mensal de chuva (**Figura 3.9i**). Mais ao sul (RG2), a chuva mensal do GPCP supera a do NCEP e ECMWF, e a simulação apresenta um bias seco acentuado durante todo o ano. Ao longo do ano, a chuva nas RG1 e RG2 sofre grande influência do transporte de umidade associado ao JBN a leste dos Andes. A umidade transportada é importante para aumentar a precipitação nos sistemas frontais e ciclônicos que atuam América do Sul e, como mostrou a **Figura 3.7** e também Fernandez et al. (2006),

o RegCM3 subestima a intensidade do JBN e, assim, é provável que subestime o transporte de umidade dos trópicos para os subtropicais, com conseqüente redução da chuva mensal.

Nos extratropicais (RG3) existe uma maior concordância no volume de chuva mensal entre as análises do NCEP e ECMWF, enquanto a cada mês o GPCP superestima ambas as análises (**Figura 3.9k**). Neste subdomínio, o volume mensal de chuva simulada pelo RegCM3 é mais próximo das análises do NCEP e ECMWF. Quando se considera todo o Atlântico Sul (**Figura 3.9i**), o RegCM3 é mais úmido do que o ECMWF durante todo o ano e com valores intermediários ao NCEP e GPCP.

Fluxos de Calor Latente e Sensível

As maiores médias mensais da TSM, em todos os setores do Atlântico Sul (figura não mostrada), ocorrem entre janeiro e maio, implicando assim em maiores médias também para a umidade específica de saturação (q_s). Como mostram as **Figuras 3.11 a-d**, tanto nos subdomínios como em todo Atlântico Sul, os gradientes verticais de umidade específica são também mais intensos nesta época do ano. Gradientes verticais mais intensos, por sua vez, contribuem em grande parte para intensificar a transferência de calor latente do oceano para a atmosfera (mecanismo 1), já que a velocidade do vento entre janeiro e maio é relativamente mais fraca (**Figuras 3.9 f-h**). Entre junho e dezembro, como a TSM é mais fria, os gradientes verticais de umidade são menores sendo, portanto, o fator vento o mais importante para transferir energia via calor latente do oceano para atmosfera (mecanismo 2). Entretanto, nesta época do ano, as massas de ar frio polares que cruzam o Atlântico são mais secas do que no verão, não permitindo redução acentuada do gradiente vertical de umidade específica (**Figuras 3.11 a-d**). Estes gradientes, juntamente com os ventos mais intensos (**Figuras 3.9 e-h**), mantém a transferência de calor latente para a atmosfera ligeiramente mais intensa no outono e inverno quando se considera tanto os extratropicais (RG3, **Figura 3.10c**) como todo Atlântico Sul (**Figura 3.10d**).

Regionalmente, existem diferenças no ciclo anual dos fluxos de calor latente. Por exemplo, na RG1 (**Figura 3.10a**) os fluxos são maiores entre março e junho (outono e início de inverno), pois prevalece o mecanismo 1 na transferência de calor latente do oceano para atmosfera, ou seja, maior contribuição dos gradientes verticais de umidade específica (**Figura 3.11a**), já que os ventos são relativamente fracos nesta época do ano (**Figura 3.10e**). Entre as RG1 e RG3, passando pelos subtropicais (RG2), nota-se mudança no predomínio do mecanismo 1 (RG1) para o mecanismo 2 (RG3), com conseqüente deslocamento do máximo dos fluxos de calor latente de março-junho (RG1) para maio-julho (RG3). Na RG2 (**Figura 3.10b**), a maior transferência de calor latente para a atmosfera ocorre no outono, embora seja aparente um pico pronunciado em junho. Ciclo anual

semelhante foi também identificado por Wainer et al. (2003) ao avaliarem os fluxos das análises do NCEP em um ponto (40°S e 50°W) dentro da RG2. O ciclo anual dos fluxos de calor latente para todo o Atlântico Sul apresenta também maior intensidade entre maio-junho e maior e menor amplitude do que a RG3 e RG1, respectivamente.

O RegCM3 simula adequadamente o ciclo anual de fluxos de calor latente em todas as regiões investigadas e, ao longo de todo ano nas RG1 e RG2 (**Figuras 3.10 a-b**), transfere maior (menor) quantidade de energia para a atmosfera do que o WHOI (NCEP). Na RG3 e Atlântico Sul, o ciclo anual e intensidade dos fluxos de calor latente simulados são mais próximos do WHOI do que do NCEP e ECMWF. A maior diferença entre simulação e análises é encontrada entre janeiro e abril na RG1, quando o modelo superestima os fluxos registrados nas análises (**Figura 3.10a**). Como neste período o RegCM3 não superestima a intensidade do vento (**Figura 3.9e**) e nem os gradientes verticais de umidade (**Figura 3.11e**), uma possível explicação para esta diferença seria a física interna da parametrização de Zeng, provavelmente a maior intensidade do coeficiente de arrasto.

É interessante ressaltar que no NCEP os gradientes verticais de umidade específica (**Figuras 3.11 a-d**) são sempre menores do que no ECMWF, entretanto os fluxos de calor latente (**Figuras 3.10 a-d**) são sempre maiores. Isto pode ser devido a maior intensidade dos ventos a 10 m de altura no NCEP e também a influência do algoritmo que estima os fluxos, pois de acordo com Sun et al. (2003) quando os fluxos de calor latente do NCEP são determinados com o algoritmo COARE tem-se uma redução desta superestimativa. O maior gradiente vertical de umidade específica no ECMWF é associado ao bias seco (**Tabela 3.2e**) desta análise sobre o Atlântico Sul. Resultado semelhante foi obtido por Yu et al. (2004a) considerando todo o oceano Atlântico.

Independente do subdomínio (RG1, RG2 e RG3) ou então em todo o Atlântico Sul, as análises mostram que o ciclo anual dos fluxos de calor sensível tem máximo em junho e mínimo nos meses de verão (**Figuras 3.10 e-h**) e, embora o RegCM3 superestime a intensidade destes fluxos, o mesmo simula a evolução anual muito semelhante à observada. Esta semelhança reflete-se na correlação para o ciclo anual simulado e observado, que varia entre 0,70 (pior correlação entre RegCM3 e WHOI na RG1) e 0,95 (melhor correlação entre RegCM3 e ECMWF na RG3). Como mostram as **Figuras 3.11 e-h** e como também obtido por Reboita et al. (2005b), durante todo o ano os gradientes verticais de temperatura simulados pelo RegCM3 são muito mais intensos do que os das análises (ECMWF, NCEP e WHOI) e isto está associado ao bias frio na temperatura do ar na baixa atmosfera, já que os valores de TSM utilizados na simulação são muito próximos aos das análises (**Tabela 3.2c**). A superestimativa dos fluxos de calor sensível é maior nos subtropicais (RG1, **Figura 3.10e**) e diminui em direção aos extratropicais (RG3, **Figura 3.10g**), acompanhando a redução do gradiente vertical de temperatura. Na RG3, o NCEP mostra maior transferência de calor

sensível da atmosfera para o oceano nos meses mais quentes do ano do que as demais análises e também do que a simulação do RegCM3.

Em todas as regiões (**Figuras 3.11 e-h**), a transferência de energia via calor sensível é máxima em junho e mínima nos meses mais quentes do ano, quando também diminuem os gradientes verticais de temperatura (**Figuras 3.11 e-h**). Estes fluxos são maximizados nos meses mais frios do ano em função da maior capacidade térmica dos oceanos, comparada à dos continentes. No inverno, o oceano encontra-se relativamente quente e a atmosfera fria, o que intensifica o gradiente vertical de temperatura (**Figuras 3.11 e-h**) e, conseqüentemente, os fluxos verticais de calor sensível (**Figuras 3.10 e-h**). Outro fator que influencia a transferência de calor sensível é a intensidade do vento, mas, como mostram as **Figuras 3.9 e-h** parece que este fator contribui menos à sazonalidade dos fluxos de calor sensível (**Figuras 10 e-h**) do que os gradientes verticais de temperatura (**Figuras 3.11 e-h**), pois na RG1 os ventos mais intensos são observados no verão, associados ao gradiente leste-oeste de pressão entre a baixa térmica no continente e o ASAS, e considerando todo Atlântico Sul a intensidade dos ventos muda pouco mês-a-mês (**Figura 3.9h**).

As comparações realizadas aqui possuem similaridades com outros estudos. Por exemplo, White (2001) e Wainer et al. (2003) observaram que os fluxos de calor latente do NCEP no Atlântico Sul são mais intensos do que os obtidos de outras fontes. Kalnay et al. (1996) ressaltam que os fluxos de calor latente e sensível fornecidos pelo NCEP devem ser usados com cautela, pois são completamente determinados pelo modelo. Entretanto, a comparação desses com observações e outras climatologias determinadas por modelos mostram, geralmente, certa semelhança.

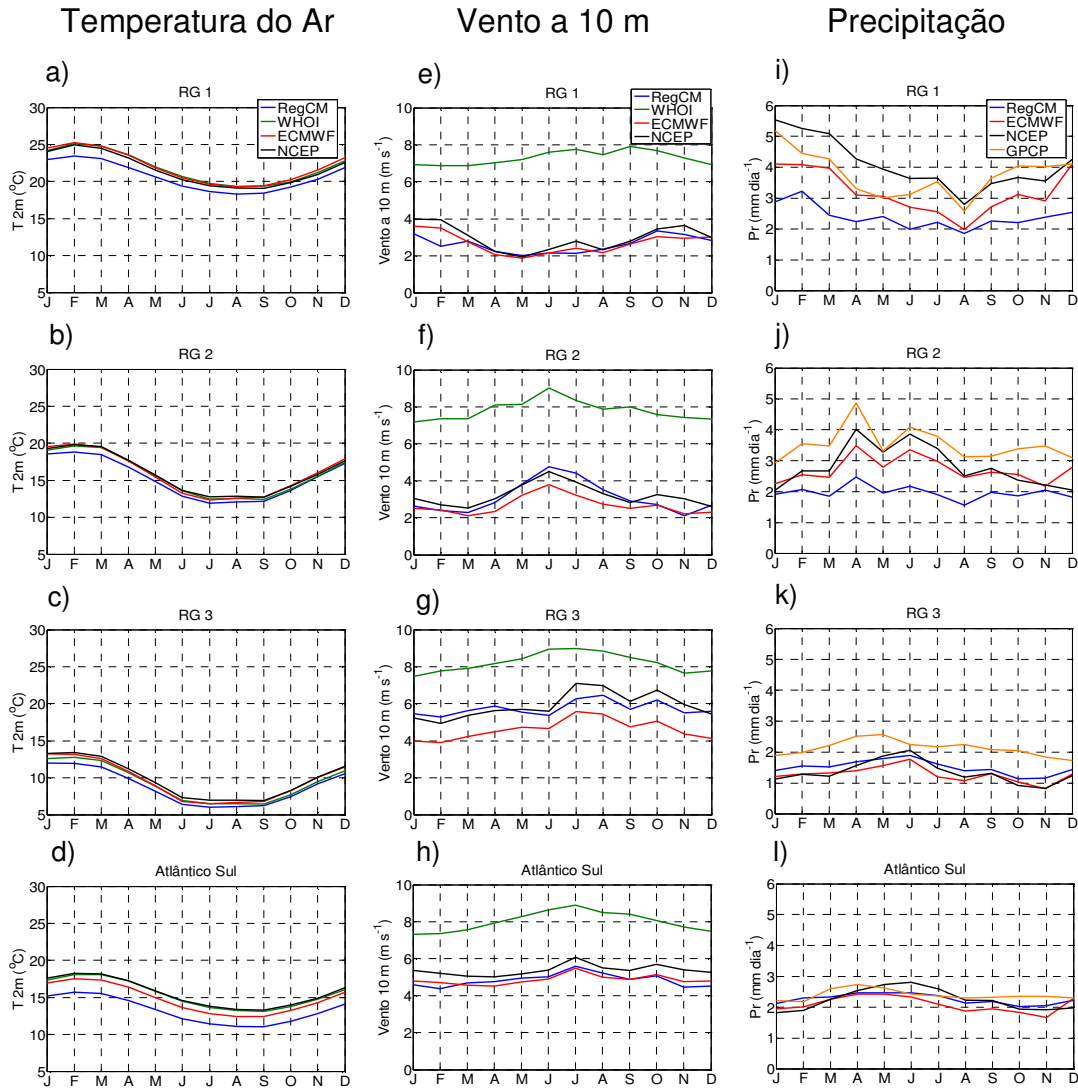


Figura 3.9 Média mensal da temperatura do ar a 2 m de altura (T2m – coluna esquerda), da intensidade do vento a 10 m (coluna central) e da precipitação (Pr – coluna esquerda) simuladas pelo RegCM3 (linha azul) e das análises do WHOI (linha verde), ECMWF (linha vermelha) e NCEP (linha preta) para as regiões indicadas na **Figura 3.1** no período de 1990 a 1999.

Fluxo de Calor Latente

Fluxo de Calor Sensível

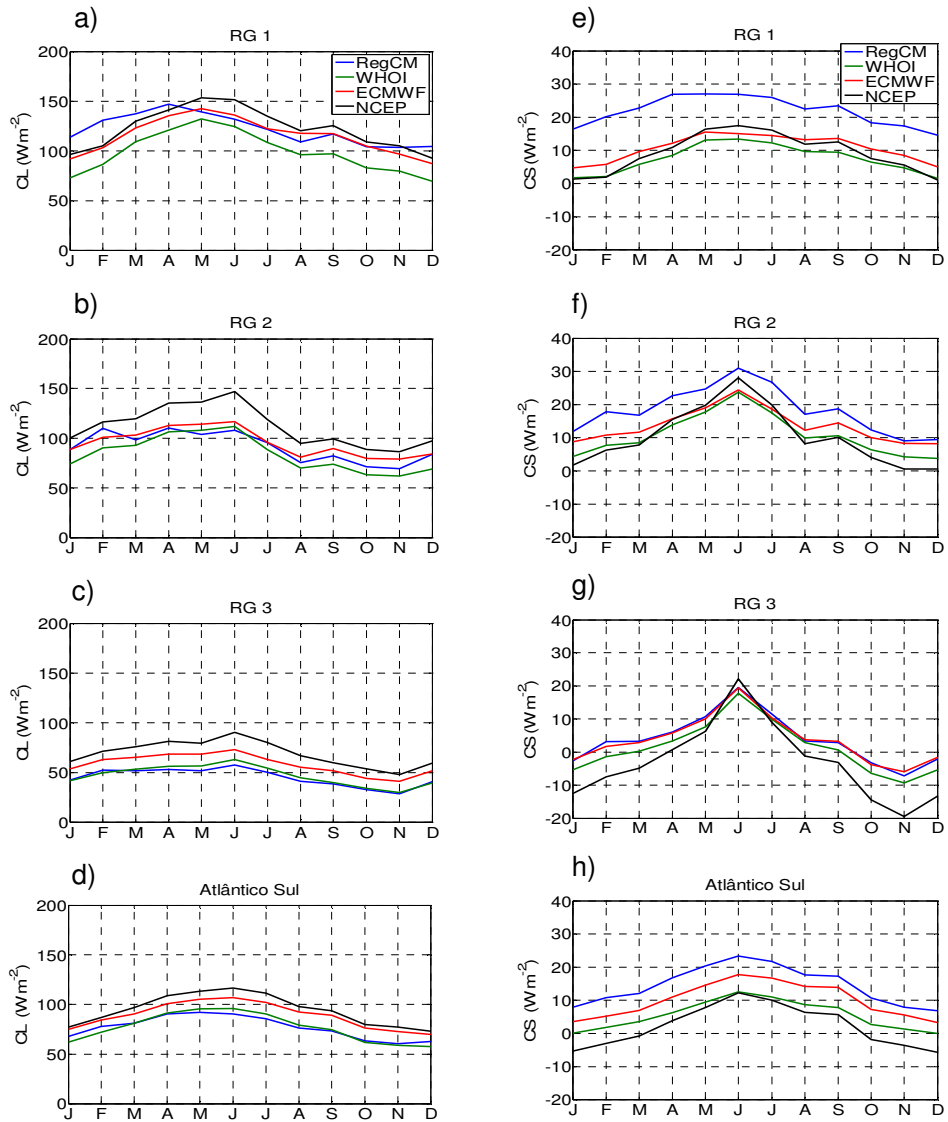


Figura 3.10 Similar à Figura 3.9, porém para os fluxos de calor latente (coluna esquerda) e sensível (coluna direita).

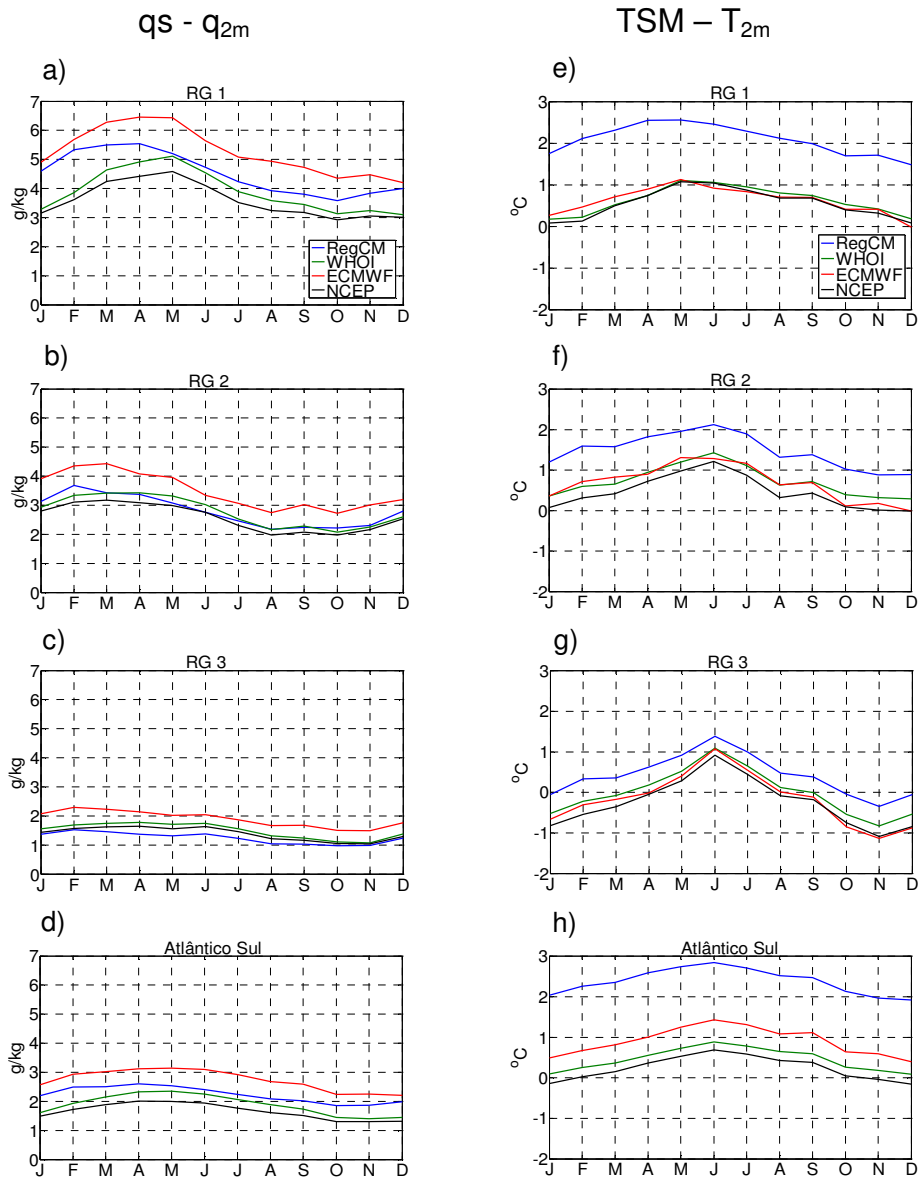


Figura 3.11 Similar à Figura 3.9, porém para os gradientes verticais de umidade específica (coluna esquerda) e de temperatura do ar (coluna direita). Para o gradiente vertical de umidade específica tem-se a diferença entre a umidade específica de saturação (q_s) e a umidade específica a 2 m (q_{2m}), enquanto que para o gradiente vertical de temperatura do ar tem-se a diferença entre a TSM e a temperatura do ar a 2 m (T_{2m}).

3.5 Conclusões Parciais

Este capítulo apresentou uma validação da climatologia simulada pelo RegCM3 sobre o oceano Atlântico Sul no período de 1990 a 1999. As climatologias sazonal e mensal simuladas foram comparadas com as das análises do ECMWF, NCEP, WHOI e GPCP, sendo esta última somente para a precipitação.

Foi observado que as análises do NCEP e ECMWF apresentam algumas diferenças entre si que podem ser decorrentes de dados obtidos de diferentes fontes, métodos de assimilação destes dados e pela própria física dos modelos (Quartly et al., 2007). Estas análises também apresentam alguns desvios quando comparadas a dados medidos diretamente, por exemplo, um bias seco principalmente em direção aos trópicos (Sun et al., 2003 e Yu et al., 2004). Para reduzir a deficiência das análises e fornecer um conjunto de dados mais próximo da atmosfera real, a fim de ser utilizado na determinação dos fluxos turbulentos de superfície, o WHOI combina as análises resultantes dos modelos do NCEP/R-2 e ECMWF/ERA-40 no oceano Atlântico com informações de satélite (Yu et al., 2004a). Na média anual, os fluxos de superfície obtidos pelo WHOI são consistentes em estrutura e amplitude com dados observados (Yu et al., 2004a). Com relação aos dados do GPCP, estes não podem ser assumidos como quantitativamente corretos, mas sim como representativos da distribuição espacial da precipitação, já que são baseados em estimativas de satélite (Quartly et al., 2007). Uma vez que cada conjunto de dados tem suas deficiências, tinha-se como interesse avaliar quanto a simulação concordava em padrão sazonal e mensal com estes dados e se não possuía valores discrepantes em amplitude.

Em geral, o RegCM3 simulou o padrão espacial sazonal das variáveis similar ao observado nas análises, porém apresentou diferenças em termos de intensidade, principalmente em relação à velocidade do vento no WHOI, que mostrou grande superestimativa em relação às outras análises; esta variável do WHOI provavelmente foi disponibilizada com algum bias erroneamente. O modelo simulou os fluxos de calor latente similares à análise do WHOI e menos intensos que os das análises do ECMWF e NCEP. Essa diferença não pode ser atribuída como um erro de simulação, pois os fluxos mais intensos no ECMWF decorrem de um bias seco na umidade específica desta análise. Já no caso do NCEP, embora não subestime a umidade específica, os fluxos mais intensos devem-se provavelmente à maior magnitude do vento e ao algoritmo utilizado na determinação dos fluxos. Com relação aos fluxos de calor sensível, o modelo mostrou, comparado às análises, uma superestimativa principalmente em direção às latitudes mais baixas do domínio. De acordo com Reboita et al. (2005b), esta superestimativa é decorrente dos fortes gradientes verticais de temperatura do ar na camada superficial em função do bias frio do modelo ($\sim 2^{\circ}\text{C}$). Conforme observado por outros autores (Cuadra, 2005; Rocha,

2005; Fernandez et al., 2006), o bias frio na temperatura do ar pode ser decorrente do esquema convectivo de Grell, pois as correntes descendentes neste esquema transportam ar mais frio da média troposfera para baixos níveis. Isso, portanto, ajudaria a explicar o maior bias frio no setor norte do domínio, região onde há maior atividade convectiva.

O RegCM3 representou as principais características da circulação atmosférica em baixos níveis no Atlântico Sul e América do Sul que são o ASAS e o JBN a leste dos Andes, respectivamente. O modelo simulou o ASAS, tanto a 10 m de altura quanto em 850 hPa, com posição similar ao registrado nas análises, porém com ventos menos intensos. No nível de 10 m, considerando todo o Atlântico Sul, a variação sazonal da intensidade do vento simulada é pequena, apresentando ventos ligeiramente mais fortes no inverno que nas demais estações, resultado que concorda com as análises. Além disso, a velocidade do vento simulada foi muito próxima da análise do ECMWF e inferior à análise do NCEP. O JBN a leste dos Andes simulado em 850 hPa apresentou ventos menos intensos do que nas análises, tanto no verão quanto no inverno, sendo que no verão ainda mostrou um deslocamento do núcleo de ventos intensos para norte. Resultado similar foi encontrado por Fernandez et al. (2006). Estes autores também mostraram que a menor intensidade do JBN simulado pelo RegCM3 pode estar relacionada à simulação dos ventos alísios também com menor intensidade do que nas análises. Considerando todo o Atlântico Sul, os ventos em 850 hPa simulados foram mais fracos do que nas análises e com menor bias em relação ao ECMWF.

O RegCM3 subestimou a chuva na parte oceânica da ZCAS no verão e, de acordo com Fernandez et al. (2006) e com os resultados do presente estudo, isto se deve à menor intensidade do JBN a leste dos Andes, o que reduziria o transporte de umidade dos trópicos para os subtropicais. Embora a simulação da precipitação tenha apresentado um bias negativo na região da ZCAS, no centro-sul do domínio, mostrou um máximo que não era visível nas análises do ECMWF e NCEP, mas que concordava com o GPCP. Isto foi um bom resultado, uma vez que dados derivados de observações de satélite conseguem representar a distribuição espacial da chuva. No inverno, a região com maior precipitação foi observada sobre a parte central do Atlântico Sul nas análises e pouco deslocada para leste no RegCM3.

Em altos níveis, a simulação da alta da Bolívia teve sua posição deslocada para sudeste, se comparada às análises do ECMWF e NCEP, que deve ser consequência da chuva mais intensa na região amazônica aparecer deslocada para sul na simulação, quando comparada às análises. Já o cavado do nordeste do Brasil teve posição similar às análises. Em termos de intensidade, o modelo simulou a alta da Bolívia similar às análises, enquanto o cavado do nordeste do Brasil menos intenso. Com relação ao jato subtropical, o RegCM3

simulou a posição deste sistema similar às análises, mas com intensidade maior do que no NCEP e menor do que no ECMWF no verão e mais forte do que nestas no inverno.

A **Tabela 3.3** mostra uma síntese dos resultados da climatologia anual simulada, ou seja, para cada variável ou sistema analisado é mencionado se o modelo conseguiu reproduzir o padrão espacial e a intensidade observadas nas reanálises.

Tabela 3.3 Síntese dos resultados da climatologia anual simulada em relação às análises do WHOI, ECMWF, NCEP e GPCP.

VARIÁVEL OU SISTEMA SIMULADO	EM RELAÇÃO ÀS REANÁLISES	
	PADRÃO ESPACIAL	INTENSIDADE
Fluxos de Calor Latente	similar, exceto no setor norte do domínio	ligeiramente subestimada
Fluxos de Calor Sensível	similar	superestimada
Temperatura do Ar a 2 m	similar, exceto no setor norte do domínio	subestimada
Umidade Específica a 2 m	similar, exceto no setor norte do domínio	superestima a do ECMWF e subestima a do WHOI e NCEP
Precipitação	similar	subestimada na parte oceânica da ZCAS no verão
ASAS a 10 m de altura e em 850 hPa	similar	subestimada
JBN em 850 hPa	deslocado para norte no verão e sem configuração no inverno	subestimada
Alta da Bolívia	deslocada para sudeste	similar
Cavado do Nordeste do Brasil	similar	subestimada
Jato Subtropical	similar	superestimada

A avaliação do ciclo anual das variáveis simuladas mostrou boa concordância em padrão com as análises, até mesmo a simulação da precipitação, porém algumas diferenças foram notadas em intensidade. Entretanto, tais diferenças que eram mais acentuadas no setor norte do domínio (RG1) diminuíram em direção aos extratropicais (RG3). A região localizada em latitudes mais baixas, por ter maior atividade convectiva, contribui para o maior bias na temperatura do ar que, por sua vez, favorece gradientes verticais de temperatura mais intensos e, conseqüentemente, maiores fluxos de calor sensível direcionados para a atmosfera. Isto mostra que o bias numa variável no setor subtropical do domínio desencadeia o viés em outras.

Embora as condições iniciais e de fronteira empregadas na simulação tenham sido a análise do NCEP, o modelo não tendeu a ter resultados mais similares a esta, pois dependendo da variável analisada, ora tinha mais similaridade com uma análise ora com

outra. Isto mostra que as condições de fronteira não afetaram a física interna do modelo, uma vez que o domínio escolhido foi grande o suficiente para permitir o desenvolvimento das circulações de mesoescala e incluir forçantes relevantes, como os Andes.

Os resultados mostraram que o RegCM3 é capaz de simular as características climatológicas médias no Atlântico Sul, onde se destaca sua boa performance em regiões extratropicais.

CAPÍTULO 4

Climatologia de Ciclones no Atlântico Sul

No **Capítulo 3** foi mostrado que, em termos climatológicos, o RegCM3 simula satisfatoriamente as características regionais da circulação atmosférica sobre o Atlântico Sul e a América do Sul. Este resultado estimula a investigação da performance do modelo em reproduzir os ciclones extratropicais no Atlântico Sul. Assim, neste capítulo é apresentada a climatologia destes sistemas obtida da simulação e com a reanálise do projeto R-2 do NCEP e a comparação entre ambas. Esta avaliação climatológica é importante em três aspectos: 1) é uma forma eficiente de avaliar o *skill* do modelo, uma vez que está sendo considerado um sistema sinótico que interage com diferentes escalas de tempo e espaço (Sinclair e Watterson, 1999); 2) permite identificar as regiões favoráveis à gênese de ciclones e 3) conhecendo as habilidades e deficiências do modelo na reprodução de uma climatologia do presente torna-se mais fácil interpretar os resultados de simulações do clima futuro que venham a ser realizadas.

Inicialmente será apresentada a metodologia usada neste capítulo, que inclui a descrição do esquema automático de identificação e rastreamento de ciclones, bem como dos procedimentos para análise dos resultados. Na seqüência, são mostrados os resultados das climatologias de ciclones extratropicais sobre o Atlântico Sul, no período de 1990 a 1999, obtidas a partir dos dados simulados e com os da reanálise do NCEP.

4.1 Metodologia

4.1.1 Algoritmo de Identificação e Rastreamento (*Tracking*) de Ciclones

O algoritmo usado para identificar e rastrear os ciclones extratropicais foi inicialmente desenvolvido por Sugahara (2000) e, após, adaptado para ser empregado no presente estudo. Este esquema numérico possui metodologias semelhantes às de Sinclair (1994, 1995 e 1997) e identifica os ciclones através de mínimos de vorticidade relativa próximos à superfície. De acordo com Sinclair (1994), a utilização da vorticidade relativa apresenta vantagens na identificação dos ciclones quando comparada à pressão atmosférica. Como a vorticidade é uma medida da rotação de um fluido, pode identificar mais corretamente os sistemas ciclônicos. Além disso, o uso da vorticidade pode eliminar problemas comuns dos algoritmos que utilizam mínimos de pressão, tal como o menor número de sistemas identificados nas latitudes médias. Nesta região, os intensos gradientes meridionais de pressão sobrepostos aos sistemas ciclônicos transientes, muitas vezes faz com que estes não apresentem isóbaras fechadas e, conseqüentemente, uma depressão no campo de dados, o que impede a identificação pelos procedimentos automáticos baseados na pressão atmosférica (Murray e Simmonds, 1991a; Sinclair, 1994; Hoskins e Hodges, 2005). Segundo Sinclair (1994), a vorticidade relativa também apresenta algumas desvantagens: é sensível a erros de análise (medidas errôneas das componentes horizontais do vento acarretam erros no campo da vorticidade); a intensidade da vorticidade é dependente da resolução horizontal dos dados; e tendência a incluir zonas de cisalhamento alongadas que não são associadas a uma estrutura ciclônica típica. Maiores detalhes sobre as vantagens e desvantagens do uso da vorticidade relativa em esquemas numéricos são apresentados no **Capítulo 2 (seção 2.4)**.

No algoritmo usado neste estudo, os ciclones foram identificados no campo de vorticidade do vento a 10 m de altura, calculado através da equação:

$$\zeta_{10} = \frac{\partial v_{10}}{\partial x} - \frac{\partial u_{10}}{\partial y} \quad (4.1)$$

que é resolvida numericamente com método de diferenças finitas centradas no espaço, sendo $\partial x = a \cos(\varphi) \partial \lambda$, $\partial y = \partial \varphi$ e a , φ e λ , o raio médio da Terra (6370 km), a latitude e a longitude em radianos, respectivamente.

Antes de iniciar o rastreamento dos ciclones, o campo da vorticidade é suavizado com o método de Cressman (Cressman, 1959; Sinclair, 1997), que tende a eliminar os centros espúrios de vorticidade e a reduzir a característica ruidosa de zonas de cisalhamento alongadas (Sinclair, 1997). Um exemplo dos resultados obtidos com o método citado é dado na **Figura 4.1**. Nesta, pode-se observar que o campo suavizado (**Figura 4.1b**) possui o mesmo padrão do original (**Figura 4.1a**), mas sem incluir aspectos ruidosos. Se o campo da vorticidade original fosse utilizado no algoritmo de *tracking*, este iria identificar além do sistema localizado em 36,5°S e 45°W, um sistema secundário em ~44°S e 30°W, associado a uma zona de cisalhamento alongada, que não é considerado como um ciclone típico teoricamente.

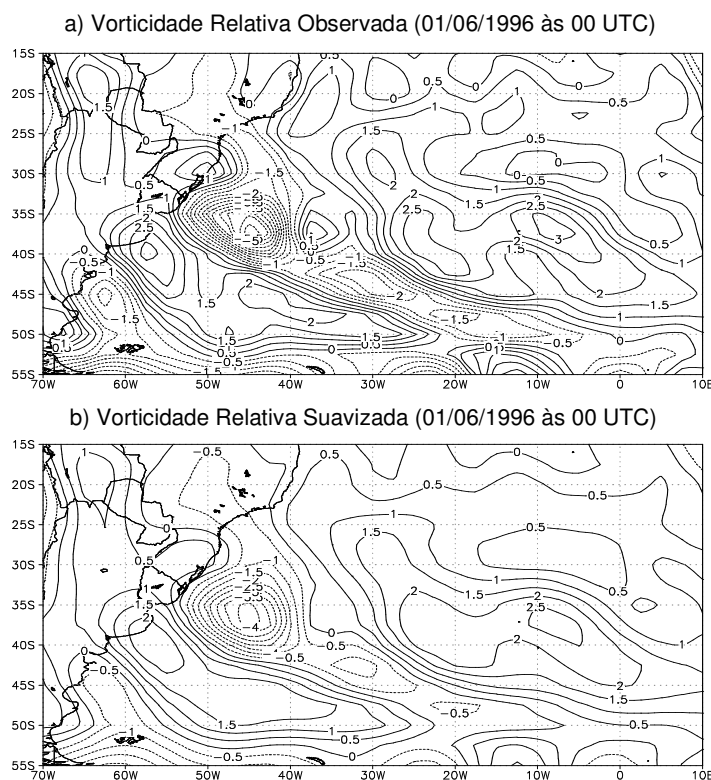


Figura 4.1 Exemplo ilustrativo de um campo de vorticidade relativa a 10 m de altura da reanálise do NCEP, no dia 01/06/1996 às 00 UTC, antes (a) e após (b) a suavização. O intervalo das isolinhas é de $0,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$.

O processo de identificação e rastreamento dos ciclones envolve basicamente três etapas: 1) identificação do mínimo de vorticidade, 2) localização da posição após o primeiro deslocamento e 3) busca pelas posições seguintes.

Na primeira etapa, os mínimos de vorticidade são identificados através do método do vizinho mais próximo (*nearest-neighbor search*), que é simplesmente a comparação da vorticidade em cada ponto de grade com a dos pontos mais próximos. Um ponto de grade é considerado centro do ciclone se apresentar vorticidade menor do que a dos pontos vizinhos e menor ou igual a um limiar pré-estabelecido. Na seqüência, o algoritmo corrige a posição do centro do ciclone ao fazer uma nova procura do mínimo de ζ_{10} , mas agora no campo de ζ_{10} , que é interpolado ao redor deste centro para uma grade de alta resolução através de uma função polinomial bi-cúbica. Na busca do mínimo na grade de alta resolução não é considerado nenhum limiar de vorticidade. A diferença da posição do centro do ciclone entre as grades de baixa e alta resolução pode exceder a 100 km (Sugahara, 2000), por isso a posição corrigida do ciclone neste estudo foi procurada num raio de ~250 km. A **Figura 4.2** é uma representação ilustrativa da posição do centro de um sistema identificado na grade de baixa ($2,5^\circ \times 2,5^\circ$) e alta resolução ($0,27778^\circ \times 0,27778^\circ$). Uma vez que o centro do ciclone é localizado na grade de baixa resolução no ponto com coordenadas $37,5^\circ\text{S}$ e 45°W , representado por X na **Figura 4.2**, é construída uma grade de alta resolução ao redor do mesmo, cuja área é indicada na figura por um quadrado pontilhado. Com este procedimento, a posição do centro do ciclone é corrigida, localizando-se em $36,5^\circ\text{S}$ e 45°W , representada na figura por +.

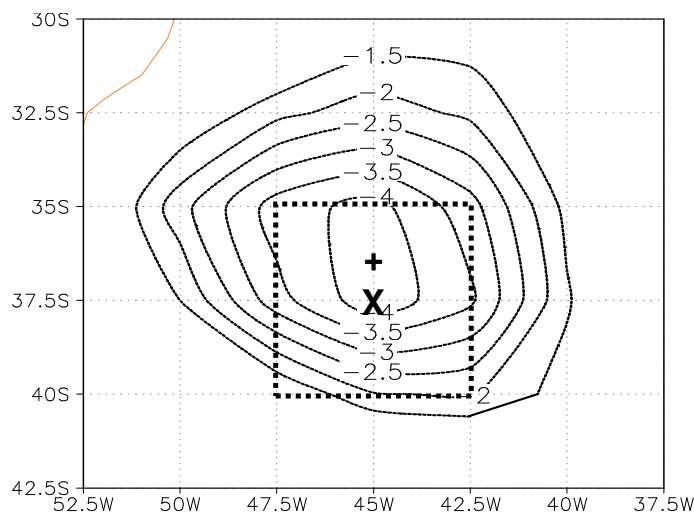


Figura 4.2 Posição do centro de um ciclone identificada na grade de baixa (X) e alta resolução (+). Na figura, a área da grade de alta resolução é indicada por um quadrado pontilhado. A figura trata-se de um sistema observado dia 01/06/1996 às 00 UTC na reanálise do NCEP.

A trajetória de um ciclone é definida como uma seqüência de posições no tempo $\{x(t),y(t)\}$, já sua duração é contada a partir da identificação do primeiro mínimo de vorticidade relativa até o desaparecimento deste. Blender e Schubert (2000) mencionam que o principal problema no rastreamento dos ciclones está associado à ocorrência de mais de um sistema (mínimo de vorticidade) dentro da região de busca, o que dificulta a correta conexão da trajetória destes sistemas. Para determinar a trajetória dos ciclones, no presente algoritmo, são consideradas duas etapas: a localização da posição do mínimo de vorticidade no tempo posterior a primeira identificação, ou seja, após o primeiro deslocamento e a busca pelas posições nos tempos posteriores, denominadas inicialmente de etapas 2 e 3, respectivamente. Na etapa 2, a posição do mínimo de ζ_{10} identificada pela primeira vez na grade de baixa resolução é transferida para a grade do tempo posterior (também de baixa resolução), como um referencial para a busca da nova posição através dos procedimentos descritos na etapa 1. Uma vez conhecida a posição de um sistema em dois tempos consecutivos é possível determinar a sua velocidade de deslocamento. Esta velocidade será empregada na etapa 3 (busca pelas posições seguintes) como uma estimativa inicial (*first guess*) da posição do sistema no tempo futuro. Ao saber aproximadamente a nova posição do ciclone, o algoritmo repete os procedimentos iniciais: busca da posição do mínimo de ζ_{10} ao redor dos pontos vizinhos e correção da posição na grade de alta resolução. As demais posições futuras são calculadas a partir da estimativa da velocidade de deslocamento do sistema sempre entre os dois últimos intervalos de tempo consecutivos. Um ciclone deixa de existir quando sua vorticidade excede ao limiar pré-estabelecido ou quando a duração ultrapassa um número máximo de tempos previamente especificado ao algoritmo. A **Figura 4.3** resume as três etapas envolvidas na identificação e rastreamento dos ciclones.

Uma vez rastreados todos os mínimos identificados no primeiro tempo do conjunto de dados (rastreamento R1 - **Figura 4.3**) o algoritmo passa a identificar os mínimos no segundo passo de tempo e a rastreá-los (rastreamento R2 - **Figura 4.3**); e assim sucessivamente. Com este método, o algoritmo rastreia repetidamente os sistemas, mas as trajetórias similares são eliminadas com o uso de um sistema de filtragem. O filtro identifica o período de uma trajetória (a data de início e término) para compará-la com as trajetórias seguintes dentro deste mesmo intervalo temporal. As trajetórias que tiverem no mínimo três posições (em seqüência) iguais a em comparação serão consideradas como seguimentos desta e, portanto, serão denominadas de sistemas velhos; caso contrário de sistemas novos. O número de 3 trajetórias é definido para um algoritmo que utilize dados com resolução temporal de 6 horas e considere como ciclones os mínimos de ζ_{10} que apresentarem tempo de vida mínimo de 24 horas, ou seja, 5 passos de tempo.

Algumas vezes, dois sistemas que se iniciaram em locais distintos, mas em datas próximas, podem se unir em algum ponto de suas trajetórias e, com isso, passam a ter posições similares durante parte dos seus tempos de vida. Neste caso, para o filtro não eliminar o que nasceu por último é verificado se o mesmo tem no mínimo cinco posições diferentes antes de apresentar as posições coincidentes com o primeiro sistema. Caso isto ocorra o sistema não é desprezado pela filtragem.

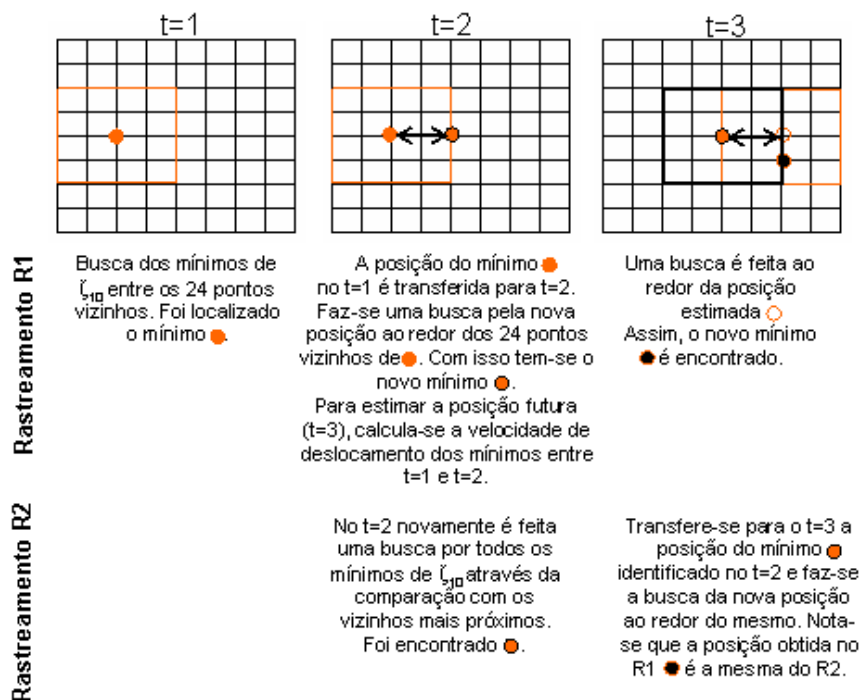


Figura 4.3 Representação ilustrativa das etapas de identificação e rastreamento dos ciclones considerando um campo de vorticidade com resolução horizontal de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ de latitude por longitude (dados com outra resolução horizontal necessitam de estudos investigativos para determinar o número de pontos de grade necessários para utilizar o método do vizinho mais próximo). Ressalta-se que o procedimento de correção da posição do centro do sistema não é indicado na figura porque o mesmo não é utilizado nas etapas do *tracking*.

É importante mencionar que os dados fornecidos ao algoritmo não devem corresponder exatamente ao domínio que se deseja rastrear os sistemas, ou seja, o conjunto de dados deve possuir dois pontos de grade a mais em todos os lados do domínio. A borda mais externa deste conjunto é perdida no cálculo da vorticidade relativa. Já os pontos de grade representativos da borda anterior à mais externa não são incluídos na procura dos mínimos de vorticidade pelo método do vizinho mais próximo, porque se um mínimo correspondesse a algum destes pontos seria necessária uma borda externa a esta

para computar a interpolação da vorticidade para a busca da posição corrigida do centro do sistema. Quando os pontos de grade da borda anterior à mais externa são inclusos na construção da grade de alta resolução, os dados interpolados entre estes e os pontos vizinhos não são considerados na busca da posição corrigida do sistema.

O resultado final do algoritmo mostra a data de ocorrência das ciclogêneses, a posição (latitude e longitude) destes sistemas em cada passo de tempo e a respectiva vorticidade relativa a 10 m de altura e pressão ao nível médio do mar.

4.1.2 Métodos de Análise

A identificação das ciclogêneses neste estudo é baseada na vorticidade relativa a 10 m de altura, porém a pressão atmosférica ao nível médio do mar (PNMM) também é fornecida ao algoritmo, o qual informa o valor desta no ponto de grade em que encontra o mínimo de vorticidade relativa.

O campo de vento a 10 m de altura com resolução temporal de 6 horas do NCEP e do RegCM3 originalmente encontram-se em uma grade gaussiana e em projeção Mercator, respectivamente. Para o *tracking* de ciclones, ambos campos foram interpolados para uma grade regular de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ utilizando a técnica de interpolação bi-linear. Como o RegCM3 só fornece a pressão na superfície, ainda foi necessário, antes da interpolação bi-linear, reduzi-lá ao nível médio do mar. Embora a resolução horizontal do modelo seja maior do que a da reanálise, não era conveniente interpolar esta para a grade do modelo para realizar o *tracking*, pois informações não realísticas estariam sendo criadas. Por outro lado, como o *tracking* das ciclogêneses seria baseado em informações de vorticidade que, por sua vez, é dependente da resolução horizontal dos dados, era necessário que os conjuntos de dados tivessem resoluções espaciais iguais para permitir a comparação dos resultados. Como verificado em testes iniciais e também observado por Pinto et al. (2006), tanto a frequência quanto a intensidade dos sistemas identificados por algoritmos de detecção de ciclones são muito sensíveis à resolução horizontal dos campos analisados e, em geral, o número de sistemas identificados aumenta com a resolução. Assim, se o *tracking* fosse realizado com os dados do RegCM3 e do NCEP em diferentes resoluções horizontais, não seria possível a análise comparativa dos resultados.

No algoritmo de *tracking*, a busca pelo mínimo de vorticidade relativa na grade de baixa resolução ($2,5^\circ \times 2,5^\circ$) foi feita comparando-se cada ponto de grade com os 24 pontos mais próximos. Assim, os ciclones foram identificados quando um ponto de grade apresentou vorticidade menor do que a dos pontos vizinhos e menor ou igual ao limiar de $\zeta_{10} \leq -1,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. Testes iniciais mostraram que este valor de vorticidade, para uma grade com

resolução horizontal de $2,5^\circ$, permite identificar os ciclones desde a fase inicial. Para corrigir a posição do centro do sistema, identificada inicialmente na grade de baixa resolução, a vorticidade relativa foi interpolada para uma grade de alta resolução ($0,27778^\circ \times 0,27778^\circ$) na região limitada pelos 8 pontos de grade ao redor do ponto considerado centro do sistema. O rastreamento dos ciclones foi limitado ao tempo de vida mínimo de 1 dia e máximo de 10 dias.

Embora o objetivo do presente estudo seja a análise dos ciclones originados sobre o Atlântico Sul (domínio de análise - **Figura 4.4**), a região de identificação destes sistemas, tanto no NCEP quanto no RegCM3, abrangeu uma região mais extensa com a localização da fronteira oeste em 80°W . Este procedimento permitiu identificar os sistemas iniciados sobre o continente e Pacífico Sul que se deslocavam para o Atlântico com o objetivo de descartá-los antes da construção das climatologias. Já os sistemas formados no extremo sul do Atlântico Sul que adentraram a área em estudo pela fronteira sul não foram excluídos, bem como aqueles formados na área em estudo e que a deixaram. Para não incluir na climatologia os sistemas que entram no domínio pela fronteira sul (60°S) seria necessário realizar o *tracking* numa área que abrangesse latitudes maiores do que 60°S e isso não era possível em função do tamanho da área simulada pelo RegCM3 (domínio da simulação - **Figura 4.4**). Quando o domínio da simulação foi definido não se tinha conhecimentos específicos do algoritmo de identificação e *tracking* dos ciclones, quando isto ocorreu não era conveniente refazer as simulações em vista do longo tempo de processamento, o que atrasaria o andamento da pesquisa. Também não era conveniente determinar uma climatologia iniciando em 50°S porque um dos objetivos deste estudo é avaliar as ciclogêneses no sul da Argentina.

Os resultados do algoritmo foram validados subjetivamente, isto é, o *tracking* de ciclones em vários meses fornecido pelo algoritmo para o RegCM3 e NCEP foi comparado visualmente com os campos de vorticidade relativa e pressão ao nível médio do mar destes mesmos conjuntos. Foi observado que na maioria dos casos o algoritmo identificou e rastreou corretamente os mínimos de vorticidade relativa. Problemas na conexão da trajetória dos sistemas ocorreram algumas vezes em que mais de um mínimo de vorticidade relativa era observado na mesma região de busca. Nestas situações o algoritmo conectou as trajetórias dos sistemas com o mínimo de vorticidade relativa mais intenso.

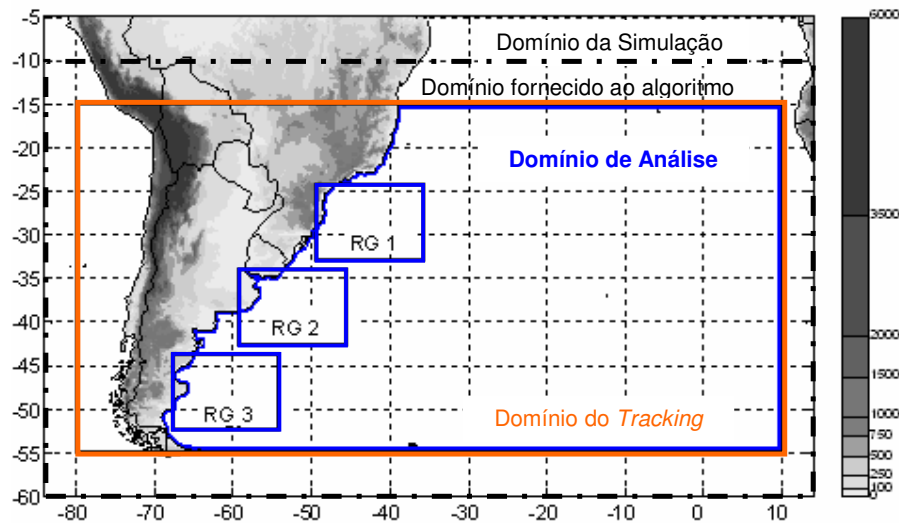


Figura 4.4 Identificação do domínio da simulação com o RegCM3 (grade mais externa), da área de dados fornecida ao algoritmo de identificação e *tracking* dos ciclones (grade limitada por - - -), da região para determinação das trajetórias dos sistemas (grade com cor laranja) e do domínio e subdomínios usados para a determinação da climatologia de ciclones (grade com cor azul).

A ocorrência de ciclogêneses no NCEP e RegCM3 foi investigada através de médias anuais, sazonais e mensais no domínio de análise (**Figura 4.4**) e em três subdomínios destacados na **Figura 4.4**: RG1, que corresponde a costa das regiões sul e sudeste do Brasil; RG2, desembocadura do rio da Prata no Uruguai e RG3, costa sul da Argentina. Estes subdomínios foram escolhidos porque vários autores (Necco, 1982 a e b; Sinclair, 1996; Hoskins e Hodges; 2005, Reboita et al., 2005) já os identificaram como mais favoráveis à gênese de ciclones na costa leste da América do Sul. A climatologia de ciclones apresentada neste trabalho considerou dois conjuntos: um formado por sistemas que se iniciaram com $\zeta \leq -1,5 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ (que inclui sistemas inicialmente fracos e fortes) e outro por sistemas que se iniciaram com $\zeta \leq -2,5 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ (que inclui somente os sistemas inicialmente fortes); daqui em diante estes conjuntos serão denominados de $\zeta_{-1.5}$, ou sistemas inicialmente fracos, e de $\zeta_{-2.5}$, ou sistemas inicialmente intensos. É importante salientar que os ciclones iniciados com $\zeta_{-2.5}$ estão incluídos no conjunto dos sistemas iniciados com $\zeta_{-1.5}$ e que o termo *iniciado* se refere até mesmo àqueles sistemas que adentram o domínio de estudo pela fronteira sul. Ressalta-se, também, que os termos ciclogênese e ciclone estão sendo empregados neste estudo a fim de denotar todos os sistemas extratropicais que apresentarem circulação ciclônica, sem necessitar da presença de isóbaras fechadas. Além

disso, o primeiro termo será utilizado quando as análises dos resultados forem baseadas na identificação da primeira posição dos sistemas.

Para verificar a distribuição geográfica das ciclogêneses, calculou-se a densidade destes sistemas, que foi definida como a razão do número de sistemas em regiões de $5^\circ \times 5^\circ$ (latitude-longitude) pela área desta região, procedimento similar ao de Murray e Simmonds (1991). A divisão pela área da região ($5^\circ \times 5^\circ$) corrige o efeito da latitude, que tende a favorecer a densidade dos sistemas em direção ao equador (Sinclair, 1996). Para facilitar a apresentação dos resultados graficamente, a densidade foi multiplicada por 10^4 .

4.2 Resultados

4.2.1 Comparação Subjetiva: NCEP x RegCM3

Uma comparação visual foi realizada entre os resultados do *tracking* com os dados do NCEP e do RegCM3, para alguns meses e, também, entre os mapas de vorticidade relativa a cada 6 horas desses conjuntos. Observou-se uma tendência dos ciclones simulados iniciarem-se entre 12 e 24 horas após os do NCEP, mas próximos ou deslocados para sul/sudoeste da primeira posição dos sistemas registrados nesta reanálise. O atraso na ocorrência dos sistemas simulados implicou numa defasagem na posição dos mesmos quando comparados aos do NCEP. Porém, como o decaimento dos ciclones simulados, em geral, ocorreu após os do NCEP, o tempo de vida destes sistemas foi similar nas duas climatologias, como será mostrado na **seção 4.2.6**.

Diferenças entre as climatologias do NCEP e do RegCM3 podem resultar devido ao fato de alguns sistemas que se formam na área em estudo, principalmente próximos à costa do sul e sudeste do Brasil, possuem duração inferior a 24 h num conjunto e maior no outro, com isso no primeiro eles são excluídos das estatísticas. Na realidade os sistemas existem nos dois conjuntos só que num com tempo de vida menor do que o limiar de 24 h estipulado no algoritmo de *tracking*. O limiar de vorticidade relativa especificado no algoritmo também pode contribuir para diferenças no tempo de vida dos sistemas da reanálise e da simulação, pois num dos conjuntos o sistema pode ter, por exemplo, vorticidade relativa menor do que $-1,5 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ em quatro passos de tempo consecutivos e maior no tempo seguinte, enquanto no outro conjunto a vorticidade é menor em cinco passos de tempo consecutivos, assim no segundo (primeiro) conjunto o sistema (não) será contabilizado. Outras duas situações estão relacionadas aos sistemas formados na área em estudo que saem da mesma antes de completarem 24 h num conjunto e no outro após, ou ainda sistemas formados fora da área em estudo que ao entrarem no domínio têm duração maior ou menor de

24 h. Um fator adicional que também contribuiu para diferenças nas climatologias foi a presença de vórtices ciclônicos com certa proximidade (que tem aparência similar a sistemas com núcleos múltiplos, exemplo na **Figura 4.5 c-d**), que foram mais freqüentemente encontrados no NCEP. A análise visual dos campos de vorticidade relativa mostrou que em média por mês podem ocorrer de três a cinco desses fatores mencionados.

A **Figura 4.5** exemplifica alguns dos fatores que podem levar a diferenças entre as climatologias. Na coluna esquerda da figura são mostrados os campos de vorticidade relativa suavizada (menor ou igual a $-1,5 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$) e de PNMM do NCEP em dois horários do mês de junho de 1996: dia 9 às 06 UTC e dia 25 às 12 UTC, já na coluna direita os respectivos campos do RegCM3. Na **Figura 4.5a** observa-se um núcleo de vorticidade localizado em 48°S e 16°W numa região de baixa pressão com isóbaras fechadas, a nordeste deste, há outro localizado em 40°S e 9°W (numa região de cavado da PNMM), que por sua vez está associado a uma zona de cisalhamento (representativa de um sistema frontal), estendida no sentido NW-SE entre 23° - 45°S . Mesmo com a suavização da vorticidade relativa, a zona de cisalhamento ainda permanece no NCEP (**Figura 4.5a**), por ser bastante intensa. Já o RegCM3 (**Figura 4.5b**) não mostra esta estrutura, por ter subestimado a sua intensidade. Além disso, o modelo não simula o sistema conectado à zona de cisalhamento, bem como o cavado no campo da PNMM, presentes na reanálise. Como todos os centros de vorticidade mencionados no NCEP possuem tempo de vida superior a 24 h, são detectados pelo algoritmo de *tracking*. Isso contribui para uma subestimativa da climatologia simulada. Os núcleos de vorticidade presentes em latitudes mais baixas (**Figuras 4.5 a-b**) tanto no NCEP (30°S e 28°W) quanto no RegCM3 (27°S e 42°W) não são rastreados pelo algoritmo porque desaparecem nos tempos posteriores, ou seja, possuem tempo de vida inferior a 24 h. Como mencionado anteriormente, muitas vezes os sistemas simulados aparecem localizados a sudoeste daqueles no NCEP. Um destes casos pode ser notado através do sistema que aparece no NCEP centrado em 50°S e 46°W (**Figura 4.5a**) e no RegCM3 em 55°S e 50°W (**Figura 4.5b**).

Nas **Figuras 4.5 c-d** são apresentados casos de vórtices ciclônicos próximos, que têm a aparência de um único sistema com núcleos múltiplos. A formação aproximada destes vórtices é devido à influência de cavados de pequena escala inseridos em cavados de ondas de maior comprimento, como ressalta o campo da PNMM, e tais estruturas são menos observadas na simulação, quando comparada à reanálise. No dia 25 de junho de 1996, às 12 UTC, aparecem no NCEP (**Figura 4.5c**) três núcleos de vorticidade próximos (44°S - 44°W , 43°S - 23°W e 50°S - 30°W), enquanto no RegCM3 (**Figura 4.5d**) apenas dois (48°S - 48°W ; 57°S - 32°W). Como os vórtices mencionados possuem tempo de vida superior a 24 h serão identificados pelo algoritmo de *tracking* e, portanto, na climatologia de junho de

1996 o modelo estará subestimando mais um sistema. Também se observa nas **Figuras 4.5 c-d**, a posição deslocada dos vórtices simulados para sudoeste em relação aos da reanálise.

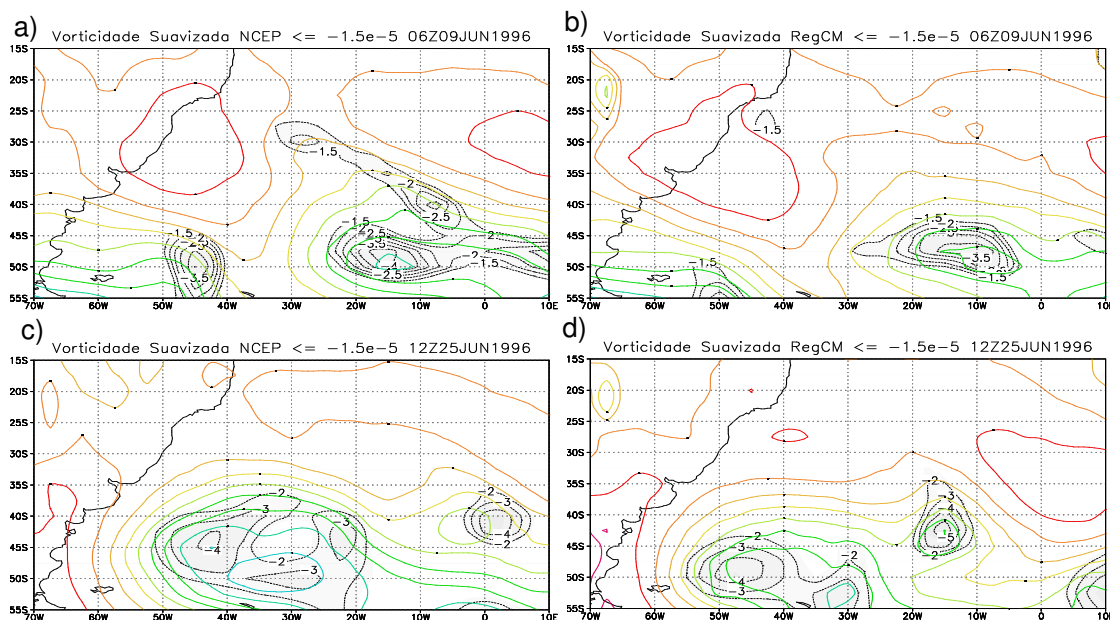


Figura 4.5 Comparação entre os campos da vorticidade relativa suavizada ($\zeta_{10} \leq -1,5 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$) da reanálise do NCEP (coluna esquerda) e da simulação do RegCM3 (coluna direita) nos dias 9 (a-b) e 25 (c-d) de junho de 1996 às 06 h e 12 h, respectivamente. A $\zeta_{10} > -1,5 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ não é apresentada, pois o objetivo é mostrar o que o algoritmo observa.

4.2.2 Variabilidade Interanual

As **Figuras 4.6 a-b** apresentam o total anual de ciclogêneses no NCEP e no RegCM3, entre 1990 e 1999, que se iniciaram no Atlântico Sul com $\zeta_{-1.5}$ e $\zeta_{-2.5}$, respectivamente. A **Figura 4.6a** mostra que a variabilidade interanual dos eventos ciclogenéticos no RegCM3 é similar à registrada no NCEP, exceto nos três primeiros anos e em 1997, quando as duas séries têm comportamento inverso. Em valor absoluto, o RegCM3 mostra pequenas diferenças (máximo de 29 sistemas em 1990) em relação ao NCEP, que na maioria das vezes indicam que o modelo subestima a ocorrência de sistemas (**Figura 4.6a**). Durante os 10 anos, a maior subestimativa do RegCM3 não excedeu a -6,7% (19 sistemas) e foi registrada em 1997. Nos anos de 1990, 1992, 1993 e 1995, o RegCM3 superestimou o número de ciclogêneses registradas no NCEP (**Figura 4.6a**), mas somente em 1990 e 1992 que a superestimativa foi expressiva: 11,1% e 3,7% (29 e 10 sistemas),

respectivamente, enquanto em 1993 e 1995 foi de 0,7% e 0,3% (2 e 1 sistemas), respectivamente. O número total de ciclogêneses detectadas no RegCM3 que se iniciaram com $\zeta_{-1.5}$ durante os 10 anos é de 2760 e no NCEP é de 2787, que correspondem a uma média anual e a um desvio-padrão de $276 \pm 11,2$ e $278,7 \pm 11,1$, respectivamente. Esses valores médios anuais são superiores aos obtidos por Sinclair (1996), devido o autor considerar apenas os sistemas que se iniciaram com $\zeta \leq -2 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ e domínio no Atlântico Sul (até 30°W) menor do que no presente estudo. Durante todo o período analisado o RegCM3 subestimou 1% do número total de sistemas identificados no NCEP.

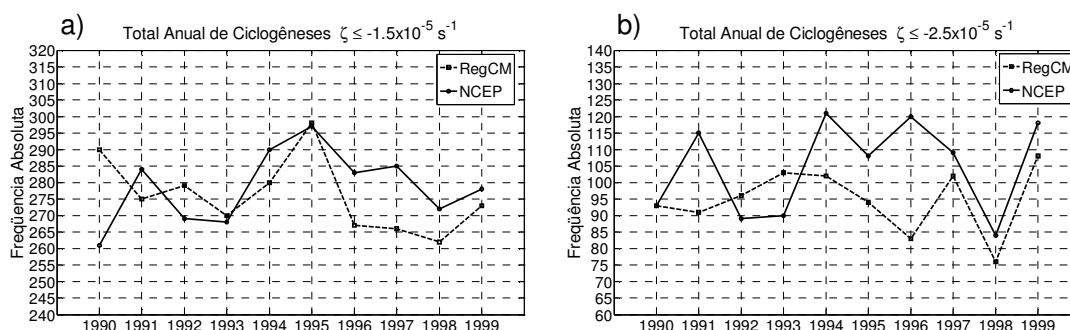


Figura 4.6 Total anual de ciclogêneses no Atlântico Sul, entre 1990 e 1999, na simulação (linha tracejada) e no NCEP (linha contínua) que se iniciaram com (a) $\zeta_{-1.5}$ e (b) $\zeta_{-2.5}$, respectivamente.

Restringindo o limiar de vorticidade para que se incluam apenas as ciclogêneses mais intensas ($\zeta_{-2.5}$), a variabilidade interanual simulada pelo RegCM3 difere da registrada no NCEP nos anos de 1991, 1992, 1994 e 1996. Pode ser observado na **Figura 4.6b** que o RegCM3 tende a subestimar os eventos ciclogenéticos que se iniciam mais intensos ($\zeta \le -2.5$) e os erros relativos obtidos são maiores do que no caso das ciclogêneses que se iniciam com $\zeta_{-1.5}$ (**Figura 4.6a**). Apenas nos anos de 1992 e 1993 que o modelo superestima o número de ciclogêneses inicialmente intensas em relação ao NCEP e o bias é de 7,9% e 14,4% (7 e 13 sistemas), respectivamente. No período de 10 anos foram identificadas um total de 948 e 1047 ciclogêneses que se iniciaram com $\zeta_{-2.5}$ no RegCM3 e no NCEP, respectivamente. Isto fornece uma média anual e um desvio-padrão de $94,8 \pm 9,8$ sistemas no RegCM3 e $104,7 \pm 14,3$ no NCEP, que são valores próximos aos obtidos em climatologias baseadas em mínimos de pressão atmosférica no Atlântico Sul (Gan e Rao, 1991; Mendes, 2006). Considerando-se os 10 anos, o RegCM3 apresentou uma

subestimativa de -9,5% ciclogêneses em relação ao NCEP. Isto mostra que o modelo possui maior dificuldade para simular ciclones inicialmente intensos.

A **Figura 4.6a** pode ser comparada com a Figura 6a de Simmonds e Keay (2000a), que estudaram a variabilidade dos ciclones extratropicais na reanálise do NCEP (Kalnay et al, 1996) entre 1958 a 1997 em todo o Hemisfério Sul. Embora estes autores utilizem uma metodologia diferente para identificar os ciclones e incluam todo o Hemisfério Sul, a variabilidade anual de 1990 a 1997 é similar à obtida no presente estudo.

Comparando-se as **Figuras 4.6 a-b**, as superestimativas registradas na simulação em 1990 na **Figura 4.6a** devem-se ao maior número de sistemas fracos simulados, pois a simulação e a reanálise apresentam o mesmo número de sistemas (93) com $\zeta_{-2.5}$ (**Figura 4.6b**). Já as superestimativas em 1992 e 1993 (**Figura 4.6a**) devem-se ao RegCM3 simular maior número de sistemas inicialmente intensos. Em 1995 o modelo simula menos sistemas com $\zeta_{-2.5}$ (**Figura 4.6b**), mas ao superestimar o número de sistemas que se iniciam fracos faz com que o número total de sistemas com $\zeta_{-1.5}$ seja praticamente o mesmo observado no NCEP (**Figura 4.6a**). No ano de 1991 a subestimativa do modelo na **Figura 4.6a** é decorrente do menor número de sistemas inicialmente intensos simulados pelo RegCM3 (**Figura 4.6b**). Isto também é observado nos anos de 1994, 1996, 1998 e 1999. Em 1997, a subestimativa na **Figura 4.6a** é decorrente do menor número de sistemas inicialmente fracos simulados, uma vez que a subestimativa de sistemas com $\zeta_{-2.5}$ (**Figura 4.6b**) é pequena. É importante ressaltar que a subestimativa dos sistemas com $\zeta_{-2.5}$ no RegCM3 são compensadas pela simulação de maior número de sistemas fracos, isto é, o modelo simula os sistemas que aparecem fortes no NCEP com menor intensidade e, com isso, tais sistemas são inseridos no grupo dos que se iniciam com $\zeta_{-1.5}$, o que contribui para o número total de sistema simulados nos 10 anos em estudo ser próximo ao da reanálise.

A variabilidade interanual dos sistemas que se iniciaram com diferentes limiares de vorticidade é apresentada na **Figura 4.7** e o número total de ciclogêneses com esses diferentes limiares na **Tabela 4.1**. Na **Figura 4.7**, nota-se que o RegCM3 superestima o número de sistemas inicialmente fracos ($-2,5 < \zeta \leq -1,5$ - **Figura 4.7a**) e subestima o de sistemas inicialmente fortes ($\zeta \leq -3,5$ - **Figura 4.7c**) comparado ao NCEP, entretanto, para ambos os limiares, a variabilidade interanual simulada tem boa concordância com a do NCEP. Com relação aos sistemas com vorticidade inicial intermediária ($-3,5 < \zeta \leq -2,5$ - **Figura 4.7b**) em alguns anos o modelo apresenta um padrão inverso ao do NCEP, mas em valores absolutos as diferenças são pequenas. Com base na **Figura 4.7** e na **Tabela 4.1**, para todo o período estudado o RegCM3 simula 4,1% mais sistemas inicialmente fracos, 2,9% menos sistemas com vorticidade intermediária e 21,4% menos sistemas fortes. A **Tabela 4.1** também mostra que a maior contribuição do RegCM3 e NCEP para a

climatologia é proveniente dos sistemas inicialmente fracos que reaperentam 65,7% e 62,5%, respectivamente, do total de ciclogêneses sobre o Atlântico Sul.

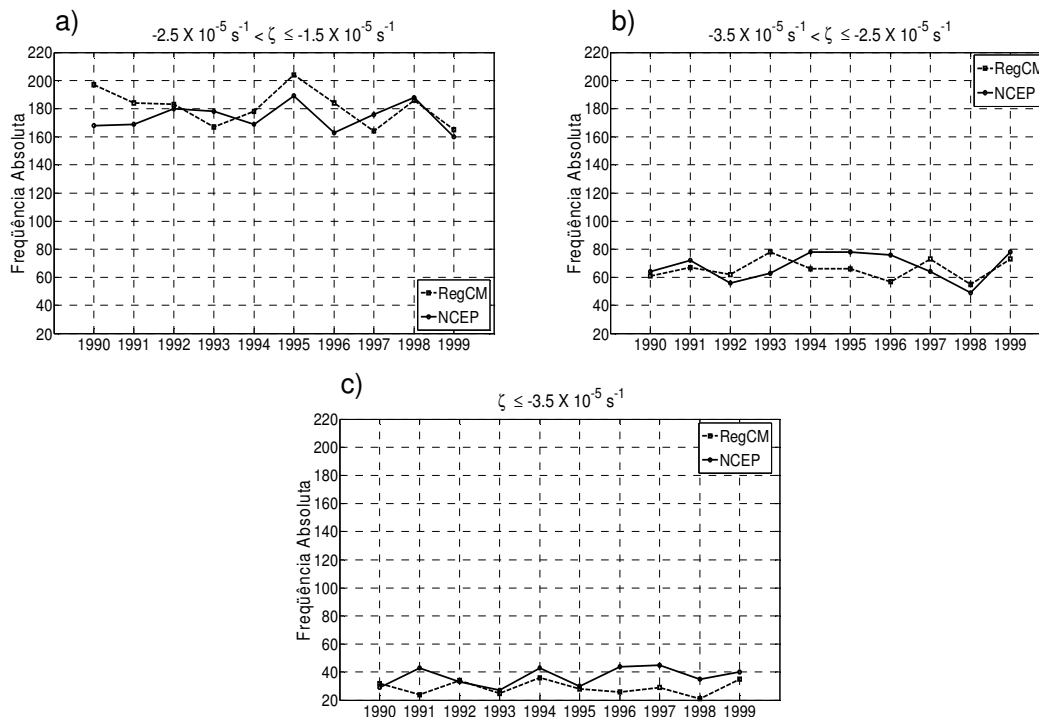


Figura 4.7 Total anual de ciclogêneses que se iniciaram com vorticidade entre: (a) $-2,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1} < \zeta \leq -1,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$; (b) $-3,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1} < \zeta \leq -2,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ e (c) $\zeta \leq -3,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ na simulação (linha tracejada) e no NCEP (linha contínua) no período de 1990 e 1999 no Atlântico Sul.

Tabela 4.1 Número total de ciclogêneses que se iniciaram com diferentes limiares de vorticidade no RegCM3 e no NCEP e diferença percentual (Dif%) entre ambos.

Limiares de $\zeta \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$	RegCM	NCEP	Dif%
$-2,5 < \zeta \leq -1,5$	1812 (65,7)	1740 (62,5)	4,1
$-3,5 < \zeta \leq -2,5$	658 (23,8)	678 (24,3)	-2,9
$\zeta \leq -3,5$	290 (10,5)	369 (13,2)	-21,4

4.2.3 Ciclo Anual

O ciclo anual das ciclogêneses que se iniciaram com $\zeta_{-1.5}$ e $\zeta_{-2.5}$ é apresentado nas **Figuras 4.8 a-b**, respectivamente. Para os sistemas com $\zeta_{-1.5}$, o RegCM3 simula a variabilidade mensal muito próxima à do NCEP (**Figura 4.8a**), onde o ciclo anual não é bem definido, ou seja, não há uma estação com maior frequência de ciclogêneses considerando todo o Atlântico Sul, como também foi observado por Sinclair (1996). Nota-se na **Figura**

4.8a que a maior frequência mensal de ciclogêneses no NCEP ocorre em maio (média de 27,6 eventos), mês em que o RegCM3 também mostra um grande número destes sistemas (25,5), porém a maior frequência média é simulada em dezembro (26,3). Gan e Rao (1991) também observaram maior frequência de ciclogêneses no mês de maio. Já Sinclair (1996) e Sugahara (2000), embora tenham observado grande frequência de sistemas neste mês, identificaram como mês de máxima atividade novembro e julho, respectivamente. Fevereiro, abril e novembro são os meses com menor ocorrência de ciclogêneses no NCEP e também na simulação, que inclui ainda outubro (**Figura 4.8a**).

A pequena variabilidade da média mensal das ciclogêneses que se iniciaram com $\zeta_{1.5}$ (**Figura 4.8a**) sobre o Atlântico Sul foi também encontrada por Sinclair (1996) que utilizou a vorticidade relativa geostrófica em 1000 hPa para identificar as ciclogêneses com $\zeta \leq -2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ na reanálise do ECMWF, enquanto Gan e Rao (1991) observaram uma variabilidade mais acentuada ao identificarem as ciclogêneses através de cartas sinóticas de pressão ao nível médio do mar. Estes diferentes resultados podem estar associados a diversos fatores, tais como, diferentes metodologias, conjuntos de dados e período em que as ciclogêneses foram identificadas.

Com relação às ciclogêneses que se iniciaram com $\zeta_{2.5}$, observa-se na **Figura 4.8b** um ciclo anual bastante definido com maior número de sistemas nos meses de inverno e menor nos de primavera e verão. Ambos, NCEP e RegCM3, mostram maior frequência de ciclogêneses em junho e menor em fevereiro/novembro, embora com diferenças no número absoluto de sistemas. Este resultado comparado ao da **Figura 4.8a** indica que em tal figura o maior número de sistemas observados no verão deve-se aos sistemas que se iniciam com menor intensidade, isto é, sistemas mais fracos. Na maioria dos meses (**Figura 4.8b**), o RegCM3 subestima cerca de uma ciclogênese por mês quando comparado ao NCEP, mas nos meses de junho e outubro a subestimativa chega a dois sistemas.

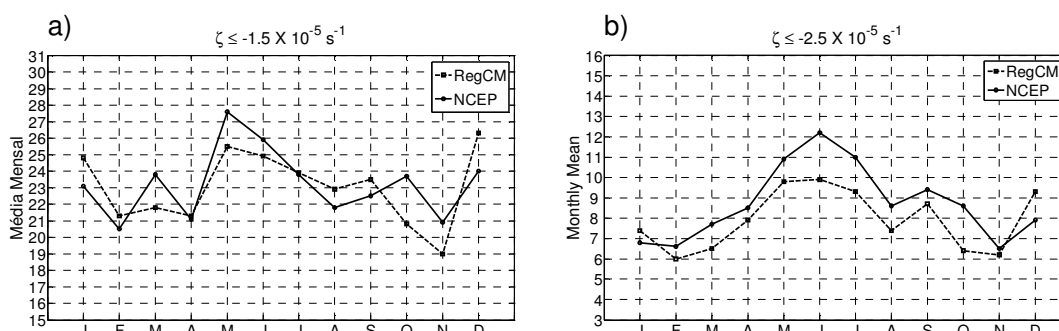


Figura 4.8 Média mensal de ciclogêneses no Atlântico Sul, entre 1990 e 1999, na simulação (linha tracejada) e no NCEP (linha contínua), que se iniciaram com: (a) $\zeta_{1.5}$ e (b) $\zeta_{2.5}$.

Na **seção 4.2.1**, as possíveis causas das diferenças no número de ciclogêneses identificadas no RegCM3 e NCEP foram discutidas e ressaltou-se que, em média por mês, pode ocorrer uma diferença de 3 a 5 sistemas entre as climatologias, quando consideradas as ciclogêneses com $\zeta_{-1.5}$. Para facilitar a identificação das diferenças obtidas em cada mês dos 10 anos em estudo são apresentadas as **Figuras 4.9 a-b**, que tratam das diferenças mensais do número de sistemas entre RegCM3 e NCEP, tanto para os que se iniciaram com $\zeta_{-1.5}$ quanto para os com $\zeta_{-2.5}$, respectivamente. Para auxiliar a análise da figura, é mostrado na **Tabela 4.2** o número de meses em que as diferenças excederam aos limiares de ± 3 e ± 5 sistemas.

Na **Figura 4.9** e na **Tabela 4.2** pode ser notado que para os sistemas que se iniciam com $\zeta_{-2.5}$ há menor número de meses em que as diferenças excedem aos limiares de ± 3 e ± 5 sistemas. Isso ocorre porque o conjunto dos sistemas iniciados com $\zeta_{-1.5}$ (**Figura 4.9a**) inclui tanto a diferença em função do número de sistemas mais fracos como a destes mais intensos. A **Tabela 4.2** mostra que o RegCM3, considerando os sistemas com $\zeta_{-1.5}$, em 23,3% do período estudado (28 meses) tem uma subestimativa superior a 3 sistemas e em 15% (18 meses) superior a 5 sistemas, quando comparado ao NCEP. Já em 23,3% do período estudado (28 meses) tem uma superestimativa superior a 3 sistemas e em 10,8% (13 meses) superior a 5 sistemas.

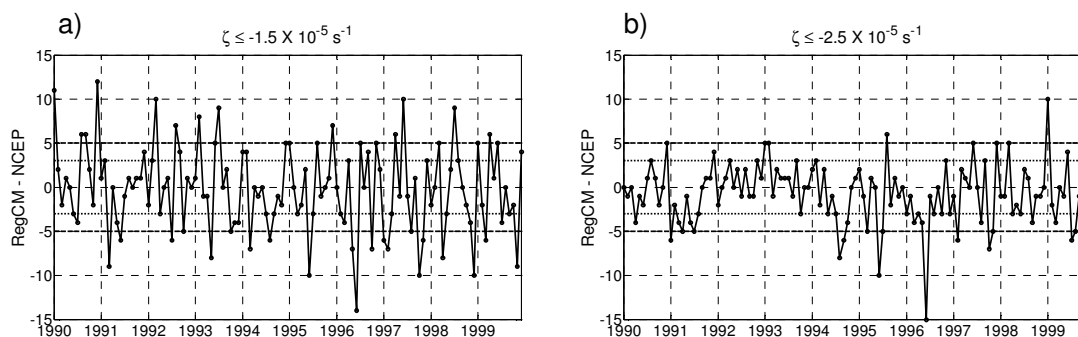


Figura 4.9 Diferença do total mensal de ciclogêneses detectadas no RegCM3 e NCEP (RegCM3 – NCEP) para os sistemas que se iniciaram com (a) $\zeta_{-1.5}$ e (b) $\zeta_{-2.5}$. A linha tracejada indica o limiar de ± 5 sistemas e a pontilhada de ± 3 sistemas.

Tabela 4.2 Número de meses em que a diferença do número de sistemas detectados no RegCM3 e NCEP (RegCM3 – NCEP) foi maior do que os limiares de ± 3 e ± 5 sistemas.

	$\zeta \leq -1,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$	$\zeta \leq -2,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$
Dif < -3	28 (23,3%)	23 (19,2%)
Dif > 3	28 (23,3%)	10 (8,3%)
Dif < -5	18 (15,0%)	8 (6,7%)
Dif > 5	13 (10,8%)	2 (1,7%)

Um fato interessante nas **Figuras 4.9 a-b** é que quase toda a diferença entre o RegCM3 e o NCEP em 1996 ocorre no mês de junho, quando o RegCM3 subestima cerca de 15 sistemas. Durante junho de 1996, considerando os sistemas com $\zeta_{2.5}$, o NCEP apresenta 25 ciclogêneses que é 12,8 a mais do que a média climatológica do mês, enquanto o RegCM3 mostra 10 sistemas mantendo-se próximo da climatologia (9,9 ciclogêneses). A inspeção visual dos campos horários de vortacidade relativa de junho de 1996 mostrou que o RegCM3 simulou alguns sistemas com tempo de vida inferior a 24 h (limiar usado no algoritmo de *tracking*) comparado ao NCEP e, também, maior número de sistemas que deixaram o domínio em estudo antes de completarem 24 h, devido ao fato de terem se formado a sul/sudoeste daqueles observados no NCEP. Além disso, outro problema foi verificado: o NCEP apresentou maior número de vórtices ciclônicos próximos (ver exemplo na **Figura 4.5**) do que o RegCM3, o que também colaborou para a maior diferença entre as climatologias. Esta subestimativa do modelo no mês de junho de 1996 contribuiu para a diferença de dois sistemas na média mensal em relação ao NCEP (**Figura 4.8b**). Já a subestimativa do modelo em dois sistemas na média mensal de outubro (**Figura 4.8b**) não se deve a influência de um único mês e sim pela contribuição de subestimativas ao longo dos 10 anos.

Na **Figura 4.6a** pode ser observado que a maior diferença no total anual de ciclogêneses entre o NCEP e o RegCM3 ocorre no ano de 1990 e está associada ao maior número de sistemas simulados pelo modelo. De acordo com as **Figuras 4.9a** e **4.10a**, esta superestimativa é principalmente devido aos meses de janeiro e dezembro de 1990 em que foram identificados na simulação 11 e 12 sistemas, respectivamente, a mais do que no NCEP. Já na **Figura 4.6b** observa-se que o modelo no ano de 1990 simula o mesmo número de sistemas com $\zeta_{2.5}$ que o NCEP. Porém, as **Figuras 4.9b** e **4.10b** mostram diferenças nos totais mensais simulados neste ano, principalmente no mês de dezembro quando o RegCM3 superestima o NCEP em 5 sistemas.

As superestimativas da frequência de ciclogêneses com $\zeta_{1.5}$ no modelo nos meses de janeiro e dezembro de 1990 contribuíram para as médias mensais climatológicas serem maiores do que do NCEP (**Figura 4.8a**). Já as maiores médias mensais na simulação em agosto e setembro (**Figura 4.8a**) ocorreram pela contribuição de superestimativas nestes meses ao longo dos 10 anos (**Figura 4.9a**). Com relação às médias mensais climatológicas dos sistemas com $\zeta_{2.5}$ (**Figura 4.8b**), a superestimativa da simulação no mês de janeiro não está associada ao ano de 1990 (**Figuras 4.9b** e **4.10b**) e sim às superestimativas observadas no mês de janeiro dos anos de 1993, 1994, 1995 e principalmente 1999. Já a superestimativa da média de dezembro tem grande contribuição do ano de 1990, assim como de 1991 e 1997.

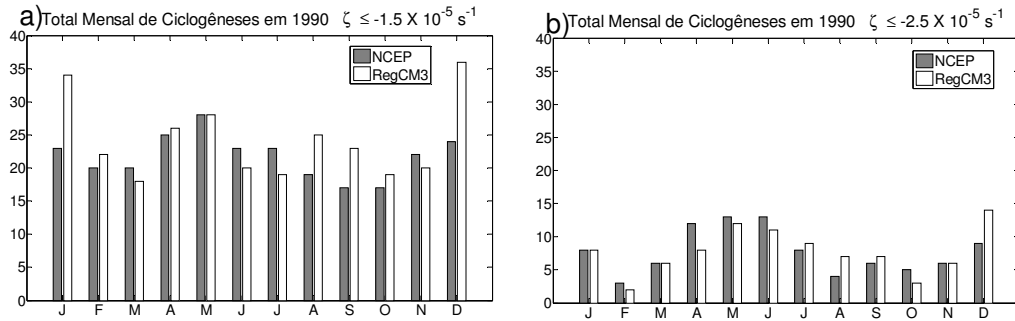


Figura 4.10 Totais mensais de ciclogêneses no Atlântico Sul no ano de 1990 obtidos a partir da reanálise do NCEP (barras em cinza) e da simulação do RegCM3 (barras brancas) para os sistemas que se iniciaram com (a) $\zeta_{-1.5}$ e (b) $\zeta_{-2.5}$.

A diferença no número de ocorrências mensais de ciclogêneses com $\zeta_{-1.5}$ em janeiro e dezembro, no NCEP e RegCM3, foi investigada através da comparação dos campos horários da vorticidade relativa destes conjuntos. Tanto em janeiro quanto em dezembro, a diferença entre simulação e reanálise foi devido a três fatores: 1) sistemas que aparecem próximos da fronteira sul do domínio no NCEP e muitas vezes ao adentrá-la permanecem menos do que 24 h no interior do domínio, não sendo identificados pelo algoritmo, enquanto no RegCM3 mais do que 24 h; 2) maior número de vórtices ciclônicos próximos no RegCM3 associados a zonas de cisalhamento alongadas e 3) sistemas que aparecem com pouca intensidade no modelo, mas que perduram por 24 horas, enquanto no NCEP não são observados. Essas características de janeiro e dezembro de 1990 contradizem os resultados observados na maioria dos meses analisados. No mês de janeiro o fator 1 foi predominante, enquanto em dezembro o fator 2. Pode-se concluir que a diferença mensal do total de ciclogêneses ocorreu principalmente devido à influência do domínio em estudo, que é de área limitada, e ao maior número de zonas de cisalhamento alongadas simuladas pelo RegCM3, pois nestas aparecem centros de vorticidade que acabam sendo contabilizados pelo algoritmo de *tracking*. Como mencionado por Sinclair (1994), esta última é uma deficiência que ocorre quando as ciclogêneses são identificadas pelo método da vorticidade.

4.2.4 Variação Sazonal

As **Figuras 4.11a-b** apresentam a média sazonal das ciclogêneses no Atlântico Sul identificadas por limiar de vorticidade. Considerando sistemas com $\zeta_{-1.5}$ (**Figura 4.11a**), o

NCEP mostra maior atividade ciclogênética no outono seguido pelo inverno, enquanto o RegCM3 no verão seguido pelo inverno. Já a menor atividade ciclogênética é encontrada na primavera em ambos, RegCM3 e NCEP. No verão, o número de ciclogêneses no RegCM3 superestima o do NCEP (**Figura 4.11a**) devido à contribuição dos meses de janeiro e dezembro, como mostra a **Figura 4.8a**. Esta figura também indica que o menor número de ciclogêneses no RegCM3 em março e maio é responsável por um outono menos ciclogênético comparado ao NCEP (**Figura 4.11a**). No entanto, em todas as estações a diferença relativa do número de ciclogêneses entre o NCEP e o RegCM3 é muito pequena, alcançando o máximo de 7,1% no verão. Em termos de variação relativa entre a estação com máxima e mínima freqüência de ciclogêneses, o NCEP mostra diferença de 5,4 sistemas, enquanto o RegCM3 de 9,1 sistemas (**Figura 4.11a**). Uma distribuição sazonal similar à do NCEP foi também obtida por Sinclair (1996), que identificou pequenas variações no número de ciclogêneses ao longo do ano sobre a América do Sul e Atlântico Sul. Entretanto, quando se consideram regiões específicas no Atlântico Sul, próximas da costa leste da América do Sul, o ciclo sazonal mostra diferenças em relação ao apresentado na **Figura 4.11**. Esta questão será discutida adiante.

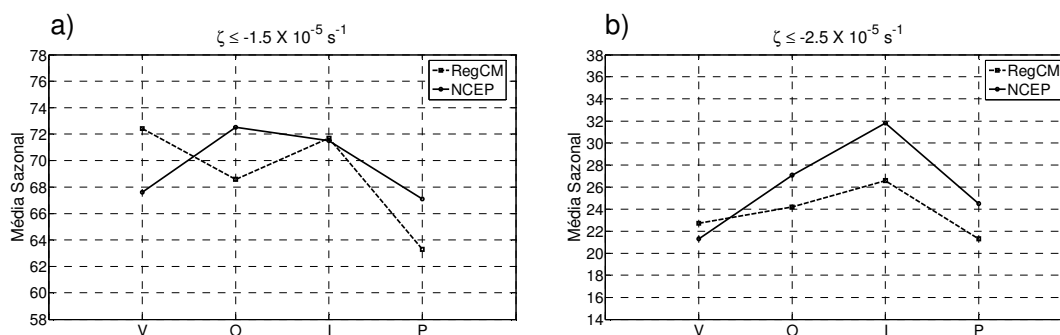


Figura 4.11 Média sazonal de ciclogêneses no Atlântico Sul, entre 1990 e 1999, na simulação (linha tracejada) e no NCEP (linha contínua), que se iniciaram com: (a) $\zeta_{-1.5}$ e (b) $\zeta_{-2.5}$.

Com relação às ciclogêneses que se iniciam com $\zeta_{-2.5}$ (**Figura 4.11b**), o RegCM3 e o NCEP apresentam uma variação intersazonal muito similar com máximos no inverno, mas com o mínimo ocorrendo na primavera no RegCM3 e no verão no NCEP. Em valores relativos, o RegCM3 superestima 6,6% o número de sistemas no verão e subestima 16,3% no inverno. Este resultado indica que a subestimativa do modelo é maior para os sistemas que se iniciam com $\zeta_{-2.5}$ (**Figura 4.11b**) do que com $\zeta_{-1.5}$ (**Figura 4.11a**).

Na **Figura 4.11b** observa-se que a variação do número de ciclogêneses entre as estações do ano é maior no NCEP (diferença média de 10,5 sistemas entre o verão e o inverno) do que no RegCM3 (diferença média de 5,3 sistemas entre o inverno e a primavera), isto é, o RegCM3 tem um ciclo sazonal mais suavizado do que o NCEP. A variação sazonal obtida no NCEP (**Figura 4.11b**) é similar à do estudo de Gan e Rao (1991), onde há um máximo no inverno e um mínimo no verão. Como Gan e Rao (1991) identificaram as ciclogêneses através de mínimos de PNMM, excluíram muitos sistemas que foram mascarados pelo *background* do gradiente meridional de pressão, o que acaba privilegiando a identificação dos sistemas com maior intensidade. Por esse motivo, o ciclo sazonal obtido por estes autores é similar ao do presente estudo, quando se consideram os sistemas que se iniciam mais intensos.

A **Tabela 4.3** apresenta a média sazonal das ciclogêneses que se iniciaram com diferentes limiares de vorticidade. Tanto no RegCM3 quanto no NCEP, os sistemas inicialmente fracos ($-2,5 < \zeta \leq -1,5$) ocorrem preferencialmente no verão e os mais intensos ($-3,5 < \zeta \leq -2,5$ e $\zeta \leq -3,5$) no inverno. Para os sistemas inicialmente fracos, a diferença entre a estação de máxima e mínima frequência é cerca de 7 eventos em ambos, RegCM3 e NCEP, enquanto para os sistemas com vorticidade intermediária ($-3,5 < \zeta \leq -2,5$) a diferença decresce para 2,2 e 4,6 sistemas, respectivamente. Para os sistemas inicialmente fortes ($\zeta \leq -3,5$) a diferença é de 3,1 sistemas no RegCM3 e de 5,9 no NCEP.

Tabela 4.3 Média sazonal das ciclogêneses no Atlântico Sul que se iniciaram com diferentes limiares de vorticidade. A maior média sazonal de cada intervalo está em negrito e a menor em itálico.

$\zeta (10^{-5}\text{s}^{-1})$	RegCM				NCEP			
	V	O	I	P	V	O	I	P
$-2,5 < \zeta \leq -1,5$	49,7	44,4	45,1	<i>42,0</i>	46,3	45,4	<i>39,7</i>	42,6
$-3,5 < \zeta \leq -2,5$	16,4	16,8	17,4	<i>15,2</i>	<i>15,0</i>	17,3	19,6	15,9
$\zeta \leq -3,5$	6,3	7,4	9,2	<i>6,1</i>	6,3	9,8	12,2	8,6

Para identificar as regiões geográficas mais favoráveis à ocorrência de ciclogêneses é apresentada nas **Figuras 4.12 e 4.13** a distribuição espacial da densidade destes sistemas ocorridos em cada estação do ano no período de 1990 a 1999 e na **Figura 4.14** a densidade total no período mencionado.

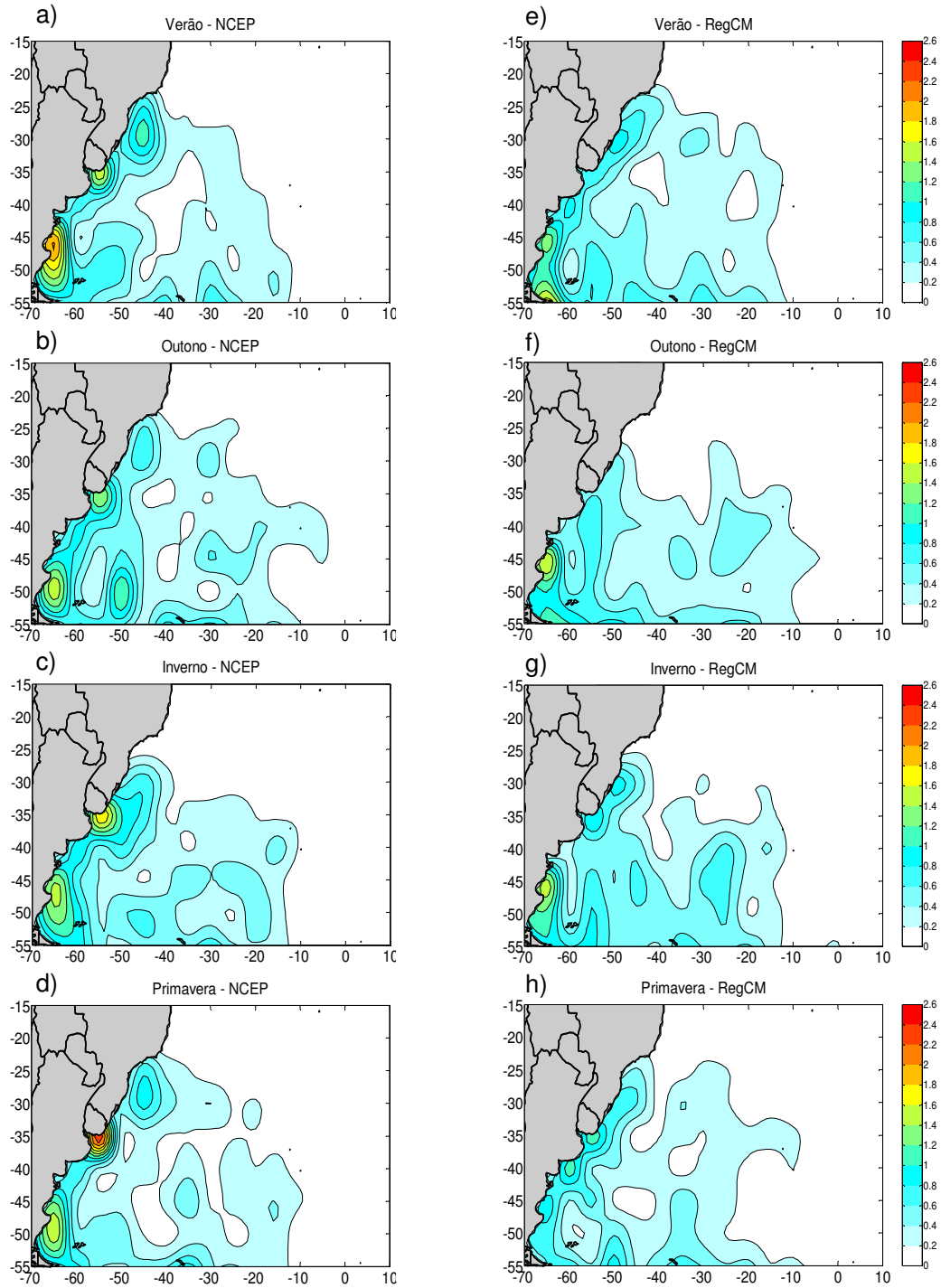


Figura 4.12 Densidade do total de ciclogêneses (10^{-4} km^{-2}) por estação do ano, no período de 1990 a 1999, que se iniciaram com $\zeta \leq -1,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ na reanálise do NCEP (coluna esquerda) e na simulação com o RegCM3 (coluna direita). A densidade é (número de sistemas/ km^2) $\cdot 10^4$. Assim, nas escalas de cores das figuras o valor 1 corresponde a aproximadamente 25 sistemas.

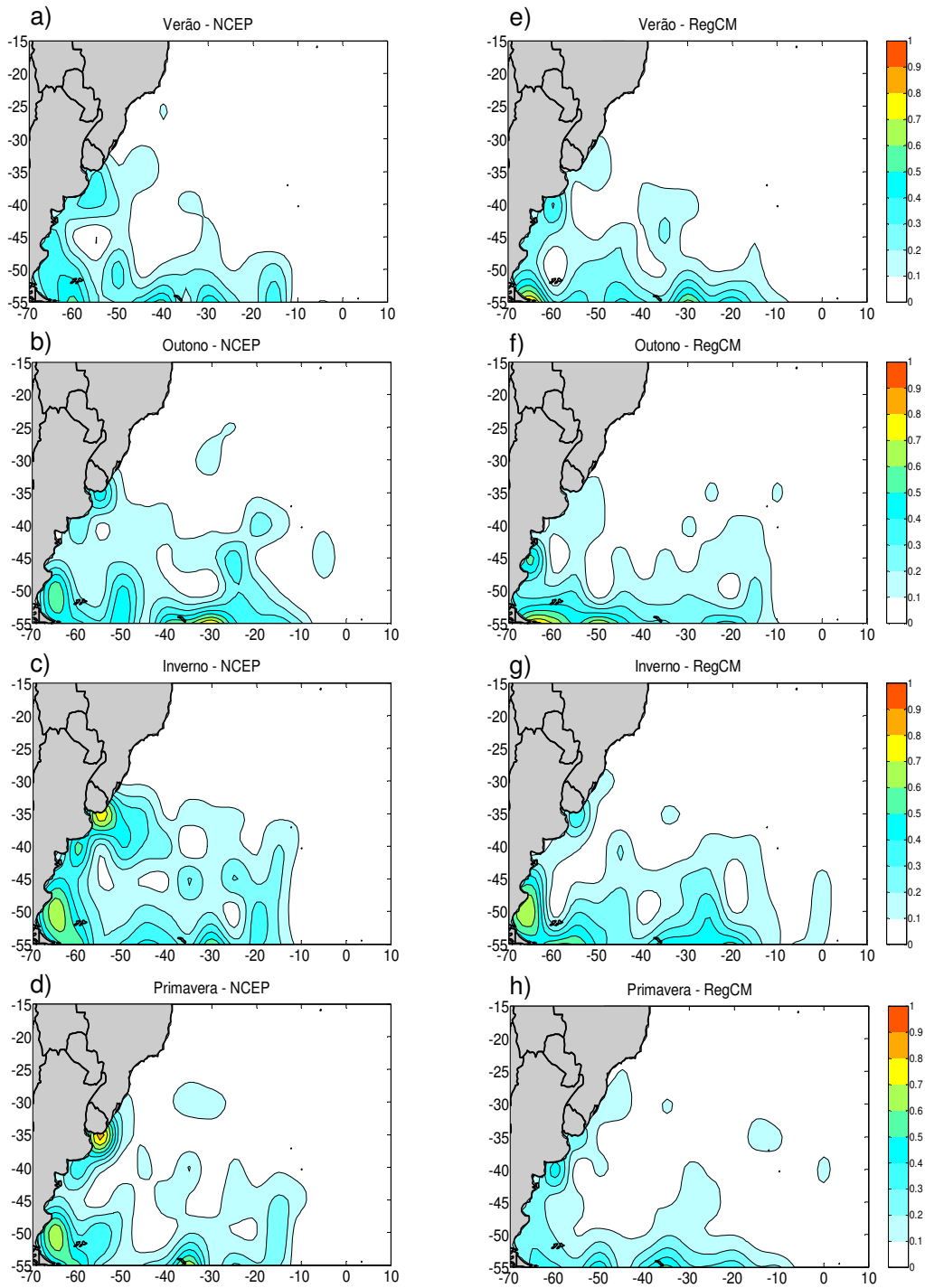


Figura 4.13 Densidade do total de ciclogêneses (10^{-4} km^{-2}) por estação do ano, no período de 1990 a 1999, que se iniciaram com $\zeta \leq -2,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ na reanálise do NCEP (coluna esquerda) e na simulação com o RegCM3 (coluna direita). Nas escalas de cores das figuras o valor 0,5 corresponde a aproximadamente 12,5 sistemas.

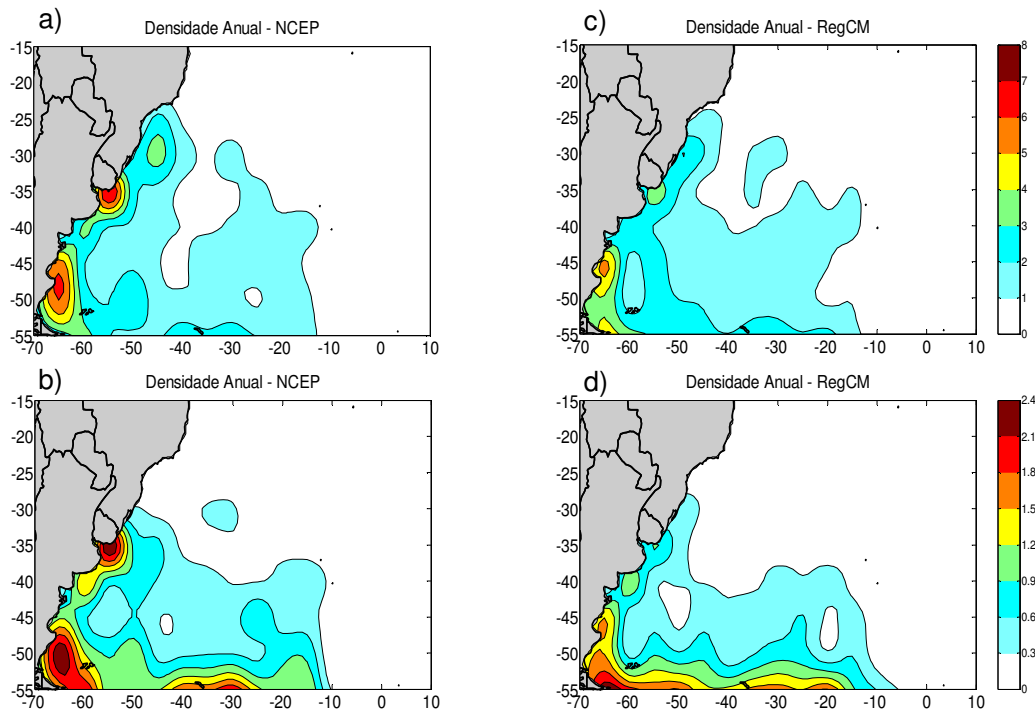


Figura 4.14 Densidade de ciclogêneses (10^{-4} km^{-2}) no período de 1990 a 1999, que se iniciaram com $\zeta \leq -1,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (parte superior) e com $\zeta \leq -2,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (parte inferior) na reanálise do NCEP e na simulação com o RegCM3. Nas escalas de cores das figuras o valor 1,5 corresponde a aproximadamente 37,5 sistemas.

A inspeção das **Figuras 4.12 a-d** revela que no NCEP os sistemas com $\zeta_{-1.5}$, próximos à costa leste da América do Sul, originam-se em três principais regiões: a) no sul da Argentina, próximo a 48°S , com maior frequência no verão; b) no Uruguai, na região da desembocadura do rio da Prata ($\sim 35^\circ\text{S}$), com maior densidade de sistemas na primavera e c) na costa das regiões sul e sudeste do Brasil, entre 25° e 30°S , com maior densidade de sistemas no verão. Estes três núcleos ciclogênicos também são evidentes nos estudos realizados por Necco (1982 a,b), Sinclair (1996), Hoskins e Hodges (2005) e Reboita et al., (2005). No estudo de Gan e Rao (1991) o núcleo localizado no sul/sudeste do Brasil não é muito evidente.

A estação do ano em que cada um dos três núcleos ciclogênicos apresenta maior densidade (**Figuras 4.12 a-d**) está de acordo com Gan e Rao (1991) e Sinclair (1996), exceto o do Uruguai, que apresenta maior densidade na primavera seguida do inverno, contrário ao observado por estes autores. Entretanto, como na costa uruguaia a área de formação das ciclogêneses é mais ampla no inverno do que na primavera (**Figuras 4.12 c-d**), na contagem da frequência destes sistemas na área indicada na **Figura 4.4** o inverno

torna-se a estação de máxima frequência de ciclogêneses, concordando com os autores citados. Seluchi (1995) também observou máximos de atividade ciclogênica no Uruguai nestas duas estações, mas não ressaltou a preferencial. Alguns dos mecanismos de formação das ciclogêneses nas três regiões citadas foram mencionados nos **Capítulos 1 e 2**. Entretanto, estudos adicionais são necessários para fornecer maiores detalhes dos processos associados à formação destes sistemas, o que permitirá compreender o porquê de cada estação preferencial de ocorrência. Com este objetivo, no **Capítulo 5** será apresentada uma análise de composições de algumas variáveis atmosféricas, de dois dias prévios a dois dias posteriores à ocorrência destes sistemas e por estação do ano.

Ao se comparar as dimensões das áreas ocupadas pelos núcleos de densidade ciclogênica na costa leste da América do Sul com as observadas em Gan e Rao (1991) e Sinclair (1996), notam-se maiores semelhanças com as deste último, que apresenta área com maior dimensão para o desenvolvimento de sistemas no sul da Argentina do que no Uruguai, o que também concorda com o estudo de Satyamurty et al. (1990) baseado em imagens de satélite. Sinclair (1996) ainda mostra que as ciclogêneses no sul da Argentina localizam-se entre 45°-50°S, na região dos ventos de oeste mais intensos climatologicamente, similar aos resultados do presente estudo, enquanto Gan e Rao (1991), localizadas em ~42°S. Sinclair (1996) menciona que as diferenças entre os resultados de seu estudo e o de Gan e Rao (1991) são provavelmente devido às análises destes autores não incluírem centros de vorticidade móveis, porque quando um centro de rotação é sobreposto a gradientes horizontais de pressão, um estágio é alcançado no qual o mínimo de pressão desaparece. Assim, a supressão de sistemas no sul da Argentina pode ter favorecido a região ciclogênica no Uruguai a ter maior destaque no estudo de Gan e Rao (1991). Outro fator comentado por Sinclair (1996) que pode favorecer essa região é a definição de 5°x5° de latitude e longitude usada por Gan e Rao (1991) para computar a densidade dos sistemas, pois não há indicação no artigo desses autores que o efeito da latitude tivesse sido corrigido nos resultados. Como qualquer região limitada (exemplo 5°x5°) decresce em área com a latitude, resulta num bias que favorece os sistemas nas latitudes mais baixas. Por exemplo, uma região de 5°x5° localizada em 20° de latitude tem aproximadamente duas vezes a área de uma localizada em 60°.

Comparando-se a densidade das ciclogêneses ($\zeta_{-1.5}$) simuladas (**Figuras 4.12 e-h**) à do NCEP (**Figuras 4.12 a-d**), nota-se que o RegCM3 reproduz as principais regiões favoráveis à ocorrência destes sistemas, mas em cada estação do ano subestima a densidade das ciclogêneses, principalmente ao norte de 40°S, próximo à costa leste da América do Sul. Em particular, o RegCM3 apresenta sempre menor densidade de ciclogêneses na costa uruguaia.

Na costa sul/sudeste do Brasil (RG1), o RegCM3 mostra maior densidade de ciclogêneses no verão, concordando com o NCEP, mas a subestima e apresenta o núcleo de maior ocorrência dos sistemas deslocado para sudoeste em relação à reanálise (**Figuras 4.12 a e e**). No outono (**Figuras 4.12 b e f**), a densidade ciclogênética simulada na RG1 é menor do que a do NCEP, enquanto no inverno (**Figuras 4.12 c e g**) e na primavera (**Figuras 4.12 d e h**) é mais próxima da observada.

Na costa do Uruguai (RG2), o RegCM3 não reproduz os núcleos de densidade ciclogênética observados no verão (**Figuras 4.12 a e e**) e no outono (**Figuras 4.12 b e f**); entretanto no inverno (**Figuras 4.12 c e g**) e na primavera (**Figuras 4.12 d e h**) os simula com menor densidade do que no NCEP. A primavera é a estação que o RegCM3 mostra um núcleo com maior densidade de sistemas (**Figuras 4.12 d e h**), concordando com o NCEP. Entretanto, na contagem de sistemas na RG2 (**Figura 4.4**), que não é restrita somente ao núcleo ciclogênético, a maior frequência de sistemas continua ocorrendo na primavera o que difere do NCEP, por este mostrar maior frequência no inverno. O modelo também se diferencia da reanálise por apresentar um máximo em 40°S, o que sugere que o RegCM3 deslocou para sul muitas das ciclogêneses que deveriam aparecer na desembocadura do rio da Prata.

Na costa sul da Argentina (RG3), no verão (**Figuras 4.12 a e e**) e no outono (**Figuras 4.12 b e f**), o modelo distribui a ocorrência de ciclogêneses em dois centros: um entre 50°-45°S e outro no limite sul do domínio (55°S). Isto difere do padrão apresentado no NCEP, que mostra somente um núcleo em cada uma das estações. No verão, o modelo ainda consegue reproduzir a posição de um máximo de densidade observado entre 45°-48°S no NCEP, mas no outono distribui meridionalmente as ciclogêneses que ocorrem num núcleo entre 50°S e 50°W no NCEP. O inverno (**Figuras 4.12 c e g**) é a estação que o modelo praticamente reproduz o núcleo observado no NCEP, tanto em intensidade quanto em localização, enquanto na primavera (**Figuras 4.12 d e h**) mostra uma grande subestimativa e um deslocamento do núcleo de máxima densidade para norte em relação ao NCEP. A maior densidade de ciclogêneses no sul da Argentina na simulação ocorre no outono e no inverno, diferente do NCEP que é no verão.

A **Figura 4.11a** mostra que na reanálise do NCEP o máximo da atividade ciclogênética em todo o Atlântico sul ocorre no outono. Nesta estação, não somente as três regiões próximas à costa leste da América do Sul apresentam uma grande densidade de ciclogêneses, mas também uma outra afastada da costa, próxima à 50°S e 50°W (**Figura 4.12 b**), contribuindo para o máximo no outono. Na simulação (**Figura 4.12 f**), esta última região aparece deslocada para oeste, estendida para norte e com menor densidade do que no NCEP, além disso, o modelo subestima a densidade ciclogênética ao longo da costa sul-americana. Essas características ajudam a explicar a menor atividade ciclogênética

observada no outono no RegCM3, comparado ao NCEP. No inverno (**Figura 4.11a**), o total sazonal simulado é similar ao do NCEP, porém a distribuição espacial é diferente. As **Figuras 12 c e g** mostram que o modelo subestima a densidade ciclogênica no Uruguai nesta estação, mas que compensa o número de sistemas suprimidos pela superestima na porção oceânica afastada da costa ao sul de 35°S e na região localizada entre 45°W e 25°S. Na primavera (**Figura 4.11a**), a densidade simulada é inferior à do NCEP, devido ao RegCM3 subestimar o número de ciclogêneses, principalmente próximo à costa leste da América do Sul (**Figuras 4.12 d e h**). No verão (**Figuras 4.12 a e e**), o modelo também subestima a ocorrência de sistemas próximos à costa, porém superestima em direção ao setor central do Atlântico Sul, o que contribui para a média sazonal ser maior do que a observada no NCEP.

A principal diferença entre as ciclogêneses que se iniciam com $\zeta_{2.5}$ (**Figura 4.13**) e com $\zeta_{1.5}$ (**Figura 4.12**) é a supressão dos sistemas próximos à costa sul/sudeste do Brasil, tanto no NCEP quanto no RegCM3 (**Figura 4.13**). Além disso, muitos sistemas no sul da Argentina também são excluídos, principalmente no verão. Para estes sistemas mais intensos, a maior atividade ciclogênica no Atlântico Sul é observada no inverno em ambos, NCEP e RegCM3 (**Figuras 4.11b, 4.13c e 4.13g**).

Na desembocadura do rio da Prata, o NCEP apresenta um núcleo de ciclogêneses em todas as estações, mas com maior densidade na primavera (**Figura 4.13d**). Similar à **Figura 4.12**, a densidade do núcleo é menor no inverno do que na primavera, mas a área de formação dos sistemas é mais ampla no inverno. Comparando-se a simulação com a reanálise (**Figura 4.13**) é observado que o RegCM3 reduz a atividade ciclogênica na costa do Uruguai em todas as estações do ano e desloca para sul as ciclogêneses ocorridas no verão e primavera. Nesta região, o modelo simula o núcleo com máxima densidade de ciclogêneses no inverno (**Figura 4.13g**). Na costa sul da Argentina, as ciclogêneses simuladas aparecem deslocadas para sul comparadas às do NCEP, exceto no inverno (**Figuras 4.13 c e g**), quando a localização e a densidade do núcleo simulado são muito similares às do NCEP. No outono (**Figuras 4.13 b e f**), o modelo ainda simula um núcleo com intensidade reduzida em ~45°S que fica a norte do observado no NCEP.

Através da **Figura 4.13** foi possível notar, tanto no NCEP quanto no RegCM3, que as ciclogêneses que se iniciam mais intensas ($\zeta_{2.5}$) se formam preferencialmente próximo à costa leste da América do Sul e numa banda oeste-leste (entre 70°-10°W) próximo a 55°S. Por outro lado, quando as ciclogêneses inicialmente fracas ($\zeta_{1.5}$) também são consideradas (**Figura 4.12**), observa-se que a região de formação destes sistemas não fica somente confinada ao limite sul do domínio e próximo à costa, isto é, se espalha pelo Atlântico Sul até 25°S. Em suma, os ciclones inicialmente mais fracos podem se formar em latitudes mais

baixas do Atlântico Sul, enquanto os inicialmente mais intensos tendem a se concentrar próximo à fronteira sul do domínio, exceto no inverno, quando também se formam em latitudes mais baixas. Essas características são resumidas na **Figura 4.14**, que apresenta a densidade total de ciclogêneses, no período de 1990 a 1999, no NCEP e no RegCM3 que se iniciaram com $\zeta_{-1.5}$ e $\zeta_{-2.5}$. A **Figura 4.14** também destaca as três regiões ciclogênicas no setor oeste do Atlântico Sul e a subestimativa da ocorrência de ciclogêneses no modelo próximas à costa e a superestimativa na parte central do Atlântico Sul, comparado ao NCEP, quando se consideram os sistemas com $\zeta_{-1.5}$ (**Figuras 4.14 a e c**). Com relação aos sistemas inicialmente mais intensos (**Figuras 4.14 b e d**), destaca a supressão das ciclogêneses na costa sul/sudeste do Brasil na simulação e na reanálise, a supressão de ciclogêneses na costa uruguaia na simulação e o surgimento de um núcleo de ciclogêneses em 40°S em ambos, NCEP e RegCM3.

Nas **Figuras 4.15 e 4.16** são apresentados os mapas da densidade sazonal total (1990-1999) dos ciclones no NCEP e RegCM3, respectivamente, em intervalos de tempo (6, 12, 24, 36 e 48 h após a identificação da primeira posição), a fim de ilustrar o deslocamento destes sistemas. Já a **Tabela 4.4** mostra, em termos de médias sazonais, a distância percorrida pelos ciclones entre os intervalos de tempo e a respectiva velocidade média.

Através das **Figuras 4.15 e 4.16** e da **Tabela 4.4** observa-se, tanto no NCEP quanto no RegCM3, que os ciclones percorrem maiores distâncias no inverno, em todos os intervalos de tempo pré-estabelecidos, e menores no verão, com exceção do intervalo entre 36-48 h, onde o mínimo aparece no outono/verão no NCEP e na primavera/verão no RegCM3. Estes resultados concordam com os de Simmonds e Keay (2000a), que observaram distâncias médias percorridas pelos ciclones no Hemisfério Sul de 2315 km no inverno e de 1946 km no verão. No NCEP, a distância percorrida pelos sistemas é maior nas 12 primeiras horas de vida, exceto no inverno, quando as maiores trajetórias ocorrem entre 24-36 h. Já no RegCM3, em todas as estações as ciclogêneses apresentam maior deslocamento nas primeiras 12 h. Resultados similares foram obtidos por Mendes (2006), que elaborou uma análise para as ciclogêneses no Atlântico Sul identificadas através de mínimos de pressão ao nível médio do mar. No NCEP, as ciclogêneses têm menor deslocamento nas quatro estações entre 12-24 h e 36-48 h, enquanto no RegCM3 o menor deslocamento é observado apenas entre 36-48 h.

A **Tabela 4.4** mostra que, ao longo do tempo de vida dos ciclones, a vortacidade é mais intensa naqueles registrados na reanálise, que apresenta uma variação sazonal com sistemas mais intensos no inverno e mais fracos no verão. O RegCM3 simula este mesmo padrão sazonal. Além disso, concorda com o NCEP ao simular a gradual intensificação dos sistemas ao longo do tempo de vida destes, ou seja, vortacidade mais fraca na fase inicial dos sistemas e mais intensa quando apresentam tempo de vida superior a 36 horas.

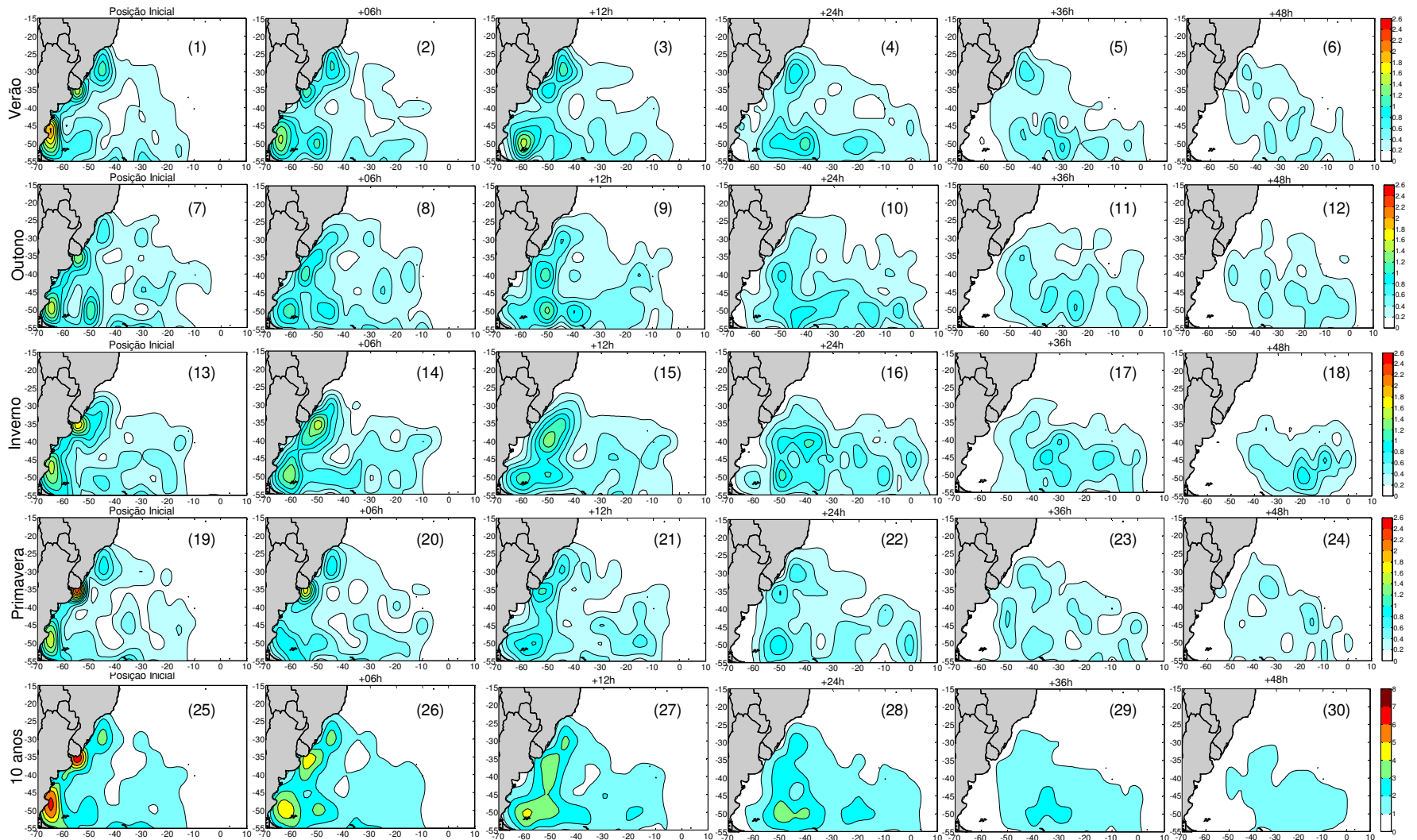


Figura 4.15 Densidade do total de ciclogêneses por estação do ano (10^{-4} km^{-2}) e densidade total no período de 1990 a 1999, que se iniciaram com $\zeta \leq -1,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ na reanálise do NCEP na primeira posição identificada (coluna mais a esquerda) e nos intervalos de tempo posteriores: 6h (segunda coluna da esquerda para direita), 12 h (terceira coluna), 24 h (quarta coluna), 36 h (quinta coluna) e 48 h (sexta coluna). As linhas indicam as estações do ano, exceto a última que é a densidade total.

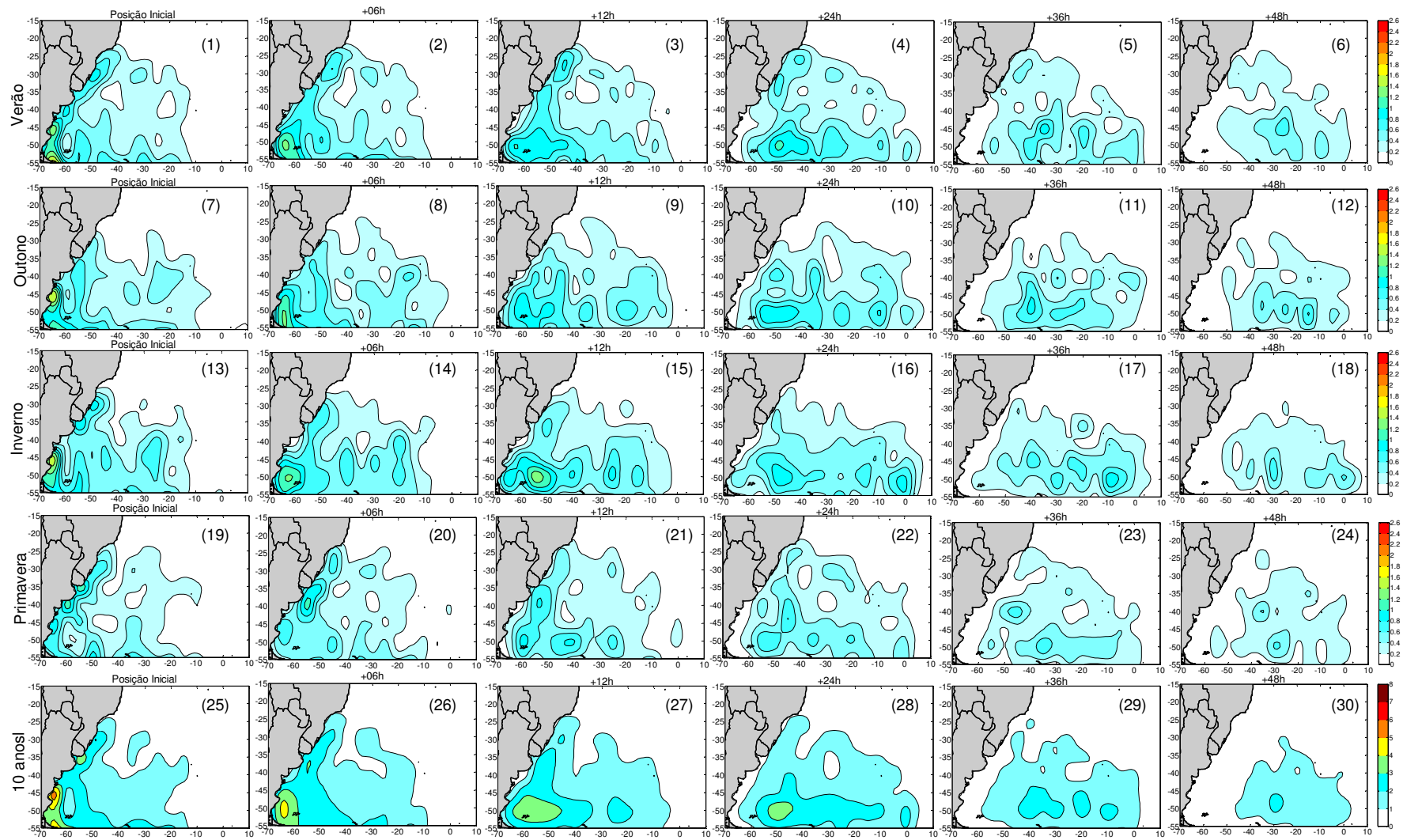


Figura 4.16 Similar à Figura 4.15, mas para os sistemas simulados com o RegCM3.

Tabela 4.4 Distância média sazonal percorrida (km), em intervalos de tempo, pelos ciclones identificados no RegCM3 (R) e NCEP (N) com $\zeta_{-1,5}$ no Atlântico Sul, entre 1990 e 1999, e respectiva velocidade média sazonal (ms^{-1}). A tabela também mostra a vorticidade suavizada média dos sistemas em 6, 12, 24, 26 e 48 h após a primeira identificação.

Distância (km) V. Média (ms^{-1}) Vorticidade ($\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$)		Intervalos de Tempo									
		0-6 h		6-12 h		12-24 h		24-36 h		36-48 h	
		R	N	R	N	R	N	R	N	R	N
Verão	Distância	297,4	293,8	286,6	308,0	525,4	576,3	556,8	583,0	552,3	570,6
	V. Média	13,8	13,6	13,3	14,3	12,2	13,3	12,9	13,5	12,8	13,2
	Vorticidade	-2,5	-2,6	-2,6	-2,9	-2,9	-3,3	-3,4	-3,8	-4,4	-4,1
Outono	Distância	303,5	311,4	323,0	324,4	597,1	587,4	595,6	610,9	556,2	569,5
	V. Média	14,1	14,4	15,0	15,0	13,8	13,6	13,8	14,1	12,9	13,2
	Vorticidade	-2,6	-2,8	-2,7	-3,1	-3,0	-3,5	-3,2	-3,9	-3,5	-4,2
Inverno	Distância	330,3	341,9	337,2	344,8	644,1	674,5	652,1	722,8	579,3	684,2
	V. Média	15,3	15,8	15,6	16,0	14,9	15,6	15,1	16,7	13,4	15,8
	Vorticidade	-2,7	-2,9	-2,8	-3,3	-3,2	-3,8	-3,5	-4,2	-3,8	-4,5
Primavera	Distância	300,5	308,0	299,2	318,0	580,9	607,9	581,9	605,8	549,5	596,5
	V. Média	13,9	14,3	13,9	14,7	13,4	14,1	13,5	14,0	12,7	13,8
	Vorticidade	-2,6	-2,8	-2,7	-3,0	-3,0	-3,4	-3,2	-3,8	-3,4	-4,0

4.2.5 As Três Regiões Ciclogénicas: Variabilidade Sazonal

As **Figuras 4.12-4.14** mostraram a existência de três regiões propícias ao desenvolvimento de ciclogêneses no setor oeste do Atlântico Sul e que foram reproduzidas pelo RegCM3, embora com menor densidade e em alguns casos com posição deslocada em relação ao NCEP. A fim de se investigar estas regiões ciclogénicas, três subdomínios (RG1, RG2 e RG3) foram estabelecidos de acordo com a **Figura 4.4**.

O número total de sistemas entre 1990 e 1999 por região e limiar de vorticidade inicial é apresentado na **Tabela 4.5**. Ressalta-se que nesta análise não foi realizada nenhuma correção dos resultados em função da latitude. O NCEP mostra maior número de sistemas em todas as regiões, exceto na RG3 considerando $\zeta_{-2,5}$, pois nesta o RegCM3 apresenta número similar de sistemas.

Tabela 4.5 Número de ciclogêneses nas regiões RG1, RG2 e RG3, entre 1990 a 1999, de acordo com o limiar de vortacidade.

Regiões Ciclogenéticas	$\zeta \leq -1,5 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$		$\zeta \leq -2,5 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$	
	RegCM3	NCEP	RegCM3	NCEP
RG 1	225 (76%)	296	32 (84%)	38
RG 2	276 (85%)	325	72 (53%)	135
RG 3	390 (94%)	417	150 (100%)	150

Considerando as ciclogêneses com $\zeta_{-1.5}$ (**Tabela 4.5**), o RegCM3 apresenta maior subestimativa de eventos na RG1 (-24%) e menor na RG3 (-6%). Ao considerar eventos inicialmente mais intensos ($\zeta_{-2.5}$), o RegCM3 mostra baixo *skill* na simulação das ciclogêneses encontradas na RG2, pois simula apenas 53% dos eventos registrados no NCEP. Já nas RG1 e RG3 o número de ciclogêneses simuladas é muito próximo ao do NCEP.

A razão entre as ciclogêneses que se iniciam com $\zeta_{-1.5}$ e $\zeta_{-2.5}$ (**Tabela 4.5**) simulada pelo RegCM3 é muito semelhante à obtida no NCEP, exceto na RG2 onde cerca de 41% das ciclogêneses no NCEP iniciam-se intensas, enquanto no RegCM3 apenas 26%. Na RG1, tanto o RegCM3 quanto o NCEP indicam a predominância de ciclogêneses inicialmente fracas, sendo os eventos inicialmente fortes representativos de 14% e 12%, respectivamente, do total de ciclogêneses. A contribuição dos eventos inicialmente fortes no total de ciclogêneses cresce na RG3 com participação de 36% no NCEP e 38% no RegCM3. Este aumento de intensidade é devido à influência de sistemas que adentram o domínio de estudo pela fronteira sul.

As médias sazonais das ciclogêneses e seus desvios-padrões para as regiões RG1, RG2 e RG3 são apresentados nas **Figuras 4.17** e **4.18**, respectivamente. Os resultados do NCEP mostram que nas RG1 e RG3 (**Figuras 4.17 a e c**) as ciclogêneses com $\zeta_{-1.5}$ ocorrem durante todo ano, mas com uma preferência pelo verão. O ciclo anual dos sistemas nestas duas regiões difere do obtido na RG2 (**Figura 4.17 b**), que apresenta maior atividade ciclogênica no inverno, concordando com os estudos de Gan e Rao (1991) e Sinclair (1996). Na RG1 quando se consideram apenas os sistemas inicialmente mais intensos (**Figura 4.17d**), o NCEP mostra o verão seguido pelo inverno como as estações de maior atividade ciclogênica. Comparando-se as **Figuras 4.17a e d** nota-se que os sistemas inicialmente mais intensos representam uma pequena fração da média mostrada na **Figura 4.17a**. Na RG2 (**Figura 4.17e**), o número de ciclogêneses no NCEP cresce consideravelmente no inverno (+67%) comparado às outras estações. Isto mostra que os sistemas inicialmente mais intensos contribuem efetivamente para o total de ciclogêneses

nesta região. Na RG2 a amplitude do ciclo anual é maior do que nas RG1 e RG3, tanto para sistemas com $\zeta_{-1.5}$ (Figura 4.17b) quanto para $\zeta_{-2.5}$ (Figura 4.17e). Na RG3 as ciclogêneses inicialmente mais intensas (Figura 4.17f) apresentam um ciclo anual com aumento de sistemas no inverno e decréscimo nas demais estações. Além disso, o ciclo anual destes sistemas comparado àquele dos sistemas com $\zeta_{-1.5}$ (Figura 4.17c) apresenta maior variabilidade intersazonal.

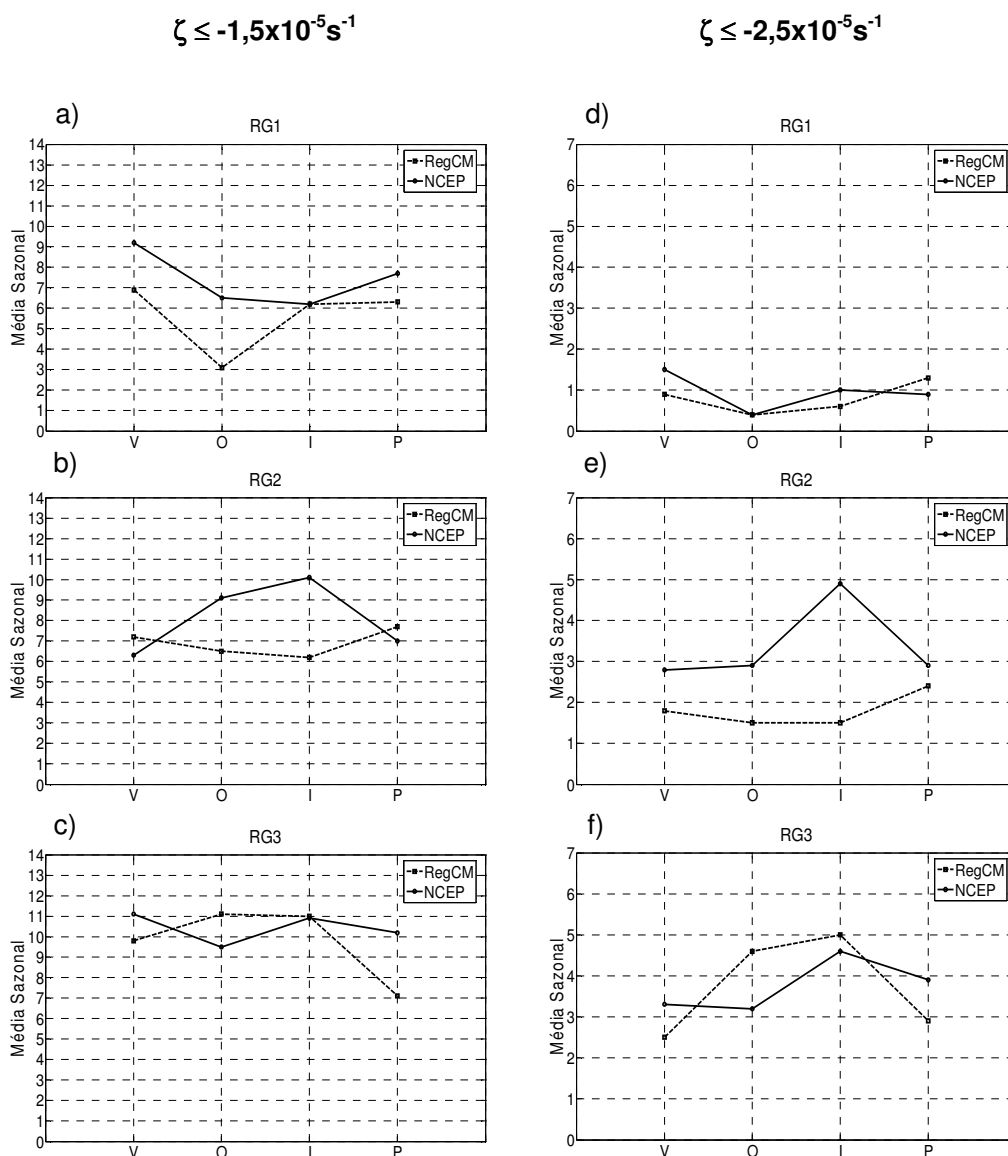


Figura 4.17 Média sazonal da ocorrência de ciclogêneses no RegCM3 (linha tracejada) e no NCEP (linha contínua) com vorticidade inicial $\zeta \leq -1,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (coluna esquerda) e $\zeta \leq -2,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (coluna direita) nas regiões RG1, RG2 e RG3.

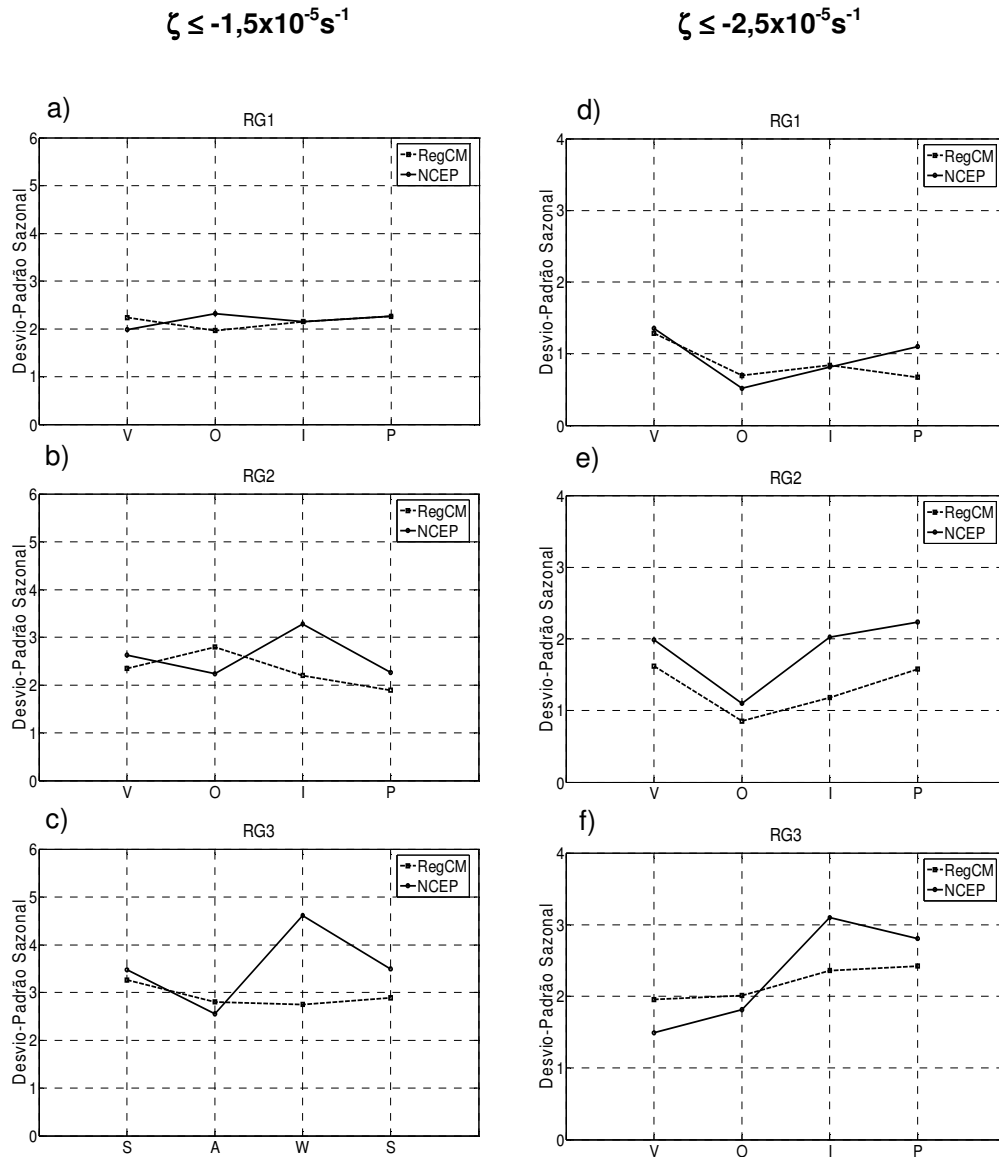


Figura 4.18 Desvio-padrão sazonal da ocorrência de ciclogêneses no RegCM3 (linha tracejada) e no NCEP (linha contínua) com vorticidade inicial $\zeta \le -1,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (coluna esquerda) e $\zeta \le -2,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (coluna direita) nas regiões RG1, RG2 e RG3.

A maior diferença entre o ciclo anual simulado e o do NCEP é observada na RG2, onde o NCEP mostra que os ciclones inicialmente intensos são importantes para o máximo no inverno (**Figuras 4.17 b e e**) e o RegCM3 não simula esta contribuição. Por outro lado, nesta área o RegCM3 apresenta uma pequena superestimativa do número de ciclogêneses com $\zeta_{-1.5}$ no verão e primavera. Em ambas as estações o RegCM3 subestimou os sistemas inicialmente fracos na RG1 (**Figura 4.17a**) e RG3 (**Figura 4.17c**). Para os sistemas com ζ .

$\zeta_{-2.5}$, o RegCM3 apresenta subestimativas nas três regiões, exceto na primavera na RG1 (**Figura 4.17a**) e no outono e inverno na RG3 (**Figura 4.17f**).

O desvio-padrão dos sistemas que se iniciam com $\zeta_{-1.5}$ indica que o NCEP e o RegCM3 possuem pequena variabilidade interanual na RG1 (**Figura 4.18a**), isto é, o número total de ciclones numa dada estação em cada ano não mostra grande diferença no período de 1990 a 1999. Além disso, nesta região, o desvio-padrão da simulação e da reanálise são muito similares com cerca de ± 2 sistemas por estação. O maior desvio-padrão observado no NCEP e no RegCM3 ocorre na RG3 (**Figura 4.18c**), e também é nesta região que há maior diferença entre simulação e reanálise, mas apenas no inverno. O desvio-padrão dos sistemas inicialmente mais intensos simulado pelo RegCM3 (**Figuras 4.18 d-f**) tem comportamento similar ao do NCEP, embora apresente diferenças nos valores médios principalmente na RG2 (**Figura 4.18e**). No NCEP e RegCM3 a estação com maior variabilidade depende da região investigada. Por exemplo, no NCEP (RegCM3) o verão (verão), a primavera (verão) e o inverno (primavera) apresentam maior variabilidade temporal na RG1, RG2 e RG3, respectivamente, para sistemas com $\zeta_{-2.5}$.

4.2.6 Características Médias dos Ciclones

Esta seção apresenta as características médias (tempo de vida, distância percorrida, velocidade média e intensidade média na primeira posição e durante o ciclo de vida) dos ciclones identificados em todo o Atlântico Sul (**Tabela 4.6** e **Figuras 4.19** e **4.20**) e nos três subdomínios: RG1, RG2 e RG3 (**Tabelas 4.7** e **4.8**).

A **Tabela 4.6** mostra que a média da vorticidade relativa suavizada na primeira posição dos ciclones simulados em todo o Atlântico Sul é muito similar à do NCEP, tanto para os sistemas que se iniciam com $\zeta_{-1.5}$ quanto com $\zeta_{-2.5}$. Entretanto, as distribuições de freqüências relativas desta variável para os sistemas simulados e registrados na reanálise com $\zeta_{-1.5}$ e $\zeta_{-2.5}$, respectivamente (**Figuras 4.19a** e **4.20a**), mostram que o RegCM3 possui uma tendência a simular um maior número de sistemas que se iniciam com vorticidade fraca ($-2,0 \leq \zeta \leq -1,5$ **Figura 4.19a**) e um menor número para sistemas que se iniciam mais intensos ($-3,0 \leq \zeta < -2,5$ **Figura 4.19a**), o que concorda com a **Figura 4.7**. Diferenças mais acentuadas entre o RegCM3 e o NCEP são obtidas quando a análise é realizada para a média da vorticidade durante o ciclo de vida dos ciclones (**Tabela 4.6** e **Figuras 4.19b** e **4.20b**).

Na análise qualitativa dos campos horários da vorticidade relativa do RegCM3 e do NCEP observou-se que os sistemas simulados iniciaram-se em média 12 a 24 h após

aqueles no NCEP, o que conduziu a uma defasagem da posição dos mesmos. Entretanto, como o decaimento desses sistemas geralmente ocorreu após os do NCEP contribuiu para tempo de vida similar nas duas climatologias. Este resultado é confirmado na **Tabela 4.6**, onde praticamente não há diferenças no tempo de vida médio dos ciclones no RegCM3 e no NCEP e, também, nas **Figuras 4.19c** e **4.20c**.

A **Tabela 4.6** mostra que a média da distância percorrida pelos ciclones no RegCM3 e NCEP difere no máximo em 70 km (~3% do total percorrido no NCEP) tanto com relação aos sistemas inicialmente fracos quanto intensos. Nas **Figuras 4.19d** e **4.20d** observa-se que o RegCM3 tem uma ligeira tendência a simular maior (menor) número de sistemas que percorrem menores (maiores) distâncias do que os registrados no NCEP. Com relação à velocidade média, uma diferença máxima de 0,7 e 0,2 ms^{-1} entre o RegCM3 e o NCEP (**Tabela 4.6**) é observada para os sistemas que se iniciam com $\zeta_{-1.5}$ e $\zeta_{-2.5}$, respectivamente. Os sistemas simulados ($\zeta_{-1.5}$, $\zeta_{-2.5}$) possuem menor velocidade média do que os registrados na reanálise e, isto é, devido ao fato destes sistemas percorrerem distâncias ligeiramente inferiores aos do NCEP, já que o tempo de vida dos mesmos é similar aos do NCEP. Nas **Figuras 4.19e** e **4.20e**, o RegCM3 apresenta menor número de sistemas com rápido deslocamento (velocidade média superior a 15 ms^{-1}) do que o NCEP e o oposto ocorre para sistemas lentos.

De forma geral, considerando tanto os ciclones com $\zeta_{-1.5}$ quanto os com $\zeta_{-2.5}$, na simulação e na reanálise, há maior número relativo de sistemas com vorticidade média entre $-3,5$ a $-2,0 \times 10^{-5}\text{s}^{-1}$, com tempo de vida entre 1-2 dias, que percorrem distâncias entre 1500-2000 km e com velocidade média entre 10-15 ms^{-1} . Através das semelhanças entre os histogramas pode-se concluir que o RegCM3 representa as principais características climatológicas dos ciclones no Atlântico Sul registradas na reanálise do NCEP.

Tabela 4.6 Características médias dos ciclones em todo o Atlântico Sul entre 1990 e 1999.

	$\zeta \leq -1,5 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$		$\zeta \leq -2,5 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$	
	RegCM	NCEP	RegCM	NCEP
Vorticidade Inicial Suav ($\times 10^{-5} \text{s}^{-1}$)	-2,4	-2,5	-3,3	-3,4
Vorticidade Média Suav ($\times 10^{-5} \text{s}^{-1}$)	-3,0	-3,5	-3,6	-4,0
Tempo de Vida (dias)	2,7	2,6	2,6	2,6
Distância Percorrida (km)	2350,9	2421,1	2377,5	2437,3
Velocidade Média (ms^{-1})	10,1	10,8	10,6	10,8

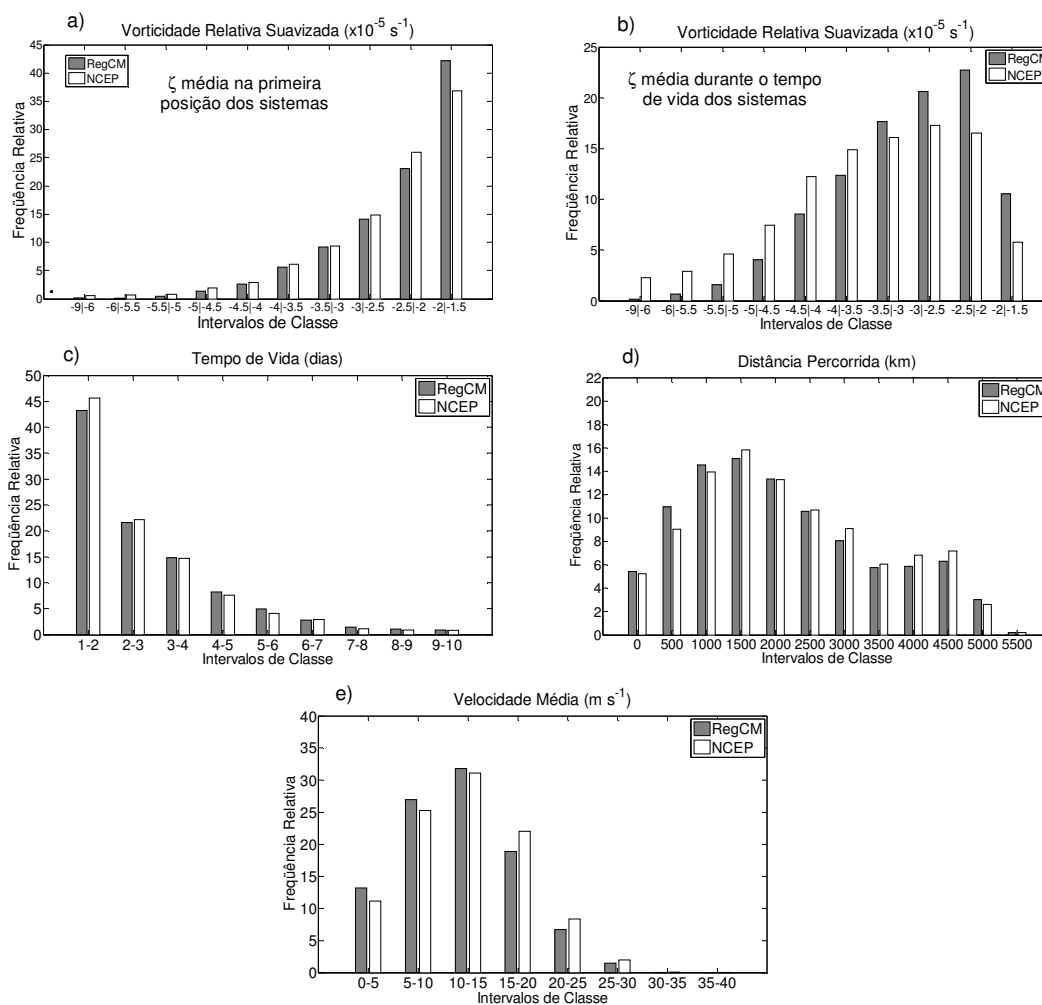


Figura 4.19 Histogramas das freqüências relativas da (a) vorticidade relativa suavizada na primeira posição dos sistemas, (b) média da vorticidade relativa suavizada durante o tempo de vida dos sistemas, (c) tempo de vida, (d) distância percorrida e (e) velocidade média dos ciclones que se iniciaram com $\zeta \leq -1,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ no Atlântico Sul, entre 1990 e 1999, na reanálise do NCEP (barras brancas) e na simulação do RegCM3 (barras cinzas).

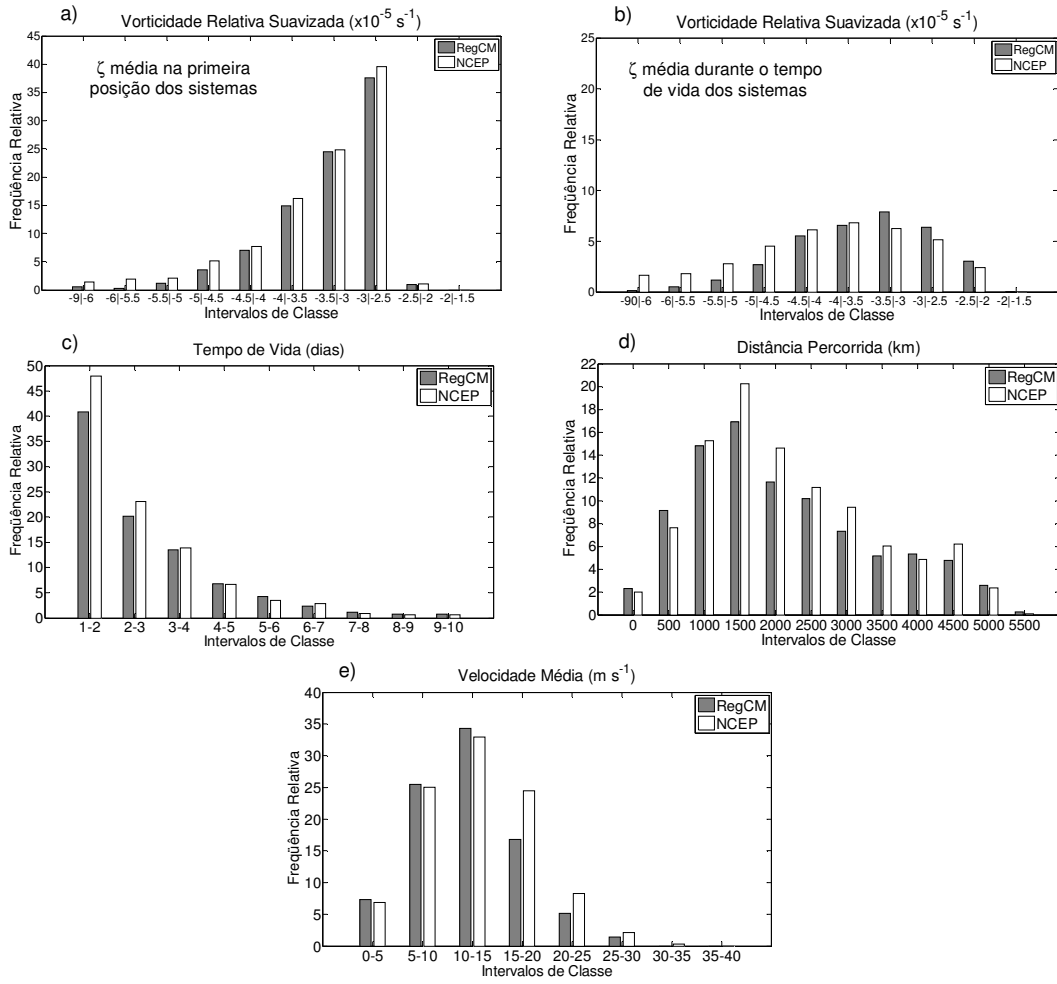


Figura 4.20 Similar à **Figura 4.19**, mas para os sistemas que se iniciaram com $\zeta \leq -2,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$.

As **Tabelas 4.7** e **4.8** apresentam as características médias dos ciclones que se originaram nas RG1, RG2 e RG3 com $\zeta_{-1.5}$ e $\zeta_{-2.5}$, respectivamente. Na RG1, os sistemas simulados e os da reanálise que se iniciaram com $\zeta_{-1.5}$ e $\zeta_{-2.5}$ apresentam maior tempo de vida e menor velocidade, se comparados àqueles originados nas RG2 e RG3, além de possuírem vorticidade relativa mais fraca na primeira posição e ao longo de suas vidas.

Na RG2, embora o RegCM3 subestime o número de ciclogêneses (**Figura 4.17**), as características médias dos sistemas simulados são similares às do NCEP e as menores diferenças são observadas em relação ao tempo de vida e a vorticidade relativa da posição inicial dos sistemas simulados. Essas características também são observadas na RG3. Os sistemas na RG3 possuem menor tempo de vida e percorrem menores distâncias do que os nas demais regiões porque muitos deles saem rapidamente do domínio em estudo ou adentram o mesmo, uma vez que se encontram no limite sul da área de *tracking*.

Tabela 4.7 Características médias dos ciclones que se originaram nas regiões RG1, RG2 e RG3 com $\zeta \leq -1,5 \times 10^5 \text{s}^{-1}$, entre 1990 e 1999.

	RegCM3			NCEP		
	RG1	RG2	RG3	RG1	RG2	RG3
Vorticidade Inicial Suav ($\times 10^{-9} \text{s}^{-1}$)	-2,0	-2,2	-2,4	-2,0	-2,5	-2,4
Vorticidade Média Suav ($\times 10^{-9} \text{s}^{-1}$)	-2,8	-3,3	-3,2	-3,2	-4,0	-3,6
Tempo de Vida (dias)	3,6	3,3	2,8	3,5	3,2	2,5
Distância Percorrida (km)	2628,8	3116,4	2736,7	2693,8	3141,6	2489,2
Velocidade Média (ms^{-1})	8,5	10,9	11,3	9,0	11,4	11,5

Tabela 4.8 Similar à **Tabela 4.7**, mas para os sistemas que se iniciam com $\zeta \leq -2,5 \times 10^5 \text{s}^{-1}$.

	RegCM3			NCEP		
	RG1	RG2	RG3	RG1	RG2	RG3
Vorticidade Inicial Suav ($\times 10^{-9} \text{s}^{-1}$)	-2,9	-3,0	-3,1	-3,0	-3,3	-3,2
Vorticidade Média Suav ($\times 10^{-9} \text{s}^{-1}$)	-3,4	-3,9	-3,8	-4,3	-4,5	-4,1
Tempo de Vida (dias)	3,9	3,5	2,9	4,1	3,2	2,8
Distância Percorrida (km)	2728,2	3226,2	2748,0	3336,2	3288,0	2635,7
Velocidade Média (ms^{-1})	8,1	10,7	11,0	9,4	11,9	10,9

4.3 Conclusões Parciais

Neste capítulo foi investigada a eficiência do RegCM3 em simular as características climatológicas dos ciclones extratropicais registrados na reanálise do projeto R-2 do NCEP, sobre o oceano Atlântico Sul, entre 1990 e 1999. Para tanto, um esquema numérico foi utilizado para identificar e rastrear os ciclones com tempo de vida igual ou superior a 24 h no campo da vorticidade relativa, do NCEP e do RegCM3, obtida com o vento a 10 m de altura. As análises foram realizadas considerando dois conjuntos: um de sistemas inicialmente fracos ($\zeta \leq -1,5 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$) e outro de sistemas inicialmente fortes ($\zeta \leq -2,5 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$). Ressalta-se que os sistemas inicialmente fortes estão contidos no conjunto dos inicialmente fracos.

No período entre 1990 a 1999 foram identificadas 2760 ciclogêneses que se iniciaram com $\zeta_{-1.5}$ no RegCM3 e 2787 no NCEP, que correspondem a uma média anual e a um desvio-padrão de 276 ($\pm 11,2$) e 278,7 ($\pm 11,1$) sistemas, respectivamente. De acordo com esses valores, o modelo subestimou 1% do número total de ciclogêneses identificadas no NCEP. Considerando apenas os sistemas que se iniciaram com $\zeta_{-2.5}$, foram identificadas um total de 948 e 1047 ciclogêneses no RegCM3 e no NCEP, respectivamente. Esses valores forneceram uma média anual e um desvio-padrão de 94,8 ($\pm 9,8$) sistemas no RegCM3 e de 104,7 ($\pm 14,3$) no NCEP e representaram uma subestimativa do modelo de -9,5% do total de ciclogêneses observadas no NCEP. Isto indica que o RegCM3 tem maior dificuldade em simular sistemas inicialmente intensos.

Uma vez que o RegCM3 simula os sistemas que aparecem inicialmente fortes no NCEP com vorticidade inicial mais fraca, estes ficaram confinados no conjunto dos sistemas com $\zeta_{-1.5}$. Por este motivo que o número de sistemas simulados é mais similar ao do NCEP quando a análise é feita para sistemas com $\zeta_{-1.5}$. Ainda para este conjunto, a pequena subestimativa da simulação deve-se à ocorrência de alguns sistemas com tempo de vida menor do que o limiar temporal de 24 h empregado no esquema numérico (como o modelo subestima a intensidade dos sistemas muitos não apresentam $\zeta \leq -1,5 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ durante 5 passos de tempo consecutivos e, assim, não são identificados pelo algoritmo de *tracking*) e também ao maior número de sistemas que saíram da região em estudo antes de completarem 24 h, pois muitos dos ciclones simulados se formaram ao sul/sudoeste dos registrados no NCEP, portanto, mais próximos da fronteira sul do domínio de análise. Além disso, há sistemas simulados que entraram no domínio e não tiveram tempo de vida mínimo exigido. Outro fator que contribuiu para diferenças entre as climatologias foi o maior número de vórtices ciclônicos próximos no NCEP do que no RegCM3.

A variabilidade interanual das ciclogêneses simuladas que se iniciaram com $\zeta_{-1.5}$ e $\zeta_{-2.5}$ apresentou padrão similar à do NCEP, porém foram observadas algumas diferenças em

valores absolutos, que foram maiores para os sistemas com $\zeta_{-2.5}$. A variabilidade interanual das ciclogêneses simuladas que se iniciaram com diferentes limiares de vorticidade também foi similar à do NCEP, mas o modelo superestimou em 4,1% o número de sistemas com $-2,5 < \zeta \leq -1,5$ e subestimou em -2,9% e -21,4% o número de sistemas com $-3,5 < \zeta \leq -2,5$ e $\zeta \leq -3,5$, respectivamente.

As ciclogêneses que se iniciaram com $\zeta_{-1.5}$ apresentaram um ciclo anual sem predomínio de uma estação do ano com máxima atividade ciclogênética, em função da em função da variabilidade do número de ciclogêneses mês a mês. O NCEP (RegCM3) mostrou um máximo de 27,6 (26,3) eventos em maio (dezembro) e um mínimo de 20,5 (19) em fevereiro (novembro). A diferença observada no mês de maior frequência de ciclogêneses é devido ao RegCM3 superestimar o número de sistemas em dezembro de 1990, que contribuiu para elevar a média mensal neste respectivo mês. No mês de fevereiro o modelo e o NCEP apresentaram quase a mesma frequência média de ciclogêneses, mas como o modelo subestimou o número de sistemas em novembro de 5 anos do período em estudo fez com que a média mensal fosse menor do que a do NCEP e isto explicou a diferença no mês de menor frequência de sistemas entre a simulação e a reanálise. A pequena variabilidade da frequência mensal de ciclogêneses no Atlântico Sul foi também obtida por Sinclair (1996) e uma variabilidade mais acentuada por Gan e Rao (1991). A diferença em relação à Gan e Rao (1991) é provavelmente associada à metodologia de identificação dos sistemas, uma vez que a destes autores é baseada em mínimos de PNMM que privilegia sistemas mais intensos. O ciclo anual obtido com as ciclogêneses que se iniciaram com $\zeta_{-2.5}$ foi bem definido e apresentou maior frequência de sistemas no mês de junho e menor em fevereiro/novembro, em ambos NCEP e RegCM3. Os resultados obtidos para os sistemas com $\zeta_{-1.5}$ e $\zeta_{-2.5}$ mostram que o ciclo anual das ciclogêneses é dependente da intensidade inicial dos sistemas. Um fato interessante é que considerando os sistemas com $\zeta_{-1.5}$ há grande frequência destes nos meses de janeiro e dezembro, em ambos NCEP e RegCM3, mas que se reduz quando se consideram os sistemas com $\zeta_{-2.5}$. Isto indica que os sistemas com fraca intensidade na primeira posição ocorrem preferencialmente no verão.

A distribuição sazonal do número de ciclogêneses também é dependente da intensidade inicial destes sistemas. O ciclo sazonal dos sistemas que se iniciaram com $\zeta_{-1.5}$ tem pequena amplitude no NCEP (diferença média de 5,4 sistemas) e mais pronunciada no RegCM3 (média de 9,1 sistemas). A maior atividade ciclogênética é observada no NCEP (RegCM3) no outono (verão) e a menor na primavera (primavera). A diferença entre a estação de maior frequência de sistemas é decorrente das maiores médias mensais simuladas em janeiro e dezembro, devido a superestimativas no número de sistemas nestes meses no ano de 1990, quando comparada simulação e reanálise. As médias mensais de

janeiro e dezembro mais elevadas na simulação do que no NCEP e a subestimativa da média simulada de novembro foram responsáveis pelo ciclo sazonal mais pronunciado na simulação. O ciclo sazonal dos sistemas que se iniciaram com $\zeta_{-2.5}$ apresentou maior amplitude no NCEP e menor no RegCM3. Ambos, RegCM3 e NCEP, mostram máxima frequência de sistemas no inverno, porém a mínima no RegCM3 ocorre na primavera seguida do verão e no NCEP no verão seguida da primavera. O inverno foi a estação do ano que o modelo subestimou o maior número de ciclogêneses e isso foi decorrente da influência do mês de junho de 1996, quando o modelo subestimou cerca de 15 sistemas. A variação sazonal obtida para os sistemas inicialmente mais intensos é similar à do estudo de Gan e Rao (1991) onde há um máximo no inverno e um mínimo no verão. A média sazonal da ocorrência de ciclogêneses que se iniciaram com diferentes limiares de vorticidade mostrou que os sistemas inicialmente fracos ($-2,5 < \zeta \leq -1,5$) ocorrem preferencialmente no verão, enquanto os mais fortes ($-3,5 < \zeta \leq -2,5$ e $\zeta \leq -3,5$) no inverno, tanto no NCEP quanto no RegCM3.

No Atlântico Sul, considerando-se os sistemas com $\zeta_{-1.5}$ no NCEP, foram identificadas três regiões preferenciais de desenvolvimento de ciclogêneses próximas à costa leste da América do Sul: na costa sul da Argentina próxima a 48°S, com maior frequência no verão; no Uruguai, na região da desembocadura do rio da Prata (35°S), com maior densidade de sistemas na primavera; e na costa das regiões sul e sudeste do Brasil, entre 25° e 30°S, com maior densidade de sistemas no verão. Esses três núcleos ciclogênicos também são evidentes nos estudos realizados por Necco (1982 a,b), Sinclair (1996), Hoskins e Hodges (2005) e Reboita et al. (2005). No presente estudo, também foi observada uma grande densidade ciclogênica próxima à fronteira sul do domínio, devido aos sistemas que se desenvolvem nesta região ou adentram este setor.

O RegCM3 foi capaz de simular as três regiões ciclogênicas, embora com menor densidade e, em algumas estações, com posição do núcleo ciclogênico deslocado em relação ao do NCEP. A subestimativa de sistemas próxima à costa foi compensada por uma superestimativa no sentido da parte mais central do oceano. A maior frequência de sistemas simulados na costa sul/sudeste do Brasil ocorreu no verão e na costa do Uruguai na primavera, concordando com o NCEP. O resultado obtido para o Uruguai em ambos, NCEP e RegCM3, difere dos estudos de Gan e Rao (1991) e Sinclair (1996) que mostram maior frequência de ciclogêneses no inverno. Nesta estação, no NCEP a densidade do núcleo ciclogênico é menor do que na primavera, porém a área de formação das ciclogêneses é maior. Assim, delimitando-se uma região para a contagem do número de sistemas obtém-se maior ocorrência no inverno, o que concorda com os autores citados. Já no RegCM3,

mesmo com a contagem a primavera continua sendo a estação preferencial de ciclogêneses na costa do Uruguai. Na costa sul da Argentina, o núcleo ciclogênético simulado é mais intenso no outono/inverno, diferindo do NCEP, que é no verão, pois nesta estação muitas ciclogêneses simuladas aparecem próximas à fronteira sul do domínio, ou seja, deslocadas da região do núcleo ciclogênético. Embora próximo à costa leste da América do Sul, as regiões ciclogênicas (exceto a do Uruguai) apresentem maior ocorrência de ciclogêneses no verão, considerando todo o Atlântico Sul, o máximo sazonal é observado no outono no NCEP. Nesta estação, além da grande frequência de sistemas próximos à costa, existe um outro núcleo ciclogênético situado entre 50°S e 50°W, que contribui para o máximo sazonal. Na simulação, a densidade deste núcleo é subestimada.

A principal diferença entre a densidade ciclogênética dos sistemas que se iniciaram com $\zeta_{-1.5}$ e $\zeta_{-2.5}$ foi a supressão do núcleo de ciclogêneses na costa sul/sudeste do Brasil em ambos, NCEP e RegCM3, no conjunto dos sistemas inicialmente mais intensos. Considerando os sistemas com $\zeta_{-2.5}$, no Uruguai o modelo mostrou o núcleo ciclogênético com maior densidade no inverno e o NCEP na primavera, enquanto no sul da Argentina, ambos apresentaram a maior densidade ciclogênética no inverno. Nesta região, a supressão de sistemas inicialmente fracos contribuiu para mudar a estação do núcleo de maior densidade.

Os ciclones extratropicais no Atlântico Sul com $\zeta_{-1.5}$ apresentaram as seguintes características médias no NCEP (RegCM3): vorticidade relativa na primeira identificação de $-2,5 (-2,4) \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$, vorticidade média durante o ciclo de vida de $-3,5 (-3,0) \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$, tempo de vida de 2,6 (2,7) dias, distância percorrida de 2421 (2351) km e velocidade média de 10,8 (10,1) ms^{-1} . Já os sistemas que se iniciaram com $\zeta_{-2.5}$ apresentaram no NCEP (RegCM3): vorticidade relativa na primeira identificação de $-3,4 (-3,3) \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$, vorticidade média durante o ciclo de vida de $-4,0 (-3,6) \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$, tempo de vida de 2,6 (2,6) dias, distância percorrida de 2437 (2377) km e velocidade média de 11 (10,5) ms^{-1} . Embora os sistemas simulados tenham em média se iniciado 12 a 24 h após os do NCEP, o tempo de vida nas duas climatologias foi similar, devido às ciclogêneses simuladas decaírem após às do NCEP. A subestimativa da vorticidade média ao longo do ciclo de vida dos sistemas simulados pode ser decorrente da menor magnitude do vento a 10 m no RegCM3, quando comparado ao NCEP, como mostrou o **Capítulo 3**. A fim de se comparar os resultados da simulação e da reanálise, para cada variável mencionada, foram determinadas distribuições de frequências relativas, as quais mostraram que o RegCM3 simula o padrão registrado no NCEP.

Os resultados deste estudo mostraram que o RegCM3 simula os principais aspectos da climatologia de ciclones no Atlântico Sul. Embora algumas diferenças tenham ocorrido

entre a simulação e a reanálise, as mesmas não prejudicam os estudos que vierem a utilizar este modelo, pois em climatologia não é de interesse saber a hora e a localização exata de atuação dos sistemas e, sim, que eles apareçam na simulação para que as características atmosféricas médias de uma região possam ser determinadas.

Neste capítulo foram destacadas algumas questões que devem ser respondidas nos capítulos posteriores como: 1) por que o modelo tende a subestimar o número de ciclogêneses próximas à costa e a superestimar em direção ao centro do domínio? 2) quais são os mecanismos que contribuem para a formação de ciclogêneses nas três regiões próximas à costa leste da América do Sul? e 3) por que os sistemas ocorrem com maior frequência em determinada estação?

CAPÍTULO 5

Análise de Composições

O **Capítulo 4** apresentou as climatologias de ciclones extratropicais sobre o Atlântico Sul, no período de 1990 a 1999, obtidas da reanálise do NCEP e da simulação do RegCM3. A climatologia que utiliza um limiar de vorticidade menos restritivo ($\zeta \leq -1,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) mostrou três regiões favoráveis à gênese de ciclones próximas à costa leste da América do Sul e que a frequência máxima destes sistemas em cada região ocorre numa determinada estação do ano. Entretanto, não foram exploradas as causas dinâmicas que levam a tais observações. Assim, um dos objetivos deste capítulo é investigar os padrões atmosféricos associados à ocorrência de ciclogêneses em cada região e à variação sazonal destes sistemas. Para tanto, serão analisadas composições de diferentes campos atmosféricos conforme descrito na metodologia a seguir. Porém, outro importante objetivo deste capítulo é identificar as semelhanças e diferenças entre os padrões atmosféricos da reanálise e da simulação nos períodos pré e pós ciclogêneses.

5.1 Dados e Metodologia

O esquema numérico apresentado no **Capítulo 4** permitiu identificar a data de início de cada ciclone no Atlântico Sul com $\zeta \leq -1,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, tanto na reanálise do NCEP quanto na simulação do RegCM3. Com base nessa informação, selecionou-se o horário de 12 UTC do dia em que os sistemas próximos à costa leste da América do Sul se iniciaram (0) e de um (-1) a dois dias (-2) prévios e de um (+1) a dois dias (+2) posteriores, para construir campos médios (composições) de algumas variáveis atmosféricas. Entretanto, antes de calcular as composições dos eventos ciclogênicos, separou-se os sistemas por região preferencial de formação (**Figura 4.4**) e por estação do ano. Como as composições mostram a evolução temporal média de uma determinada variável atmosférica antes e durante a ocorrência da ciclogênese, possibilitam identificar condições favoráveis ao desenvolvimento ou intensificação destes sistemas.

Para avaliar as diferenças entre os campos atmosféricos durante a ocorrência e não ocorrência das ciclogêneses também foi necessário determinar as composições para os casos de não-ciclogêneses, que corresponderam a todas as datas, sempre às 12 UTC, numa determinada região e estação do ano, que não registravam ciclogêneses. É importante ressaltar que as datas selecionadas para os casos de não-ciclogêneses são aquelas a partir do terceiro dia anterior e posterior ao do início de uma ciclogênese. O terceiro dia após o início de um sistema foi escolhido com base nos resultados climatológicos apresentados no **Capítulo 4**, que mostraram que os ciclones no Atlântico Sul têm em média ~3 dias de tempo de vida. Consideraram-se como anomalias as diferenças entre as composições dos eventos ciclogênicos e não-ciclogênicos (ciclogêneses – não-ciclogêneses).

Foram determinadas composições com os dados do NCEP e do RegCM3 para as componentes zonal e meridional do vento em 200 e 850 hPa, altura geopotencial em 200 e 500 hPa, advecção horizontal de vorticidade absoluta em 500 hPa, divergência horizontal do fluxo de umidade em 850 hPa, temperatura do ar em 1000 hPa, componentes e módulo do gradiente horizontal de temperatura em 1000 hPa, vorticidade relativa a 10 m de altura (ζ_{10}), pressão ao nível médio do mar (PNMM), precipitação e fluxos de calor latente e sensível. Como as composições das anomalias dos fluxos de calor latente e sensível apresentaram o mesmo padrão espacial, as duas foram somadas e denominadas de anomalias de fluxos de calor total (FCT).

Para o cálculo da advecção horizontal da componente vertical da vorticidade absoluta (ξ) utilizou-se a expressão:

$$-\bar{V} \cdot \bar{\nabla} \xi \quad (5.1)$$

onde $\bar{V} = u_{\bar{i}} + v_{\bar{j}}$ é o vetor velocidade do vento e $\bar{\nabla} \xi = \frac{\partial \xi}{\partial x} \bar{i} + \frac{\partial \xi}{\partial y} \bar{j}$ é o gradiente horizontal da vorticidade absoluta (ξ) definida como $\xi = f + \zeta$, onde f é a vorticidade planetária e ζ a vorticidade relativa.

A divergência do fluxo de umidade foi obtida através de:

$$\bar{\nabla} \cdot (q\bar{V}) \quad (5.2)$$

onde q representa a umidade específica e \bar{V} o vetor velocidade horizontal.

As expressões **5.1** e **5.2** foram calculadas numericamente através do método de diferenças finitas centradas.

Para verificar se as diferenças obtidas entre as composições dos eventos ciclogénéticos e não-ciclogénéticos eram significativas, calculou-se o teste de significância estatística t de Student (Stevenson, 1981, pgs 240-241):

$$t = \frac{\bar{x}_c - \bar{x}_{nc}}{\sqrt{\frac{s_c^2}{n_c} + \frac{s_{nc}^2}{n_{nc}}}} \quad (5.3)$$

onde \bar{x}_c e \bar{x}_{nc} correspondem às médias, s_c e s_{nc} , aos desvios-padrões e n_c e n_{nc} aos números totais de eventos ciclogénéticos (c) e não-ciclogénéticos (nc), respectivamente.

Inicialmente, formulam-se as hipóteses nula (H_0) e alternativa (H_1). Na primeira, considera-se que as duas amostras tenham médias iguais e, na segunda, que sejam diferentes:

$$H_0: \mu_1 = \mu_2 \quad \text{e} \quad H_1: \mu_1 \neq \mu_2 \quad (5.4)$$

Após, calcula-se o valor de t (**eq. 5.3**). Quando a soma do número de elementos de cada amostra (n_c e n_{nc}) excede a 30, que é o caso do presente estudo, a distribuição da

estatística calculada, que seria do tipo t de Student, pode ser aproximada diretamente pela distribuição normal fazendo-se a comparação com o valor crítico conveniente de Z .

Como este estudo utilizou um teste bi-lateral com nível de significância de $\alpha=0,1$ (que corresponde a um resultado com 90% de confiança), a hipótese H_0 foi rejeitada quando $-1,65 > t > 1,65$ ($\pm 1,65$ são os valores da distribuição Z com $\alpha=0,05$ em cada uma das caudas). Em outras palavras, quando o $|t| > 1,65$ a hipótese H_1 foi aceita. Nas figuras das anomalias (eventos ciclogênicos - não-ciclogênicos), as diferenças significativas ao nível de $\alpha=0,1$ foram circundadas por linhas pretas.

É importante mencionar que as figuras das composições do NCEP apresentam informações até longitudes menores (120°W) do que as do RegCM3 (80°W), buscando com isto evidenciar padrões atmosféricos que se deslocam do Pacífico e atingem a América do Sul. No entanto, o mesmo não é possível com os resultados do RegCM3, uma vez que o domínio oeste da simulação é mais restrito.

As composições foram determinadas para as ciclogêneses que se iniciaram com $\zeta \leq -1,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ e os resultados serão apresentados por região ciclogênica iniciando com as análises obtidas a partir dos dados do NCEP e, na seqüência, a comparação com as da simulação numérica.

5.2 Resultados

5.2.1 RG1: Costa Sul e Sudeste do Brasil

5.2.1.1 Composições com a Reanálise do NCEP

Apesar das ciclogêneses da RG1 já terem sido documentadas na literatura (Taljaard, 1967; Necco, 1982 a,b; Sinclair, 1994, 1995 e 1996; Hoskins e Hodges, 2005 e Reboita et al., 2005), os padrões atmosféricos característicos durante sua formação ainda não são completamente conhecidos. Alguns identificados ou sugeridos em estudos prévios foram mencionados no **Capítulo 2** e sintetizados na **Tabela 2.3**, e nesta seção serão comparados com os resultados do presente estudo.

As composições de altura geopotencial em 500 hPa dos ciclones iniciados na RG1, no verão (**Figuras 5.1 a-e**), revelam no dia -2 a presença de dois cavados com pequena amplitude em $\sim 32^\circ\text{S}$: um localizado na costa do Chile e outro entre o extremo sul do Brasil e o oceano Atlântico. Estes cavados mostram um padrão de onda curta, com comprimento de onda de $\sim 20^\circ$; resultado similar ao de Gan (1992) e Seluchi (1995) que mostraram a

presença de cavados com tais características durante eventos de ciclogêneses no verão. Outra característica destes cavados é o lento deslocamento, por exemplo, entre os dias -2 e 0 o cavado sobre o sul do Brasil deslocou seu eixo apenas para a costa (**Figura 5.1**). No dia 0, a leste deste cavado nota-se uma pequena região de anomalias de advecção de vorticidade absoluta ciclônica (negativa). As anomalias de altura geopotencial em 500 hPa (**Figuras 5.2 a-e**) mostram no dia -1 anomalias negativas, orientadas na direção noroeste-sudeste (NW-SE) desde o sul do Brasil até o oceano Atlântico. Tais anomalias atingem máxima intensidade no dia 0, ao sul da RG1, e decaem nos dias posteriores. O ciclo de vida das anomalias em 200 hPa (**Figuras 5.3 a-e**) é similar ao de 500 hPa, exceto por apresentar anomalias negativas desde o dia -2 e ligeiramente deslocadas para oeste e mais intensas. As anomalias negativas de altura geopotencial em níveis médios e superiores é um dos mecanismos indicativos de distúrbios ciclônicos em superfície, pois tais anomalias se devem a presença de cavados no escoamento atmosférico e, de acordo com o exposto no **Capítulo 2**, a leste dos cavados normalmente predomina divergência horizontal que é indicativa de movimentos ascendentes em superfície (região de baixa pressão). Sobre a RG1, o campo de ζ_{10} mostra anomalias ciclônicas em superfície durante os cinco dias de composições (**Figuras 5.4 a-e**). Entretanto, ressalta-se que estas anomalias no dia -2 devem ter pouca contribuição dos níveis superiores, pois anomalias negativas de altura geopotencial são ausentes em 500 hPa. Ainda em baixos níveis, as anomalias ciclônicas sobre a RG1 são menos evidentes na PNMM (**Figuras 5.5 a-e**) comparada à ζ_{10} , ou seja, apenas entre os dias 0 e +1 são visíveis anomalias ciclônicas de PNMM na RG1. Como já mencionado nos capítulos anteriores, a sobreposição do campo de pressão ao escoamento médio de oeste pode ser responsável por essa menor evidência das anomalias ciclônicas de PNMM.

No outono, dois cavados de onda curta no geopotencial em 500 hPa (**Figuras 5.1 f-j**) estão presentes entre o dia da ciclogênese e os dois dias posteriores em $\sim 29^\circ\text{S}$: um próximo à costa oeste e outro próximo à costa leste da América do Sul. Como entre os dias -2 e -1 estes cavados são praticamente ausentes, as **Figuras 5.1 f-h** sugerem que algum fator sobre o sul do Brasil contribua para a formação do cavado de onda curta a leste. Este padrão de desenvolvimento do cavado não é notado no verão devido ao lento deslocamento da onda em 500 hPa (talvez em função dos ventos mais fracos nesta estação – **Figuras 5.6 a-e**), na qual o cavado de onda curta já era observado desde o dia -2 (**Figura 5.1a**) sobre o sul do Brasil. Outras diferenças em relação ao verão são encontradas na latitude dos cavados de onda curta, que indicam a marcha sazonal dos padrões de tempo para norte no outono e, também, no padrão das anomalias de altura geopotencial em 500 hPa (**Figuras 5.2 f-j**), que no outono mostra um trem de ondas bem definido próximo a 50°S . Além disso, as anomalias negativas nesse trem de onda estão conectadas com as localizadas em latitudes mais baixas ($\sim 30^\circ\text{S}$) nos dias -1 e 0, diferenciando-se do padrão de verão (**Figuras**

5.2 a-e). As anomalias de altura geopotencial em 200 hPa no outono (**Figuras 5.3 f-j**) são similares às de 500 hPa, exceto por apresentarem maior intensidade e pequeno deslocamento para oeste. Em superfície, anomalias ciclônicas de ζ_{10} (**Figuras 5.4 f-j**) são visíveis na RG1 durante os cinco dias de composições, porém são mais intensas nos dias 0 e +1. Nos dias +1 e +2 as anomalias deslocam-se para leste refletindo a trajetória dos sistemas ciclônicos. Da mesma forma que no verão, as anomalias ciclônicas no campo da PNMM sobre a RG1 no outono (**Figuras 5.5 f-j**) são menos evidentes do que no da ζ_{10} (**Figuras 5.4 f-j**). No dia das ciclogêneses (**Figura 5.5h**) tem-se um núcleo de anomalias negativas de PNMM na costa sul/sudeste do Brasil e outro em 50°S e 25°W, que indicam que o padrão observado nas anomalias de altura geopotencial em 500 hPa é realmente a junção de dois centros de anomalias. Núcleos de anomalias em latitudes baixas e altas também são aparentes nas composições da ζ_{10} , porém durante os cinco dias de composições (**Figuras 5.4 f-j**).

No inverno, o campo da altura geopotencial em 500 hPa (**Figuras 5.1 k-o**) não mostra um padrão de onda curta como no verão e no outono (**Figuras 5.1 a-j**), como também foi obtido nas composições de Seluchi (1995). A **Figura 5.1k** mostra no dia -2 um cavado a oeste dos Andes, na latitude de ~20°S (ao norte do cavado de onda curta do verão). Este sistema se desloca para leste e no dia 0 (**Figura 5.1m**) seu eixo está sobre o sul do Brasil acompanhado, a sua direita, de fortes anomalias ciclônicas de advecção de vorticidade absoluta. As anomalias de altura geopotencial em 500 hPa no inverno (**Figuras 5.2 k-o**) se diferem das registradas no verão e outono (**Figuras 5.2 a-j**), por não mostrarem um único núcleo próximo à costa sul/sudeste do Brasil entre os dias 0 e +1. Entretanto, mostram um intenso núcleo negativo orientado meridionalmente desde ~45°S até a costa sul do Brasil (**Figuras 5.2 k-o**). Tanto as anomalias de altura geopotencial em 500 hPa (**Figuras 5.2 k-o**) quanto às em 200 hPa (**Figuras 5.3 k-o**) são mais intensas no inverno do que nas outras estações. Esta característica também é observada em superfície (**Figuras 5.4 e 5.5 k-o**). Como mostrou o **Capítulo 3** e também é evidente na **Figura 5.6**, os padrões de circulação atmosférica em níveis superiores são mais intensos no inverno, o que explica a maior intensidade das anomalias nesta estação do ano. Na estação fria, as anomalias negativas de ζ_{10} (**Figuras 5.4 k-o**) têm padrão similar às do outono (**Figuras 5.4 f-j**), quando há dois centros de anomalias de vorticidade: um na RG1 e outro próximo de ~50°S. Já as anomalias de PNMM (**Figuras 5.5 k-o**) conectam os dois centros de anomalias presentes em altas e baixas latitudes. Além disso, desde o dia -2 as anomalias ciclônicas em superfície de PNMM, próximas de 30°S, acompanham o deslocamento do cavado em níveis médios e têm um alongamento em direção ao equador, que indica a influência dos Andes nos distúrbios transientes de oeste, padrão também obtido por Gan e Rao (1994). Segundo

Buzzi et al. (1987), a deflexão do caminho dos sistemas está relacionada com o encolhimento ou alongamento vertical da coluna de ar que sobe e desce uma montanha, respectivamente (teoria da conservação da VPI, **Capítulo 2**). Anomalias de PNMM sobre o continente não são observadas nas outras estações do ano devido à menor intensidade dos distúrbios em níveis superiores. As composições para a primavera mostram padrões similares aos do inverno, porém com anomalias de altura geopotencial em 200 hPa (**Figuras 5.3 p-t**) e 500 hPa (**Figuras 5.2 p-t**), ζ_{10} (**Figuras 5.4 p-t**) e PNMM (**Figuras 5.5 p-t**) mais fracas. Entretanto, uma diferença importante em relação ao inverno é o reaparecimento do padrão de onda curta no campo da altura geopotencial em 500 hPa a partir do dia 0 (**Figura 5.2r**).

As análises apresentadas até este momento indicam que as ciclogêneses que se desenvolvem na RG1, no verão, estão associadas a um cavado de onda curta em 500 hPa sobre o continente, que se intensifica próximo à costa do sul do Brasil no dia 0. Tal intensificação pode ser decorrente da interação do cavado transiente com o cavado estacionário em níveis médios e altos produzido pelo efeito dos Andes no escoamento de oeste, como sugerido por Streten e Troup (1973), Gan e Rao (1991, 1994) e Gan (1992), pois de acordo com Satyamurty et al. (1980) o cavado estacionário situa-se sobre a parte leste do Brasil. Como as composições da altura geopotencial no verão apresentam caráter estacionário, não é possível afirmar se o cavado que propicia a ciclogênese na RG1 deslocou-se do Pacífico ou formou-se sobre o continente. Entretanto, o outono e a primavera mostram a formação deste sistema sobre o continente, a leste dos Andes. Somente no inverno não é evidente o desenvolvimento do padrão de onda curta no escoamento atmosférico. No inverno, as ciclogêneses ocorrem associadas à influência de um cavado em 500 hPa, com comprimento de onda maior do que nas demais estações, que se desloca do Pacífico em direção ao Atlântico. À medida que o cavado se desloca sobre o continente favorece o desenvolvimento de anomalias ciclônicas em superfície, característica que não é observada nas demais estações do ano, uma vez que os distúrbios ciclônicos em níveis superiores são mais fracos. Nestas estações, as anomalias ciclônicas em superfície se originam sobre a RG1. Seluchi (2005) também encontrou ausência de anomalias ciclônicas transientes em superfície antes da formação das ciclogêneses no verão.

Outro fator que pode contribuir para o desenvolvimento de ciclogêneses são as regiões de divergência horizontal nos jatos em níveis superiores. No Hemisfério Sul, o noroeste da entrada e o sudeste da saída do jato são regiões de divergência horizontal do escoamento em altos níveis e, portanto, propiciam o desenvolvimento de movimentos ascendentes na baixa troposfera (Lemes e Moura, 2002). A **Figura 5.6** apresenta as composições das anomalias de divergência horizontal do vento em 200 hPa (anomalias de convergência foram excluídas da figura) juntamente com a direção e magnitude do vento

neste mesmo nível para os eventos ciclogênicos da RG1. No verão (**Figuras 5.6 a-e**), a região da entrada do *jet streak* situa-se no nordeste da Argentina, Uruguai e extremo sul do Brasil nos dias -2 e -1 e deslocada para leste nos demais dias. Nesta estação, têm-se anomalias de divergência horizontal no noroeste da entrada do jato durante os cinco dias de composições, mas com maior intensidade nos dias 0 e +1, padrão similar é obtido no outono (**Figuras 5.6 f-j**), exceto pelo *jet streak* situar-se mais a norte, desde o noroeste da Argentina, e com anomalias de divergência horizontal mais intensas. No inverno (**Figuras 5.6 k-o**), o *jet streak* é mais intenso e possui maior dimensão espacial. Nesta estação, a entrada do jato localiza-se sobre o Pacífico em ~20°S durante todo o período das composições, já a saída nos dias -2 e -1 encontra-se sobre o litoral sul do Brasil e nos dias seguintes a saída desloca-se para sul, sobre o Atlântico Sul central. No inverno, as anomalias de divergência horizontal são intensas na saída do jato, principalmente entre os dias -1 e +1. Na primavera (**Figuras 5.6 p-t**), o padrão da magnitude dos ventos e o das anomalias de divergência são similares aos do inverno, exceto por estas variáveis terem menor intensidade. Em todas as estações, as anomalias de divergência horizontal em altos níveis (**Figura 5.6**) coincidem em localização com as anomalias ciclônicas de vorticidade relativa em superfície (**Figura 5.4**), destacando-se, portanto, como mecanismo importante para as ciclogêneses da RG1. Esta conclusão concorda com Hoskins e Hodges (2005) que mostraram a influência do jato subtropical nas ciclogêneses originadas na costa sul/sudeste do Brasil. É importante mencionar que as ciclogêneses na RG1, em todas as estações, são sistemas baroclínicos como mostra a **Figura 5.3**, ou seja, as anomalias ciclônicas em superfície situam-se a leste das anomalias ciclônicas em níveis superiores.

Nas quatro estações do ano têm-se anomalias positivas da magnitude do *jet streak* e, a norte e a sul destas, anomalias negativas (figura não apresentada). A intensificação do jato durante os eventos ciclogênicos na RG1 pode estar associada à intensificação dos gradientes horizontais de temperatura do ar na superfície. Tal hipótese é confirmada através do padrão das anomalias de temperatura do ar em 1000 hPa (**Figura 5.7**), orientado de NW-SE, com anomalias frias ao sul da RG1, sobre o Uruguai e Argentina, e quentes ao norte da RG1, sobre o Brasil central e oceano adjacente. As anomalias do vetor gradiente de temperatura do ar em 1000 hPa (**Figura 5.7**), mostram fortes gradientes na fronteira das anomalias quentes e frias. Comparando-se a **Figura 5.7** com a das composições do vento em 200 hPa (**Figura 5.6**), nota-se que o *jet streak*, em todas as estações do ano, situa-se na região de intensos gradientes de anomalias de temperatura. As anomalias de temperatura variam sazonalmente, com intensificação no inverno (**Figuras 5.7 k-o**) e desintensificação no verão (**Figuras 5.7 a-e**), que influenciam o vento em 200 hPa (**Figura 5.6**) e suas anomalias (figura não mostrada), isto é, anomalias intensas de temperatura do ar implicam em anomalias intensas da magnitude do vento. É importante mencionar que o padrão das

anomalias negativas da temperatura do ar em 1000 hPa é semelhante ao da entrada e deslocamento de massas de ar frio sobre o continente sul-americano (Marengo e Rogers, 2001). Assim, este padrão também indicaria a influência da instabilidade frontal nas ciclogêneses. De acordo com Satyamurty e Mattos (1989), Siqueira e Machado (2004) e Reboita et al. (2008) o sul do Brasil é uma região frontogenética durante o ano todo, o que corrobora com as argumentações apresentadas. As composições do vento e das anomalias da divergência horizontal do vento em 200 hPa, da temperatura do ar e do vetor gradiente de temperatura do ar em 1000 hPa permitem elaborar a seguinte seqüência de fatos: uma massa de ar mais fria sobre o sul da América do Sul intensifica os gradientes horizontais de temperatura do ar que, por sua vez, contribuem para aumentar a velocidade dos ventos em altos níveis. Nos setores a noroeste e a sudeste do *jet streak* provavelmente ocorrerá divergência e, assim, distúrbios ciclônicos em superfície podem se desenvolver. Entretanto estes distúrbios também podem ter contribuição das regiões de divergência horizontal do vento no leste dos cavados em níveis médios que se deslocam do Pacífico em direção ao Atlântico. Além disso, é importante mencionar que o ar mais frio e seco do continente pode ser advectado para o oceano, o que pode colaborar para aumentar a transferência de calor latente e sensível para a atmosfera e assim influenciar o processo ciclogênético, como será explorado adiante.

Nas quatro estações do ano, as composições da divergência do fluxo de umidade em 850 hPa juntamente com a direção do vento neste mesmo nível para os eventos ciclogenéticos (figura não apresentada) mostram convergência de umidade sobre a costa sul/sudeste do Brasil entre os dias -2 e 0, que se desloca para o oceano entre os dias +1 e +2. A região de convergência de umidade resulta da confluência do JBN a leste dos Andes com os ventos predominantes de NE do ASAS. O JBN é bem configurado na primavera e no verão durante os cinco dias de composições, já no outono e no inverno apenas nos dois primeiros dias. Ressalta-se, ainda, que o JBN é mais intenso no verão e mais fraco no outono.

Embora predomine convergência de umidade sobre a RG1 em todas as estações (figura não apresentada), no verão é mais intensa devido à maior disponibilidade de umidade sobre a região tropical, durante a monção sul-americana (Vera et al., 2006). Segundo Berbery e Barros (2002), a freqüente atividade convectiva nas latitudes próximas do trópico de Capricórnio no verão, associada ao período de monção, favorece a ocorrência de anomalias ciclônicas em superfície, as quais induzem a atuação do JBN em tal região. Logo, o JBN em direção à costa sul/sudeste do Brasil é mais freqüente no verão. Entre 1979 a 2003, Santos (2006) também obteve maior número de JBN, que se estendeu até latitudes próximas de 20°S, no verão e ao sul desta latitude no inverno, o que também concorda com

Marengo et al. (2004), exceto pelo JBN não mostrar estação preferencial de atuação ao sul dos subtrópicos.

Com relação às anomalias de vento em 850 hPa (**Figura 5.8**), nos dias -2 e -1 indicam a atuação, no sentido sul/sudeste do Brasil, do JBN a leste dos Andes durante os eventos ciclogênicos. As anomalias onde o JBN é pouco evidente não querem dizer que este sistema não atue nos eventos ciclogênicos e sim que sua ocorrência durante estes é similar ao dos eventos não-ciclogênicos, como no caso do outono. Já as anomalias que caracterizam bem a presença do JBN indicam que este sistema ocorre preferencialmente durante os eventos ciclogênicos. No verão, o JBN é ligeiramente mais atuante durante o período pré-ciclogênese. Também é importante mencionar que nesta estação o JBN apresenta ventos mais intensos, tanto nos eventos ciclogênicos quanto não-ciclogênicos, do que nas demais estações do ano (figuras não mostradas). Com relação ao ASAS, somente no verão as anomalias de NE que configuram este sistema são fracas ou inexistentes durante as ciclogêneses. Em todas as estações, a convergência de fluxo de umidade na RG1 (**Figura 5.8**) é influenciada pelo JBN a leste do Andes, pelo ASAS e por uma anomalia ciclônica em latitudes mais altas no oeste do Atlântico Sul, que está associada às anomalias observadas na PNMM (**Figura 5.5**). Embora a convergência do fluxo de umidade em 850 hPa seja maior no verão na RG1 (figura não apresentada), as anomalias possuem intensidade similar às das outras estações do ano (**Figura 5.8**). Fato que está associado à grande disponibilidade de umidade no verão, devido ao período de monção, tanto durante os eventos ciclogênicos como não-ciclogênicos. Com relação à precipitação na RG1 (figura não apresentada), esta é máxima no verão e mínima no inverno durante os eventos ciclogênicos. As anomalias positivas desta variável (**Figura 5.9**) ocorrem em todas as estações entre os dias -2 e +2. No dia 0 as anomalias apresentam maior intensidade e estão centradas sobre a RG1 e nos dias +1 e +2 deslocam-se da costa acompanhando a trajetória dos ciclones e começam a se desintensificarem.

A maior disponibilidade de umidade sobre os setores tropical e subtropical da América do Sul durante o verão, tanto nos eventos de ciclogêneses quanto de não-ciclogêneses, em relação às demais estações do ano, permite um maior suprimento de umidade para a RG1 que, por sua vez, contribui para a ocorrência de precipitação. A presença de umidade pode propiciar um ambiente favorável à ciclogênese, pois ao liberar calor latente de condensação pode desestabilizar a atmosfera, ou seja, pode contribuir na intensificação de movimentos ascendentes favorecendo a convergência em superfície e conseqüentemente queda de pressão com o tempo (Vera et al., 2002). É importante mencionar que a liberação de calor latente sozinha não é suficiente para ciclogêneses, mas quando associada a outros mecanismos pode contribuir para o desenvolvimento ou intensificação destes sistemas (Nuss e Anthes, 1987).

Em síntese, a maior frequência de ciclogêneses no verão na RG1 parece estar associada à maior disponibilidade de umidade sobre os setores tropical e subtropical da América do Sul. A RG1 situa-se num local onde a chuva é intensa no verão (Liebmann et al., 1999 e 2001), porém a quantidade de umidade pode ainda aumentar através do transporte de umidade dos trópicos pelos ventos de noroeste em baixos níveis, que convergem com os ventos de nordeste do ASAS. O maior suprimento de umidade favorece a ocorrência de precipitação e, em decorrência, liberação de calor latente. Portanto, processos diabáticos associados à precipitação podem contribuir decisivamente para as ciclogêneses na RG1 durante o verão, uma vez que as forçantes em altos níveis (geopotencial e vento - **Figuras 5.2 e 5.6**) e a baroclinia na baixa troposfera (**Figura 5.7**) são muito mais fracas nesta estação do ano. Isso também pode explicar a grande frequência de sistemas com vorticidade inicialmente fraca ($\zeta \leq -1,5 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$) nesta região, conforme mostrou o **Capítulo 4**. Neste mesmo capítulo, quando se consideraram apenas os sistemas inicialmente fortes ($\zeta \leq -2,5 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$), o verão continuou sendo a estação preferencial para o desenvolvimento de ciclogêneses na RG1, o que deve estar associado ao maior suprimento de umidade nesta estação.

As composições dos fluxos de calor total (FCT = fluxos de calor latente + fluxos de calor sensível) para as ciclogêneses (figura não apresentada) mostram na costa sul/sudeste do Brasil fluxos positivos (do oceano para a atmosfera) nas quatro estações do ano, mas com maior intensidade no outono e inverno (máximos entre 200-240 Wm^{-2}). Nestas duas estações, o oceano encontra-se ainda aquecido devido sua capacidade térmica, enquanto que a atmosfera está mais fria, portanto o ar frio e seco que se desloca do setor continental para o oceânico contribui para um gradiente vertical de temperatura e umidade mais forte do que na primavera e verão favorecendo fluxos mais intensos. Na RG1, esta transferência de energia para a atmosfera é maior do que nas RG2 e RG3, em função das águas quentes da corrente do Brasil, que na costa sul/sudeste do Brasil torna a superfície do mar mais quente do que o ar adjacente.

Nuss e Anthes (1987) e Giordani e Caniaux (2001) observaram que os FCT positivos contribuíram negativamente na intensificação dos ciclones quando atuaram no lado frio destes sistemas, pois diminuíram os gradientes horizontais de temperatura do ar ao longo das frentes quente e fria. Intensa transferência de energia para a atmosfera no setor frio do ciclone também foi verificada por Neiman e Shapiro (1993), mas no ciclone por eles estudado a máxima transferência ocorria no centro do sistema, próximo à frente quente (**Figura 2.10**). Isso pode ter contribuído para aumentar a baroclinia do sistema, através do suprimento de energia potencial disponível para ser convertida em energia cinética, processo que intensifica o ciclone. Nos ciclones próximos à costa leste da América do Sul,

Saraiva (2006), Piva (2001) e Oda (2005) obtiveram distribuição espacial dos FCT similar à de Neiman e Shapiro (1993) e intensificação dos ciclones ao longo do ciclo de vida.

Durante as ciclogêneses costeiras, a circulação destes sistemas advecta ar frio continental para o oceano, processo que aumenta os gradientes verticais de temperatura e umidade e, conseqüentemente, os fluxos turbulentos de calor sensível e latente na área do ciclone. A **Figura 2.10**, extraída de Neiman e Shapiro (1993), mostra que a transferência dos fluxos de calor sensível e latente para a atmosfera é maior no lado frio do sistema, pois tal região está sob a influência de advecção fria, tanto de latitudes mais altas, quanto de origem continental. A figura também mostra que os fluxos são máximos próximos ao centro do ciclone, próximos da frente quente. Segundo os autores, neste setor a TSM estava mais quente e apresentava fortes gradientes horizontais sob ar mais frio e seco que era advectado. A influência dos fluxos turbulentos nas ciclogêneses ainda não é totalmente compreendida, pois em alguns casos mostra pequena contribuição (Kuo e Reed, 1988; Kuo e Low-Nam, 1990; Reed e Simmons, 1991) ou atua no sentido de enfraquecer o sistema (Nuss e Anthes, 1987; Giodani e Caniaux, 2001) e em outros casos pode intensificá-lo (Bosart e Lin, 1984; Uccellini et al. 1987; Atlas, 1987; Neiman e Shapiro, 1993). Também nas ciclogêneses da América do Sul a contribuição dos fluxos turbulentos de calor e umidade não é muito clara. Assim, é objetivo da análise de composição identificar climatologicamente o padrão da distribuição espacial dos FCT nas ciclogêneses.

De maneira geral, as anomalias de FCT (**Figura 5.10**) nas quatro estações do ano mostram bandas NW-SE de anomalias negativas no dia -2 passando pela costa sul/sudeste do Brasil e ao sul destas anomalias positivas. As anomalias positivas se deslocam para norte e no dia 0 estão sobre a costa sul do Brasil. Nos dias posteriores as anomalias continuam se deslocando e com isso a RG1 é dominada por anomalias positivas. O padrão das anomalias de FCT (**Figura 5.10**) concorda com o das anomalias de temperatura do ar em 1000 hPa (**Figura 5.7**), porém inversamente, isto é, regiões de anomalias positivas de FCT correspondem às de anomalias negativas de temperatura do ar. A variação sazonal destas anomalias é também similar à da temperatura do ar, cujas anomalias (positivas e negativas) são mais intensas no inverno. É importante mencionar que as anomalias negativas de FCT indicam que a transferência de energia para a atmosfera é menor durante os eventos ciclogênicos, pois tanto nestes eventos quanto nos de não-ciclogêneses os FCT médios são positivos (figuras não apresentadas). A menor transferência de energia para a atmosfera na RG1 nos dias precedentes às ciclogêneses talvez esteja relacionada ao maior teor de umidade na atmosfera, como mostram as anomalias de convergência de umidade em 850 hPa (**Figura 5.8**) e de precipitação (**Figura 5.9**). Já as anomalias negativas de FCT mais fracas no verão podem ser decorrentes da atmosfera bastante úmida tanto nos

eventos de ciclogêneses como de não-ciclogêneses, como indicaram as composições da convergência de umidade e de precipitação destes eventos (figuras não apresentadas).

Para evidenciar a distribuição espacial das anomalias dos FCT nos distúrbios ciclônicos, as anomalias negativas de ζ_{10} são apresentadas juntamente com as anomalias dos FCT (**Figura 5.10**). Com isso, nas quatro estações do ano, observa-se que nos dias anteriores às ciclogêneses predominam anomalias negativas de FCT na região de fracas anomalias ciclônicas na RG1. No dia 0, as anomalias ciclônicas situam-se sobre uma região de interface das anomalias positivas e negativas de FCT. Já nos dias +1 e +2, fluxos positivos localizam-se do setor frio ao centro dos distúrbios ciclônicos. Esta é uma configuração similar à apresentada por Neiman e Shapiro (1993). Como a presente análise é apenas diagnóstica, a influência dos fluxos turbulentos de calor e umidade nas ciclogêneses foi avaliada através de experimentos numéricos de sensibilidade modificando a TSM e, também, suprimindo os FCT nas simulações, cujos resultados são apresentados no **Capítulo 6**.

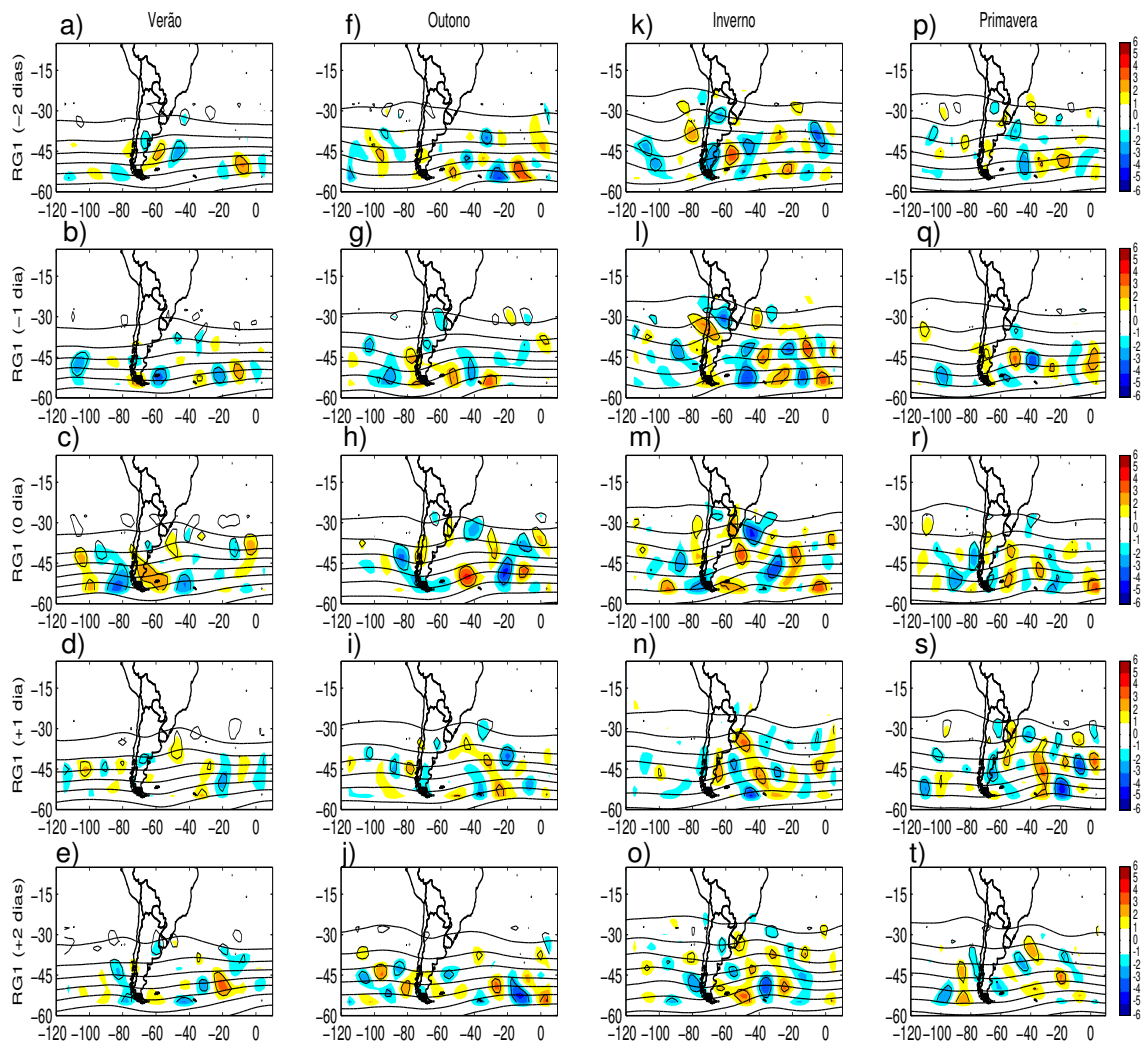


Figura 5.1 Composições da altura geopotencial em 500 hPa (linha preta) para os eventos ciclogênicos e das anomalias (eventos ciclogênicos – não ciclogênicos) de advecção horizontal de vorticidade absoluta em 500 hPa obtidas para a RG1 com a reanálise do NCEP. As anomalias estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T–Student, estão circundadas por uma linha preta. O intervalo das isolinhas de altura geopotencial corresponde a 100 m e o das isolinhas da advecção horizontal de vorticidade absoluta a $1 \times 10^{-10} \text{ s}^{-1}$. Na figura as linhas correspondem aos dias das composições e as colunas às estações do ano.

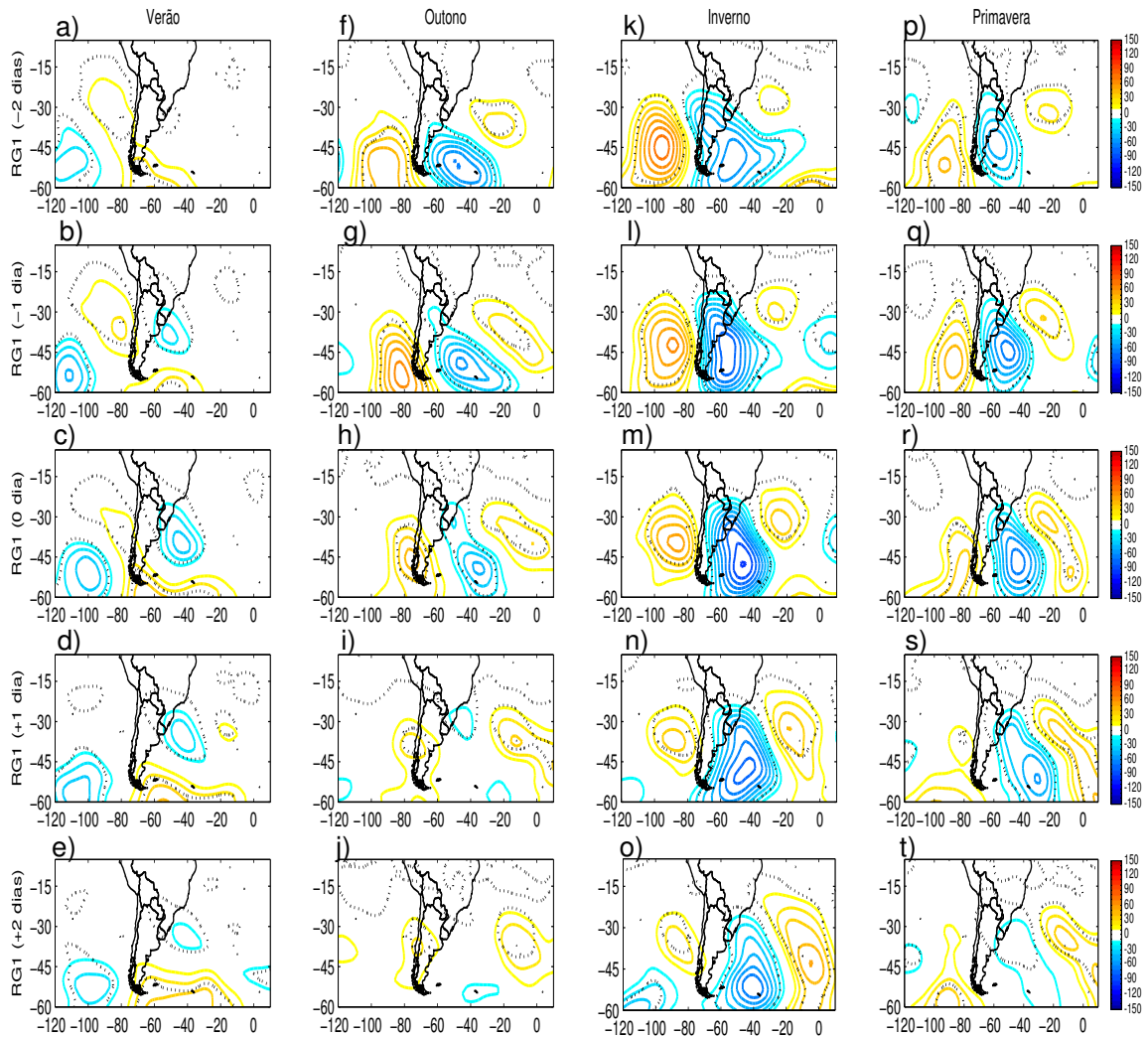


Figura 5.2 Similar à figura 5.1, mas para as composições das anomalias de altura geopotencial em 500 hPa para os eventos ciclogênicos da RG1 com a reanálise do NCEP. O intervalo das isolinhas corresponde a 10 m. As anomalias estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T-Student, estão circundadas por uma linha preta pontilhada.

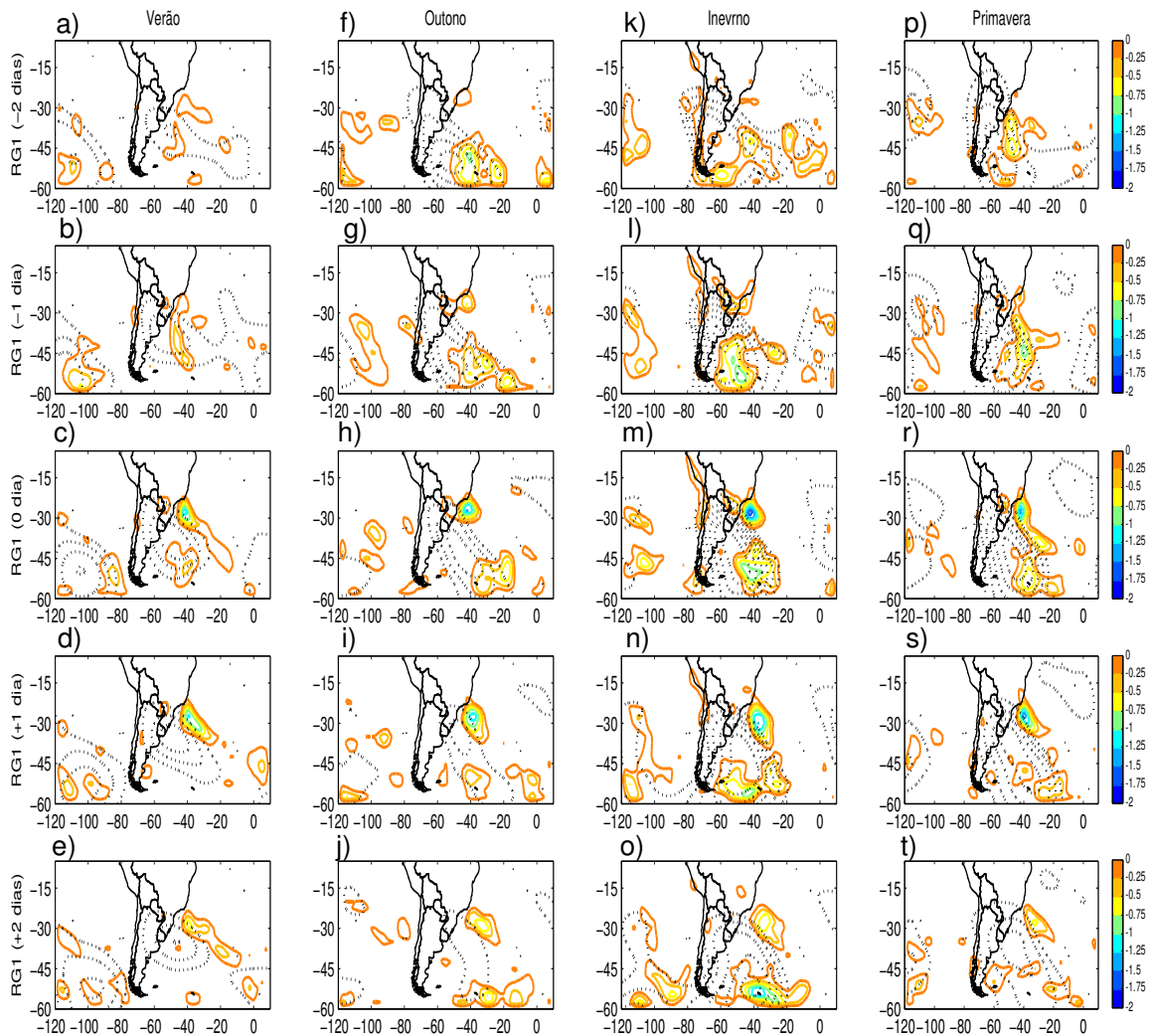


Figura 5.3 Similar à figura 5.1, mas para as composições das anomalias ciclônicas de altura geopotencial em 200 hPa (linhas pretas) e das anomalias ciclônicas de vorticidade relativa a 10 m (linhas coloridas) para a RG1 com a reanálise do NCEP. O intervalo das isolinhas das anomalias de altura geopotencial é de 10 m e em todas as figuras a isolinha mais externa se inicia em -10 m. Já das anomalias ζ_{10} é de $0,25 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$.

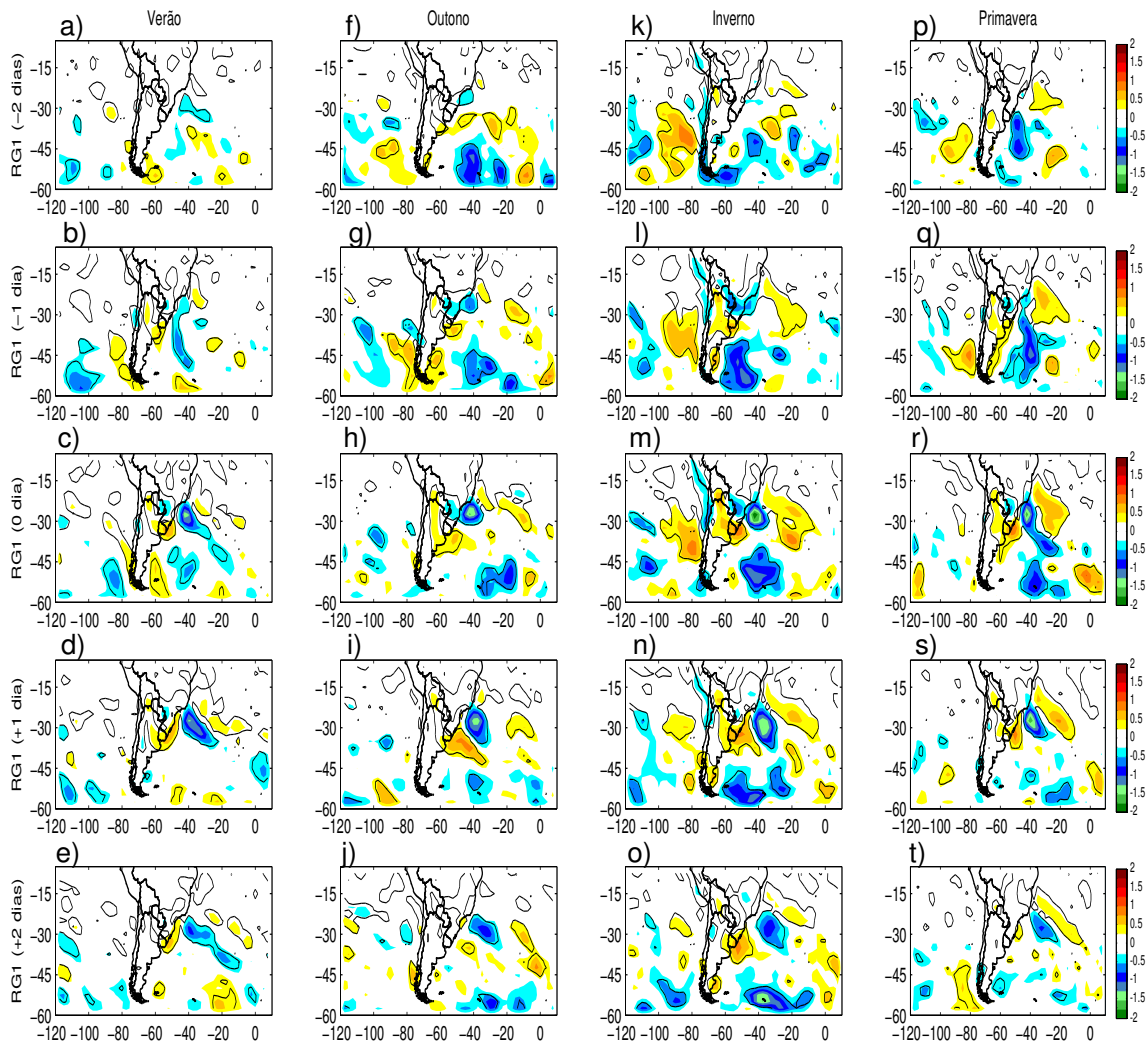


Figura 5.4 Similar à figura 5.1, mas para as composições das anomalias de vorticidade relativa a 10 m para a RG1 com a reanálise do NCEP. O intervalo das isolinhas das anomalias corresponde a $0,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. As anomalias estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T-Student, estão circundadas por uma linha preta.

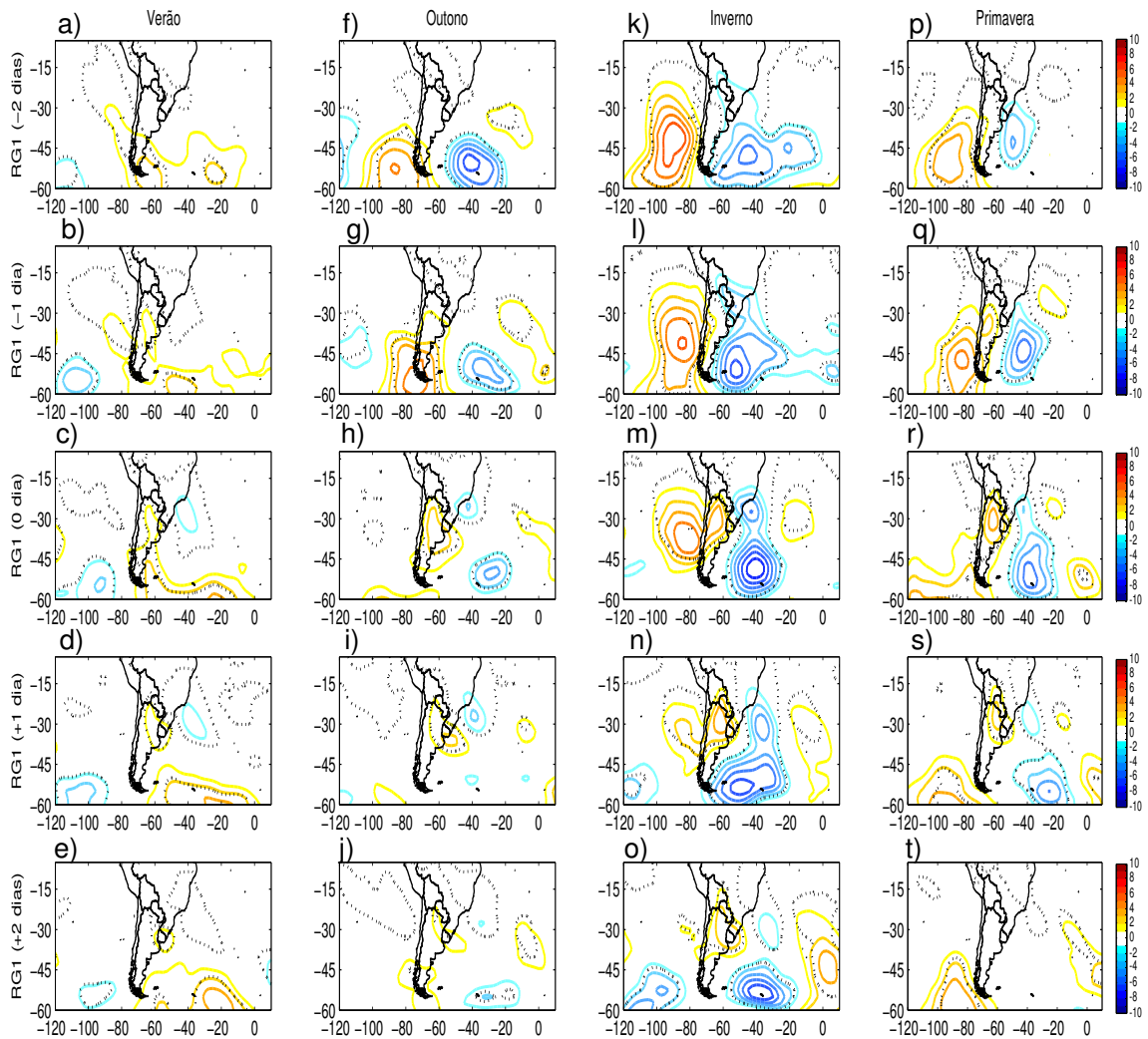


Figura 5.5 Similar à figura 5.1, mas para as composições das anomalias de pressão ao nível médio do mar para a RG1 com a reanálise do NCEP. O intervalo das isolinhas das anomalias corresponde a 1 hPa. As anomalias estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T-Student, estão circundadas por uma linha preta.

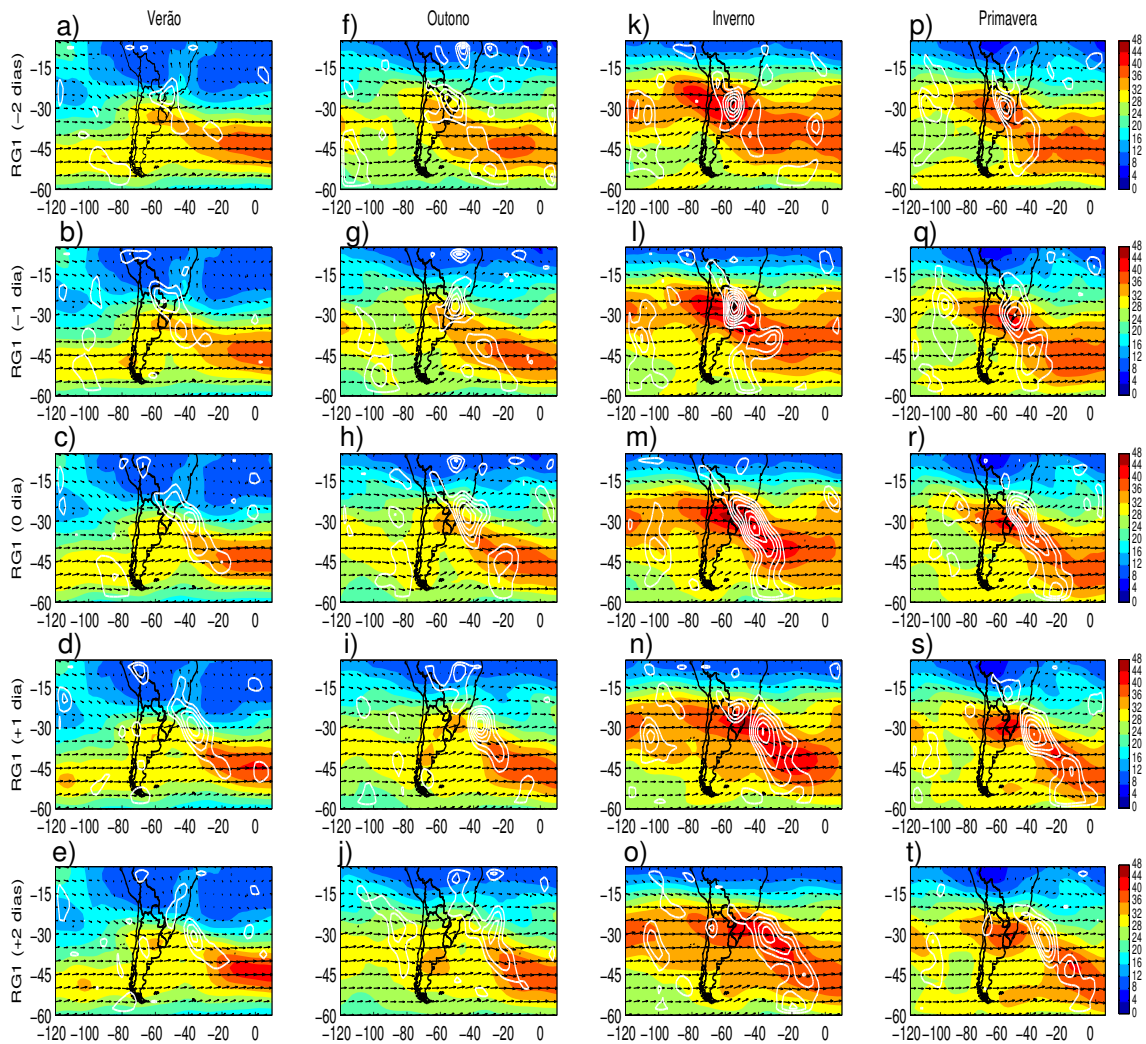


Figura 5.6 Similar à figura 5.1, mas para as composições da magnitude (cores) e direção (setas) do vento em 200 hPa e para as anomalias de divergência horizontal do vento em 200 hPa (linhas brancas) para a RG1 com a reanálise do NCEP. O intervalo das isolinhas das anomalias de divergência horizontal do vento em 200 hPa (convergência não foi apresentada) corresponde a $2 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$.

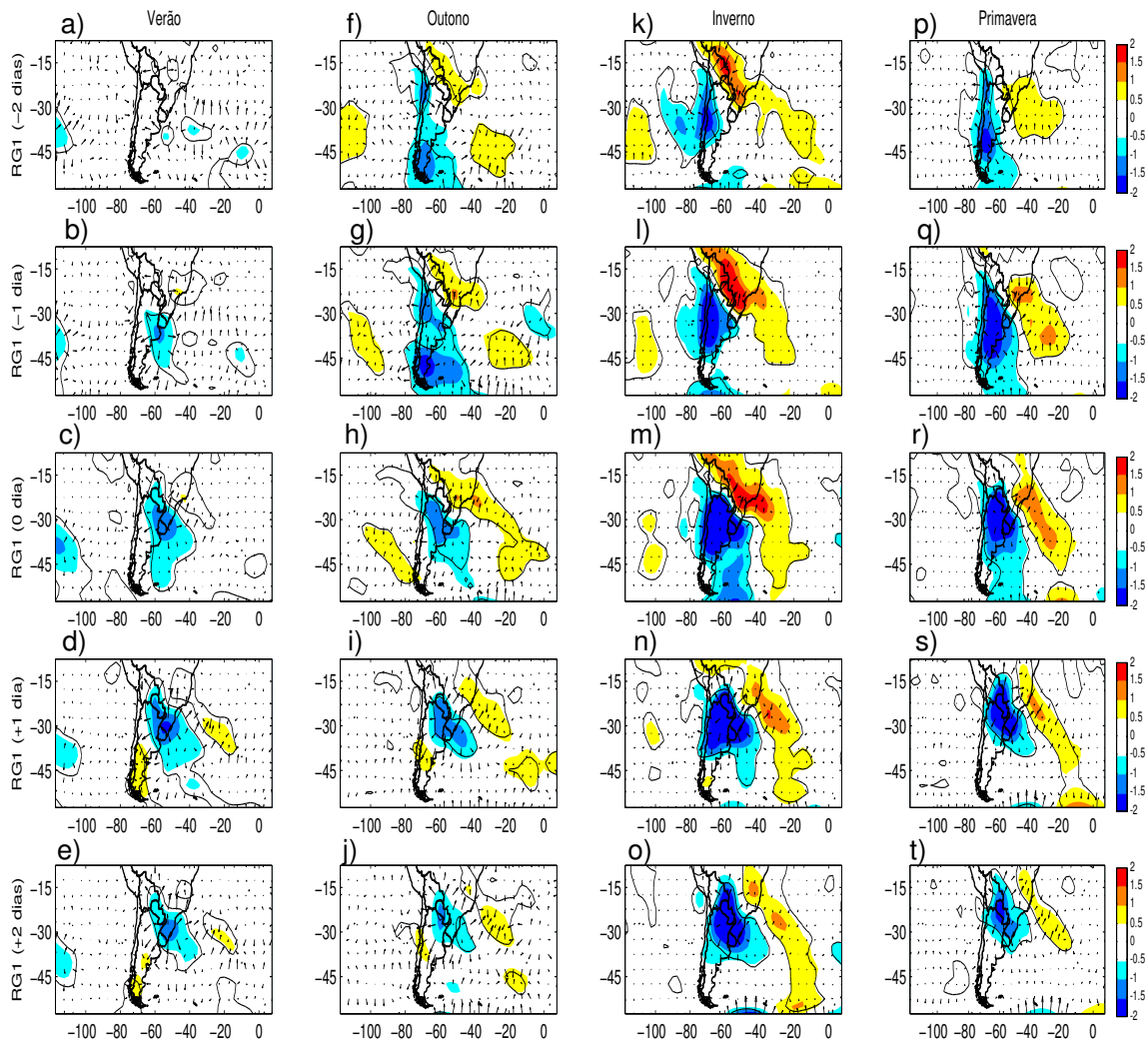


Figura 5.7 Similar à figura 5.1, mas para as composições das anomalias de temperatura do ar e das anomalias do vetor gradiente horizontal de temperatura do ar em 100 hPa (setas) para a RG1 com a reanálise do NCEP. As anomalias da temperatura do ar estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T-Student, estão circundadas por uma linha preta.

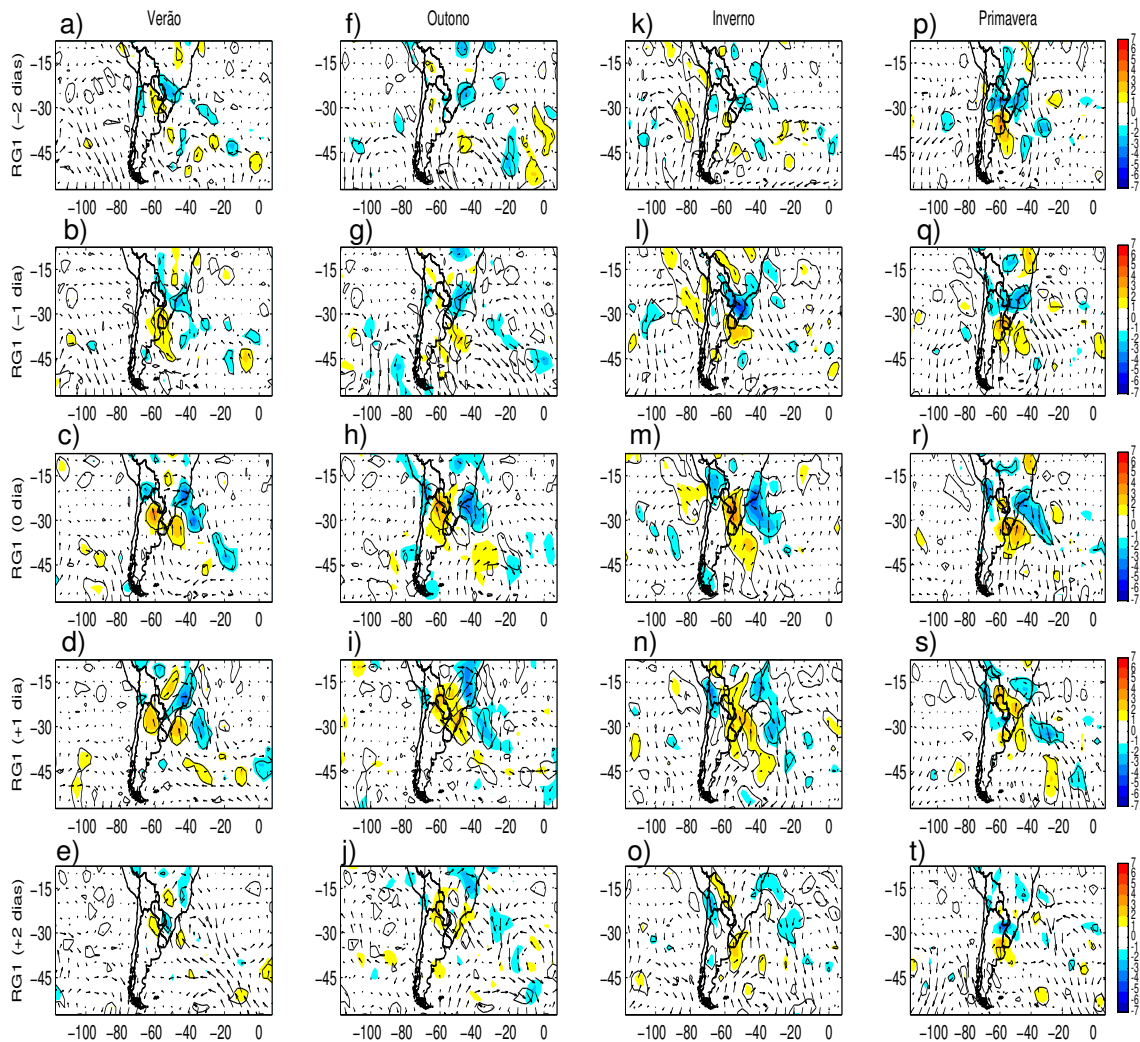


Figura 5.8 Similar à figura 5.1, mas para as composições das anomalias da direção do vento (setas) e das anomalias da divergência horizontal dos fluxos de umidade em 850 hPa para a RG1 com a reanálise do NCEP. O intervalo das isolinhas de divergência horizontal do fluxo de umidade corresponde a $1 \times 10^{-5} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$. As anomalias da divergência horizontal estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T-Student, estão circundadas por uma linha preta.

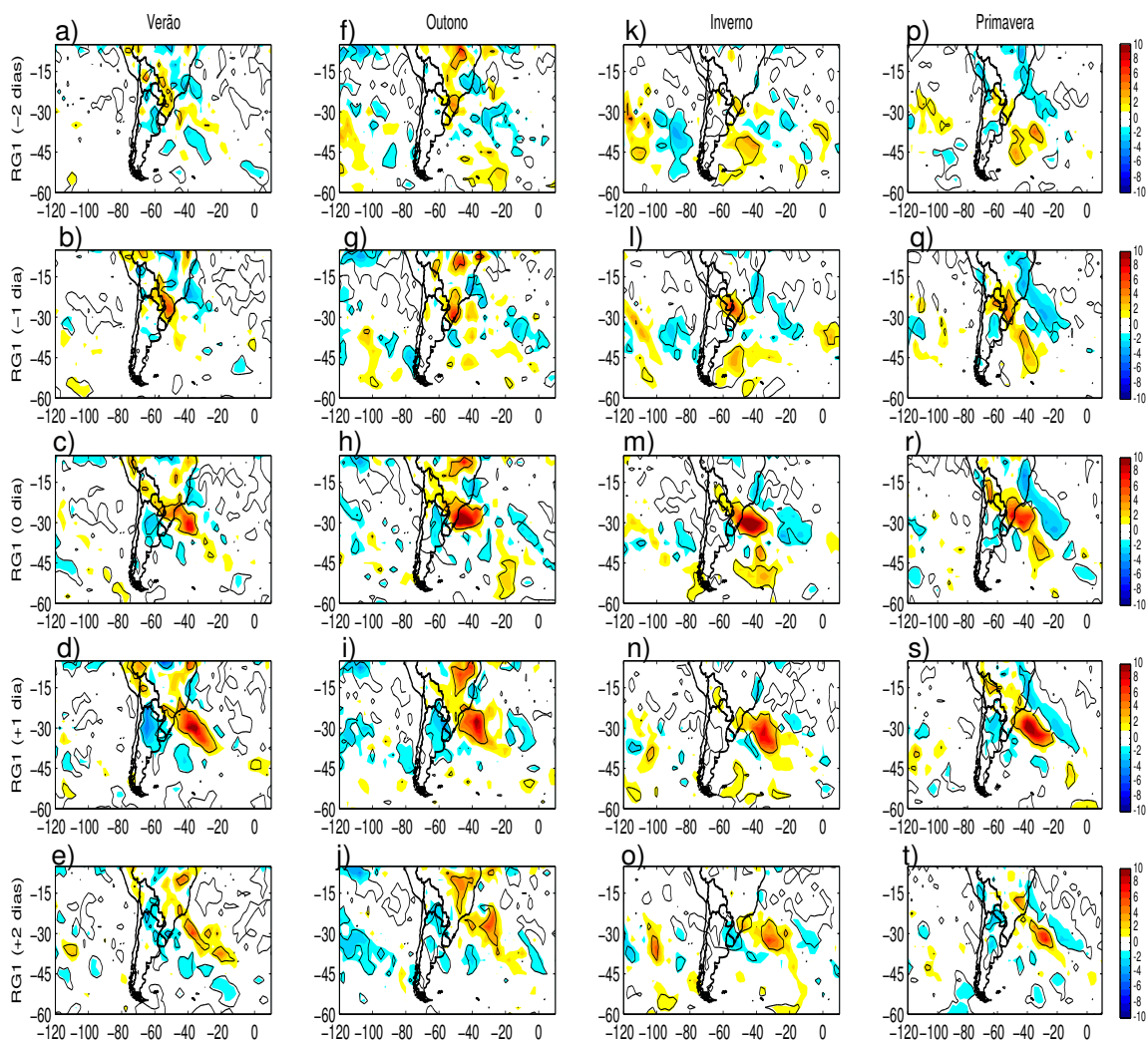


Figura 5.9 Similar à figura 5.1, mas para as composições das anomalias de precipitação para a RG1 com a reanálise do NCEP. O intervalo das isolinhas das anomalias corresponde a 1 mm dia^{-1} . As anomalias estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T-Student, estão circundadas por uma linha preta.

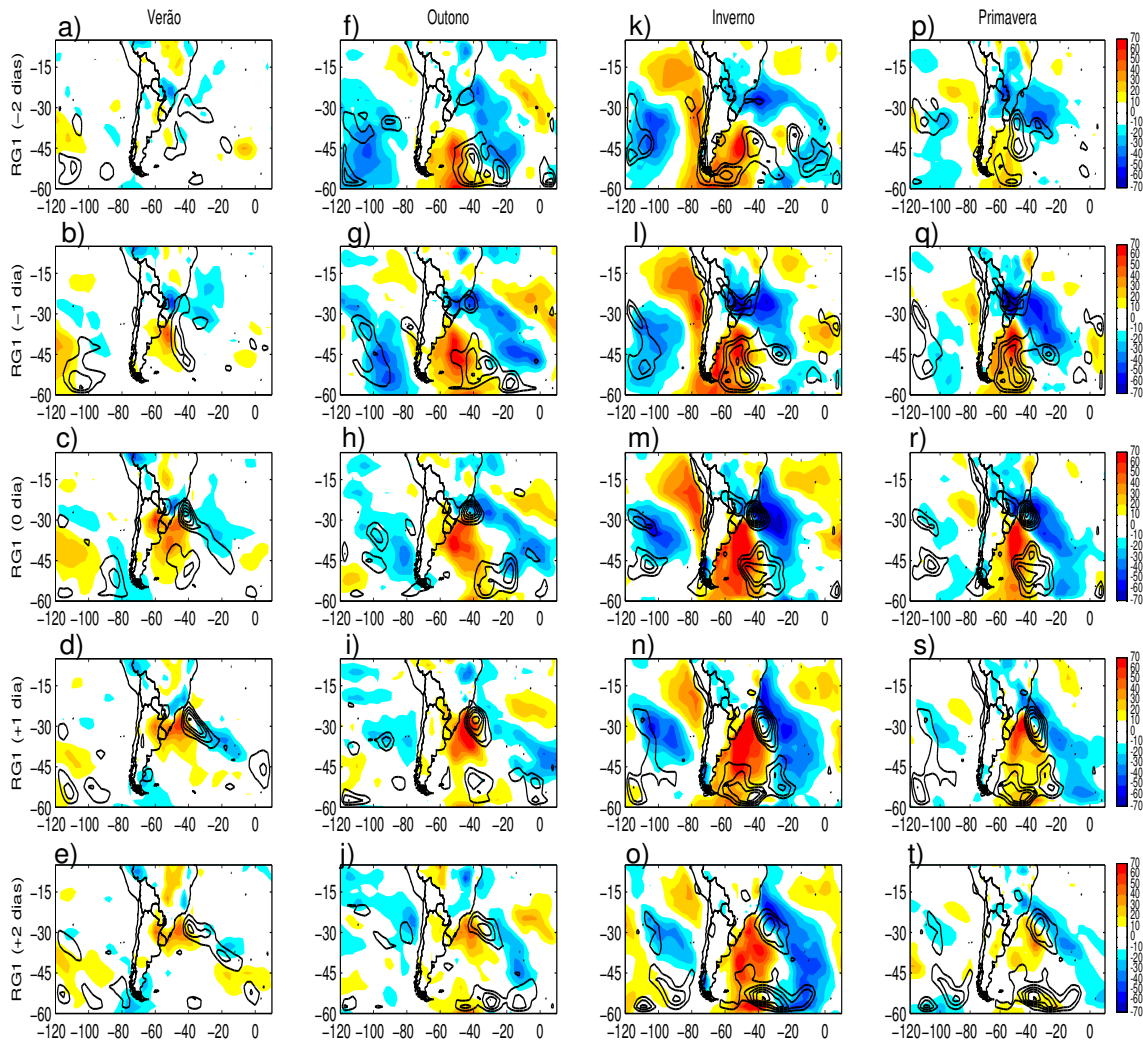


Figura 5.10 Similar à figura 5.1, mas para as composições das anomalias dos fluxos de calor total e das anomalias ciclônicas de vorticidade relativa a 10 m (linhas pretas) para a RG1 com a reanálise do NCEP. O intervalo das isolinhas das anomalias ciclônicas de vorticidade relativa corresponde a $0,25 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ e das anomalias de FCT a 10 Wm^{-2} .

5.2.1.2 RG1: Comparação das Composições - NCEP x RegCM3

As composições da altura geopotencial em 500 hPa simulada (**Figura 5.11**) em todas as estações do ano, nas latitudes subtropicais, indicam a presença de um cavado com maior comprimento de onda e mais raso do que no NCEP. Já em latitudes mais altas, o RegCM3 simula um cavado ligeiramente mais profundo do que o do NCEP, exceto no inverno. No verão (**Figuras 5.11 a-e**), no dia -2, observa-se um cavado com pequena amplitude no norte da Argentina que se desloca para o sul do Brasil. No dia 0, o setor leste deste sistema situa-se sobre o oceano Atlântico acompanhado de uma pequena região de anomalias ciclônicas de advecção de vorticidade absoluta, similar ao NCEP. Já nos dias +1 e +2 o cavado simulado se desloca para leste mais rapidamente do que na reanálise. No outono (**Figuras 5.11 f-j**) e primavera (**Figuras 5.11 p-t**), o padrão de onda curta presente nas composições do NCEP também não é simulado, além disso, o modelo mostra um cavado com deslocamento mais rápido. No inverno (**Figuras 5.11 k-o**), o RegCM3 simula um cavado com comprimento de onda ligeiramente maior do que o do NCEP em todas as latitudes e também com deslocamento um pouco mais rápido. No **Capítulo 3** foi mostrado que, quando comparado ao NCEP, o RegCM3 superestima a velocidade do vento nos níveis superiores e isso contribui para o deslocamento mais rápido dos padrões de cavados e cristas no escoamento atmosférico, como mostra a **Figura 5.11**.

Em 500 hPa (**Figura 5.12**), as anomalias negativas de altura geopotencial simuladas que atingem a RG1 correspondem ao setor NW das intensas anomalias sobre o oceano Atlântico em latitudes mais altas. No verão (**Figura 5.12 a-e**), as anomalias negativas de altura geopotencial no Atlântico são aparentes desde o dia -2, enquanto no NCEP somente a partir do dia -1. Nesta estação, enquanto no NCEP as anomalias negativas aparecem confinadas próximas à costa do sul do Brasil e Uruguai, no modelo se estendem da RG1 até ~45°S. No outono, o NCEP (**Figura 5.2 f-j**) indica a junção de duas anomalias, uma na RG1 e outra em ~45°, enquanto o modelo (**Figura 5.12 f-j**) apresenta um único núcleo de grande intensidade e centrado em ~47°S, com inclinação NW-SE. No inverno (**Figura 5.12 k-o**) e primavera (**Figura 5.12 p-t**), as anomalias do RegCM3 além de se diferenciarem do NCEP pela intensidade também possuem forte inclinação NW-SE. A variação sazonal simulada mostra anomalias de altura geopotencial em 500 hPa mais intensas no outono seguido da primavera, inverno e verão. Já no NCEP as anomalias são mais intensas no inverno seguido da primavera, outono e verão. Portanto, o modelo modifica a variação sazonal da intensidade das anomalias no inverno e outono, se comparado ao NCEP.

Na comparação da altura geopotencial e de suas anomalias em 500 hPa simuladas com as do NCEP, obteve-se que o modelo simulou em latitudes extratropicais um cavado mais profundo e anomalias de altura geopotencial mais intensas. É importante mencionar

que anomalias mais intensas numa variável simulada nem sempre indicam que tal variável é mais intensa durante os eventos ciclogênicos no RegCM3 do que no NCEP. As anomalias têm a função de comparar os padrões atmosféricos nos eventos ciclogênicos e não-ciclogênicos de um mesmo conjunto de dados, portanto, indicam em qual destes períodos são mais intensas ou não. Por exemplo, o caso das intensas anomalias negativas de geopotencial simuladas indicam a existência de uma coluna vertical da atmosfera com menores alturas do que em outros setores do domínio durante os eventos ciclogênicos, que é indicativa de regiões de cavados em ondas baroclínicas. Portanto, isso não quer dizer que no modelo a altura geopotencial é menor do que no NCEP durante os eventos ciclogênicos, apenas que durante estes eventos possui maiores diferenças em relação aos eventos não-ciclogênicos do que o observado no NCEP. No **Capítulo 3** foi mostrado que as variáveis simuladas às vezes diferem do NCEP em intensidade, portanto, é de interesse avaliar se a distribuição dos padrões atmosféricos simulados durante as ciclogêneses concorda com a do NCEP e se os valores das diferenças entre os eventos ciclogênicos e não-ciclogênicos no RegCM3 são similares aos do NCEP, isto é, se a variação sazonal da intensidade das anomalias é similar.

Em 200 hPa, as anomalias negativas de altura geopotencial simuladas (**Figura 5.13**) também são mais intensas e mais inclinadas na direção NW-SE do que as no NCEP. Tal inclinação está associada à velocidade dos ventos, pois no setor norte das anomalias o vento é mais fraco, enquanto no sul é mais forte, o que promove um adiantamento da posição das anomalias nesta região em relação às em latitudes mais baixas. No NCEP (**Figura 5.3**), a inclinação das anomalias é menor porque as mesmas estão centradas em latitudes mais baixas e, portanto, ocupam menor área nas regiões de ventos mais intensos, além disso, os ventos no NCEP são mais fracos do que no RegCM3 nestes níveis. A variação sazonal da intensidade das anomalias negativas de altura geopotencial em 200 hPa simuladas é similar à de 500 hPa.

Antes de comparar as anomalias negativas de ζ_{10} simuladas com as do NCEP é interessante descrever como avaliar os resultados. Se as isolinhas de ζ_{10} cobrem uma área maior num dos conjuntos (RegCM3 ou NCEP) significa que as ciclogêneses estão mais distribuídas pela região do que quando as isolinhas aparecem concentradas num núcleo com formato circular e de pequena dimensão. A intensidade dos núcleos das anomalias não está relacionada ao maior ou menor número de ciclogêneses e, sim, à intensidade da vorticidade relativa durante os eventos ciclogênicos em relação aos não-ciclogênicos. Portanto, se dois núcleos possuem dimensões similares e intensidades diferentes não quer dizer que no de maior intensidade as ciclogêneses sejam mais freqüentes, apenas indica anomalias de vorticidade relativa mais intensas em relação aos eventos não-ciclogênicos.

As anomalias ciclônicas de ζ_{10} simuladas na RG1 (**Figura 5.14**) apresentam núcleo de maior intensidade ligeiramente deslocado para oeste em relação à reanálise, porém este núcleo está inserido numa banda de anomalias ciclônicas de ζ_{10} que se estende pelo Atlântico Sul em todas as estações do ano, o que difere do NCEP, e indica que as ciclogêneses no RegCM3 são mais distribuídas espacialmente do que no NCEP. Como o núcleo das anomalias simuladas próximo à costa tem intensidade ligeiramente menor do que no NCEP, seria um indicativo de que o modelo simula ciclogêneses um pouco mais fracas. Assim, a subestimativa de sistemas na RG1 apresentada na **Figura 4.12** poderia ser explicada pelos sistemas ciclônicos que no RegCM3 não conseguiram atingir o limiar de vortacidade ou o de duração mínima de 24 h especificado no algoritmo de *tracking* (**Capítulo 4**) para serem registrados na climatologia. A pequena subestimativa da intensidade das anomalias de ζ_{10} no modelo e também o ligeiro atraso em relação às do NCEP pode ser decorrente da influência dos ventos mais fracos em superfície simulados pelo RegCM3 (**Figura 3.9**).

Com relação às anomalias de PNMM sobre a RG1, no verão (**Figuras 5.15 a-e**) a simulação mostra anomalias negativas desde o dia -1, enquanto o NCEP (**Figuras 5.5 a-e**) a partir do dia 0. Nesta região, a intensidade das anomalias no modelo e na reanálise é similar no dia 0, mas longe da costa o RegCM3 superestima as anomalias. No dia +1, anomalias ainda são registradas no NCEP, enquanto no RegCM3 são ausentes. No outono (**Figuras 5.15 f-j**), na RG1, as anomalias negativas são ligeiramente mais intensas no RegCM3 no dia 0 e nos dias posteriores no NCEP (**Figuras 5.5 f-j**). No inverno (**Figuras 5.15 k-o**), o modelo subestima as anomalias negativas sobre o Atlântico em latitudes mais altas, mas sobre a RG1 as anomalias são similares às do NCEP (**Figuras 5.5 k-o**). Na primavera (**Figuras 5.15 p-t**), as anomalias na RG1 são mais intensas na simulação (**Figuras 5.5 p-t**) bem como no centro do Atlântico Sul.

Como já mencionado, o RegCM3 superestima a magnitude dos ventos em altos níveis (**Figura 5.16**) e, conseqüentemente, o *jet streak*, quando comparado ao NCEP (**Figura 5.6**). Entretanto, a localização dos ventos mais intensos no modelo é semelhante à da reanálise. As ciclogêneses simuladas na RG1, da mesma forma que no NCEP, estão associadas à região de divergência horizontal no *jet streak* (**Figuras 5.6 e 5.16**).

Nas quatro estações do ano, a inclinação vertical para oeste das anomalias negativas de altura geopotencial em relação as anomalias ciclônicas de ζ_{10} simuladas indicam uma atmosfera baroclínica (**Figura 5.13**), entretanto, como as anomalias em superfície estão um pouco mais em fase com as em níveis superiores do que no NCEP, pode-se dizer que o modelo é ligeiramente menos baroclínico do que a reanálise. Isso ocorre devido ao fato das anomalias simuladas em altos níveis serem mais rápidas do que

as do NCEP e em baixos níveis terem deslocamento ligeiramente inferior às do NCEP, devido à subestimativa nas velocidades pelo modelo (**Tabela 3.2f**). As **Tabelas 4.6 a 4.8** também mostraram que a velocidade média dos ciclones simulados é ligeiramente menor do que a dos registrados no NCEP.

Em 850 hPa, o RegCM3 subestima a intensidade do JBN no verão e na primavera nos dias -2 e -1 e o desloca para leste, comparado ao NCEP (figuras não mostradas). Já nas demais estações do ano não é visível sua presença. A convergência de fluxo de umidade simulada sobre a RG1 (figuras não apresentadas) é mais intensa no verão, seguido pela primavera e menor no inverno, seguido pelo outono. Esta variação sazonal difere do NCEP, uma vez que este apresenta menor convergência no outono seguido do inverno. Em relação às anomalias de ventos (**Figura 5.18**), as que caracterizam o JBN (ventos de noroeste) no modelo são aparentes apenas no dia -2, no verão, outono e na primavera. Já no NCEP (**Figura 5.8**), as anomalias configuram o jato nos dias -2 e -1, exceto no outono. Anomalias de vento caracterizando o ASAS são simuladas apenas no dia -1 no inverno, diferente do NCEP, que mostra anomalias anticiclônicas associadas ao ASAS na maior parte do ano. Embora a simulação não apresente anomalias que definam bem o ASAS, ressalta-se que este atua durante os eventos ciclogênicos, porém possui intensidade similar à dos eventos não-ciclogênicos. Como também obtido nas composições do NCEP (**Figura 5.8**), as anomalias de convergência de fluxo de umidade simuladas sobre a RG1 (**Figura 5.18**) são influenciadas pelas anomalias ciclônicas centradas em 45°S, principalmente nos dias -1 e 0, durante todo o ano. A localização das anomalias de convergência de fluxo de umidade na simulação e na reanálise são similares, porém o RegCM3 simula anomalias mais fracas no inverno durante os cinco dias de composições e na primavera nos dias -2 e 0, comparado ao NCEP.

O RegCM3 subestima os totais de precipitação na RG1 no período pré-ciclogêneses e nos demais dias de composição, bem como no interior do continente ao longo de todo o ano. Já no centro do Atlântico Sul, apresenta ligeira superestimativa no verão (figura não apresentada). As anomalias de precipitação simuladas (**Figura 5.19**) são muito similares às do NCEP (**Figuras 5.9**), tanto em padrão espacial quanto em intensidade. As anomalias ciclônicas de ζ_{10} (**Figuras 5.14**) indicaram a presença de ciclogêneses simuladas em direção ao centro do Atlântico Sul. Nesta região, as anomalias de ζ_{10} (**Figura 5.14**) coincidem com as de precipitação (**Figura 5.19**), o que pode estar associado à maior contribuição dos processos diabáticos nas ciclogêneses.

Com relação aos fluxos de calor total simulados (figura não mostrada), da mesma forma que no NCEP (figura não mostrada), tanto nos eventos de ciclogêneses quanto nos de não-ciclogêneses predominam fluxos positivos na RG1. A distribuição espacial e temporal das anomalias dos FCT simulados sobre o Atlântico Sul (**Figura 5.20**) é similar à

do NCEP (**Figura 5.10**), porém o modelo superestima a intensidade das anomalias positivas no verão, outono e primavera e a subestima no inverno. Com relação às anomalias negativas, o modelo superestima a intensidade no outono e a subestima nas demais estações.

A superestimativa da intensidade das anomalias positivas dos FCT da costa do sul do Brasil (setor sul da RG1) até a da Argentina pode estar associada à atmosfera mais fria simulada pelo modelo sobre o centro-sul da América do Sul nos casos ciclogênicos, em relação ao NCEP, como mostram as composições das anomalias da temperatura do ar em 1000 hPa (**Figuras 5.7 e 5.17**). O ar mais frio e seco dessas regiões ao se deslocar sobre o oceano mais aquecido intensifica os gradientes verticais de temperatura e umidade e, em consequência, os FCT positivos aumentam. Já as intensas anomalias negativas ao norte da RG1 estariam relacionadas ao maior aquecimento da atmosfera neste setor, onde predominam anomalias positivas de temperatura do ar em 1000 hPa (**Figura 5.17**), associadas à advecção de ar continental pelo vento de noroeste (**Figura 5.18**). Com isto, o ar mais quente continental sobre um oceano ligeiramente menos quente pode enfraquecer a transferência de calor para a atmosfera.

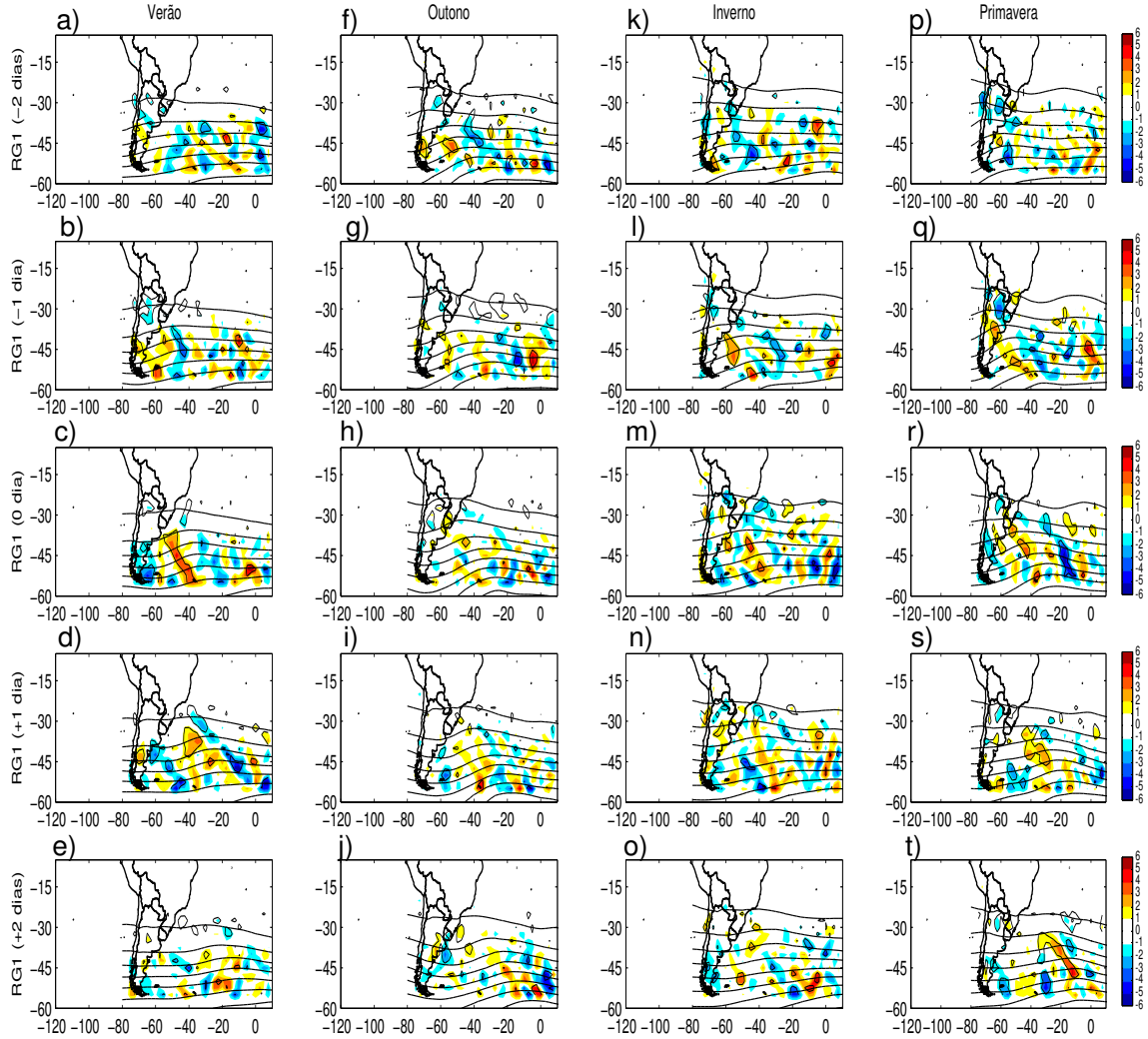


Figura 5.11 Composições da altura geopotencial em 500 hPa (linha preta) para os eventos ciclogênicos e das anomalias (eventos ciclogênicos – não ciclogênicos) de advecção horizontal de vorticidade absoluta em 500 hPa obtidas para a RG1 com a simulação do RegCM3. As anomalias estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T–Student, estão circundadas por uma linha preta. O intervalo das isolinhas de altura geopotencial corresponde a 100 m e o das isolinhas da advecção horizontal de vorticidade absoluta a $1 \times 10^{-10} \text{ s}^{-1}$. Na figura as linhas correspondem aos dias das composições e as colunas às estações do ano.

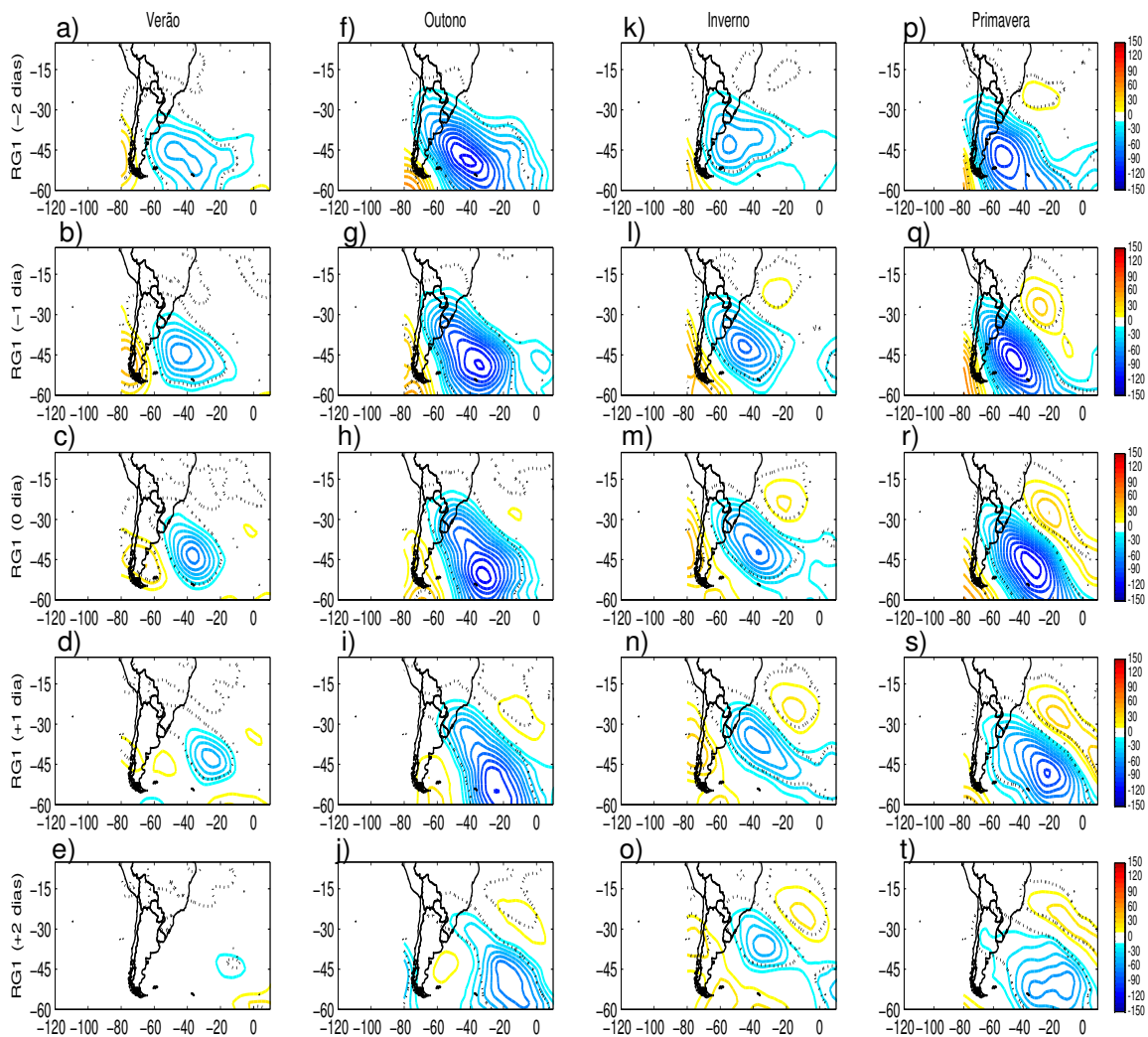


Figura 5.12 Similar à figura 5.11, mas para as composições das anomalias de altura geopotencial em 500 hPa para os eventos ciclogênicos da RG1 com a simulação do RegCM3. O intervalo das isolinhas corresponde a 10 m. As anomalias estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T-Student, estão circundadas por uma linha preta pontilhada.

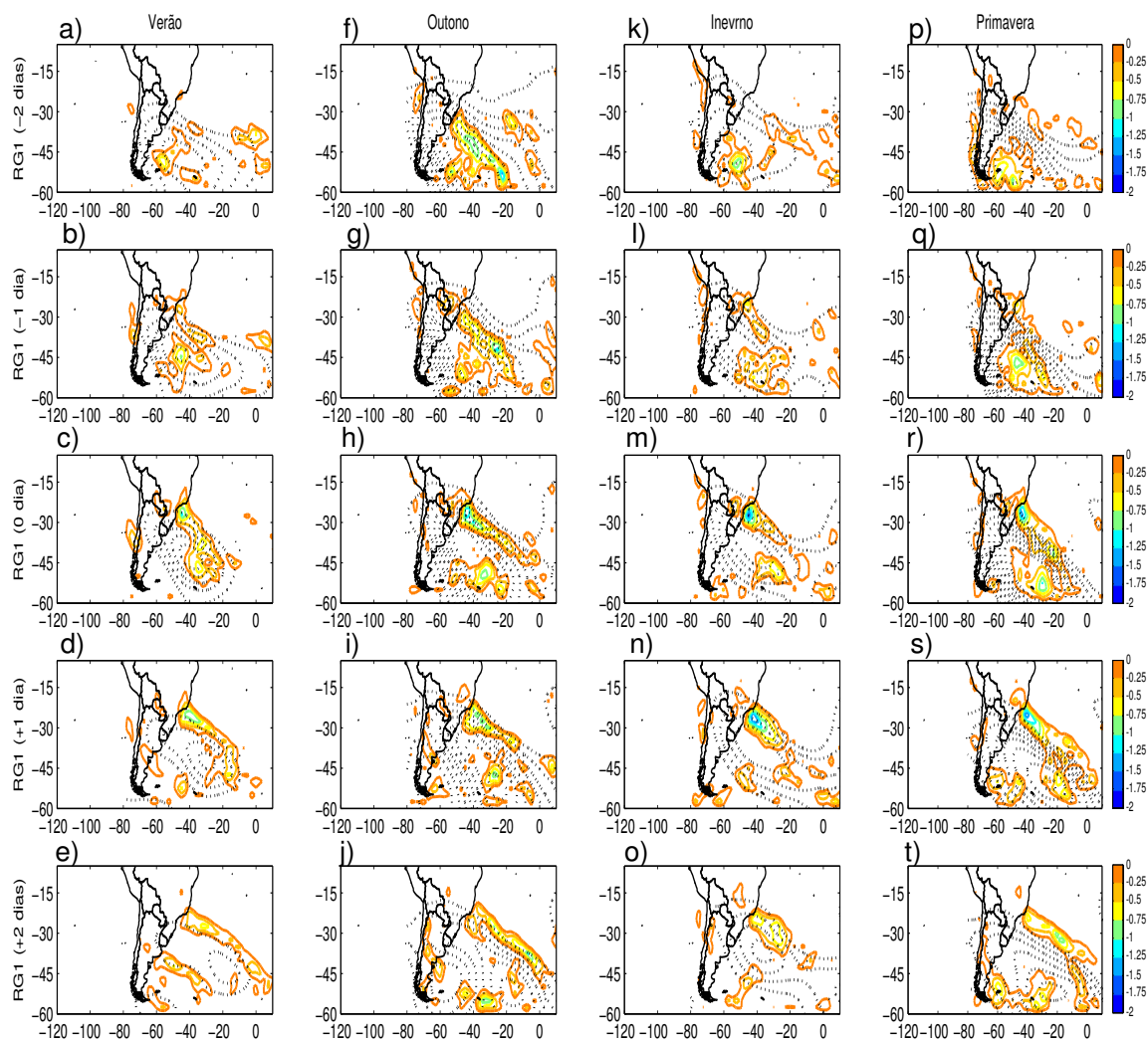


Figura 5.13 Similar à figura 5.11, mas para as composições das anomalias ciclônicas de altura geopotencial em 200 hPa (linhas pretas) e das anomalias ciclônicas de vorticidade relativa a 10 m (linhas coloridas) para a RG1 com a simulação do RegCM3. O intervalo das isolinhas das anomalias de altura geopotencial é de 10 m e em todas as figuras a isolinha mais externa se inicia em -10 m. Já das anomalias ζ_{10} é de $0,25 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$.

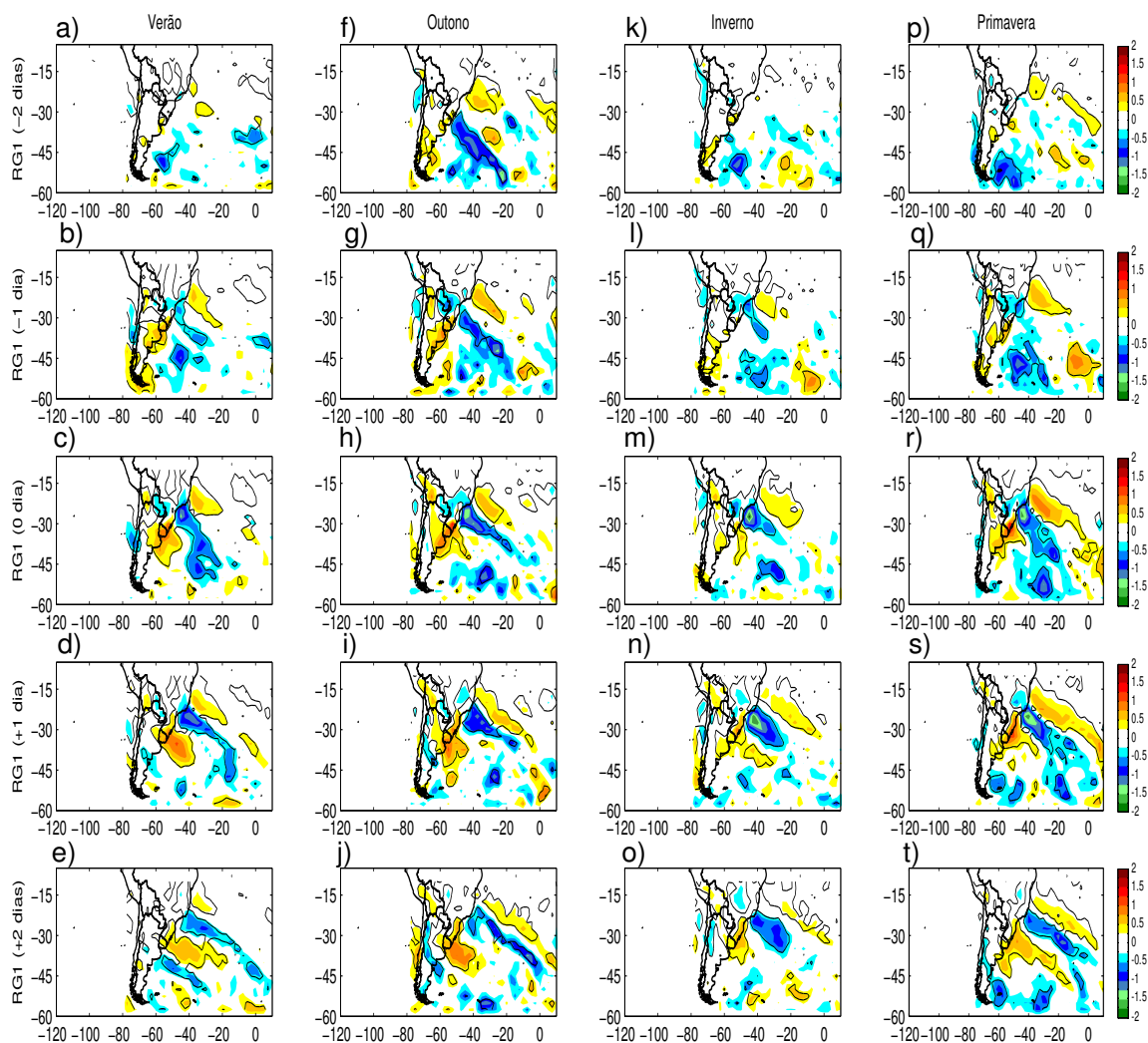


Figura 5.14 Similar à figura 5.11, mas para as composições das anomalias de vorticidade relativa a 10 m para a RG1 com a simulação do RegCM3. O intervalo das isolinhas das anomalias corresponde a $0,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. As anomalias estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T-Student, estão circundadas por uma linha preta.

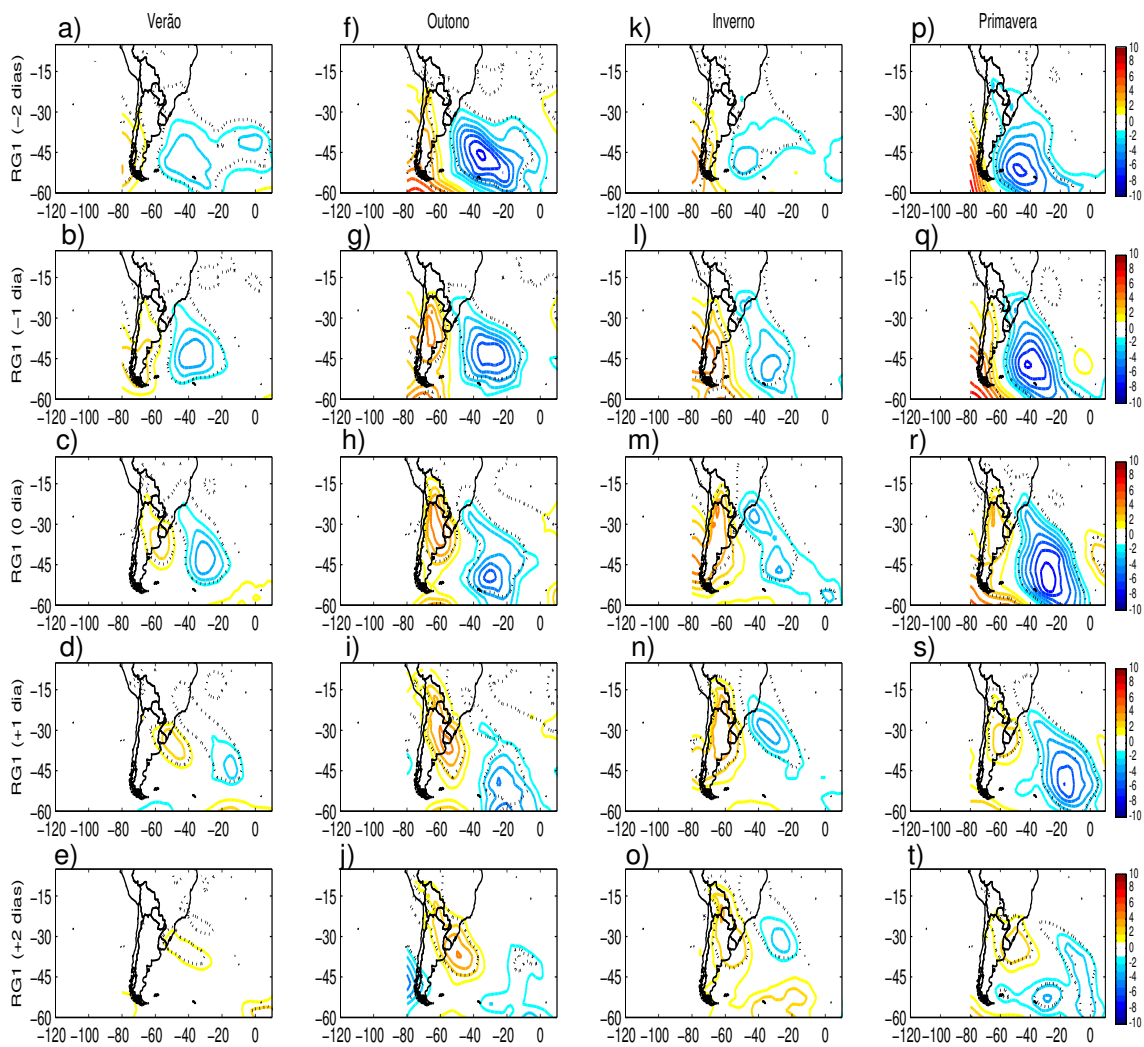


Figura 5.15 Similar à figura 5.11, mas para as composições das anomalias de pressão ao nível médio do mar para a RG1 com a simulação do RegCM3. O intervalo das isolinhas das anomalias corresponde a 1 hPa. As anomalias estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T-Student, estão circundadas por uma linha preta.

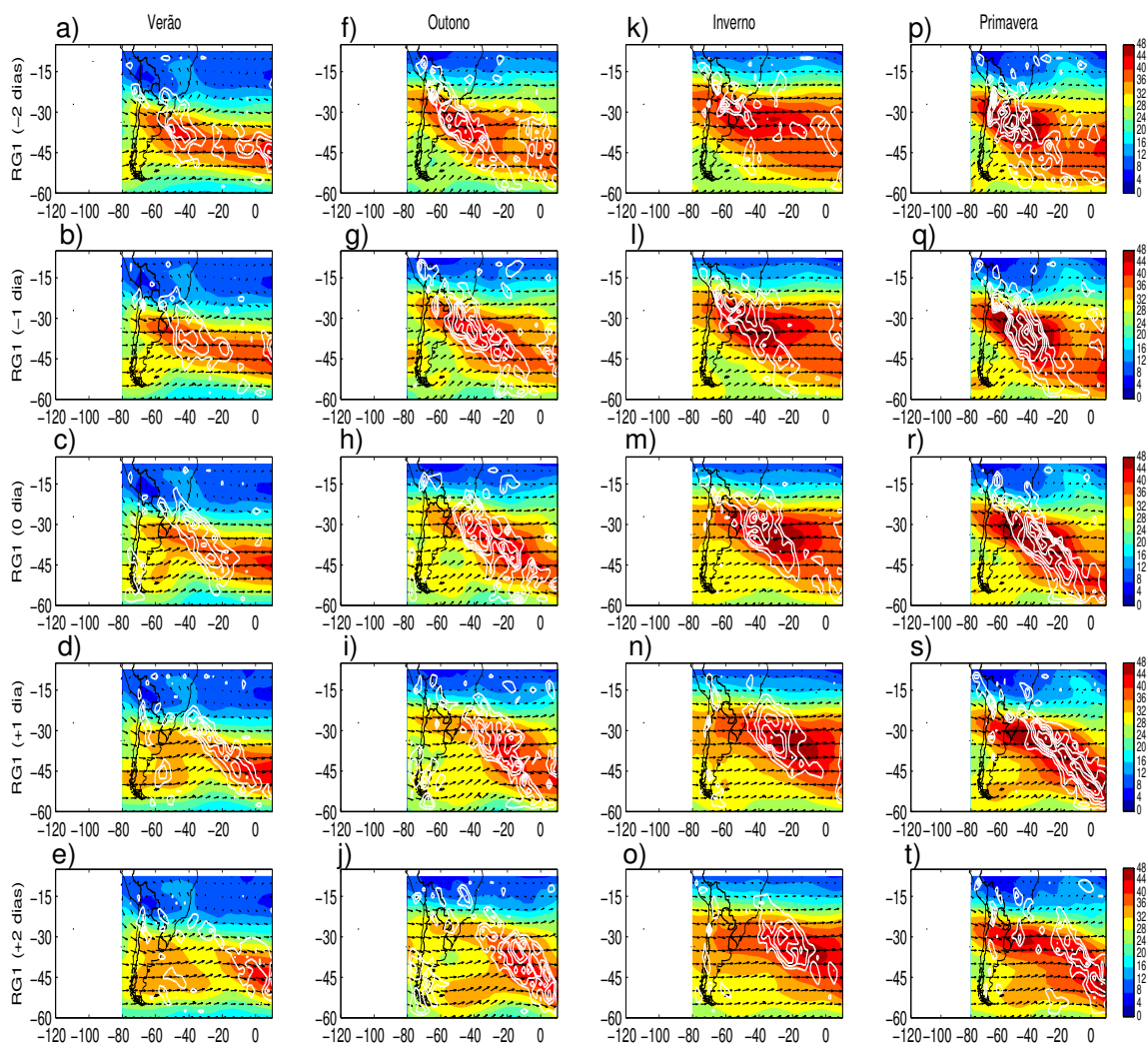


Figura 5.16 Similar à figura 5.11, mas para as composições da magnitude (cores) e direção (setas) do vento em 200 hPa e para as anomalias de divergência horizontal do vento em 200 hPa (linhas brancas) para a RG1 com simulação do RegCM3. O intervalo das isolinhas das anomalias de divergência horizontal do vento em 200 hPa (convergência não foi apresentada) corresponde a $2 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$.

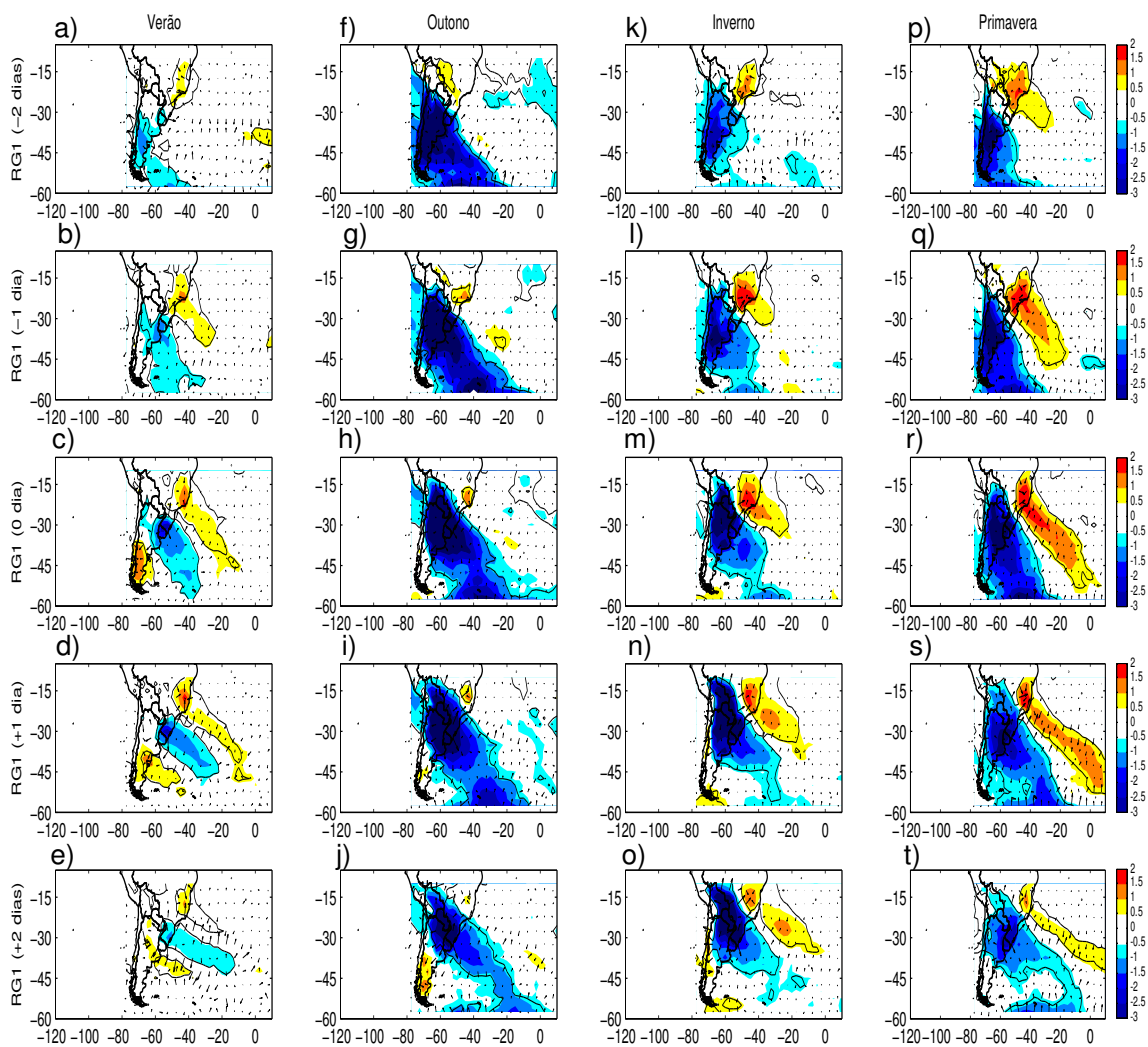


Figura 5.17 Similar à figura 5.11, mas para as composições das anomalias de temperatura do ar e das anomalias do vetor gradiente horizontal de temperatura do ar em 100 hPa (setas) para a RG1 com a simulação do RegCM3. As anomalias da temperatura do ar estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T-Student, estão circundadas por uma linha preta.

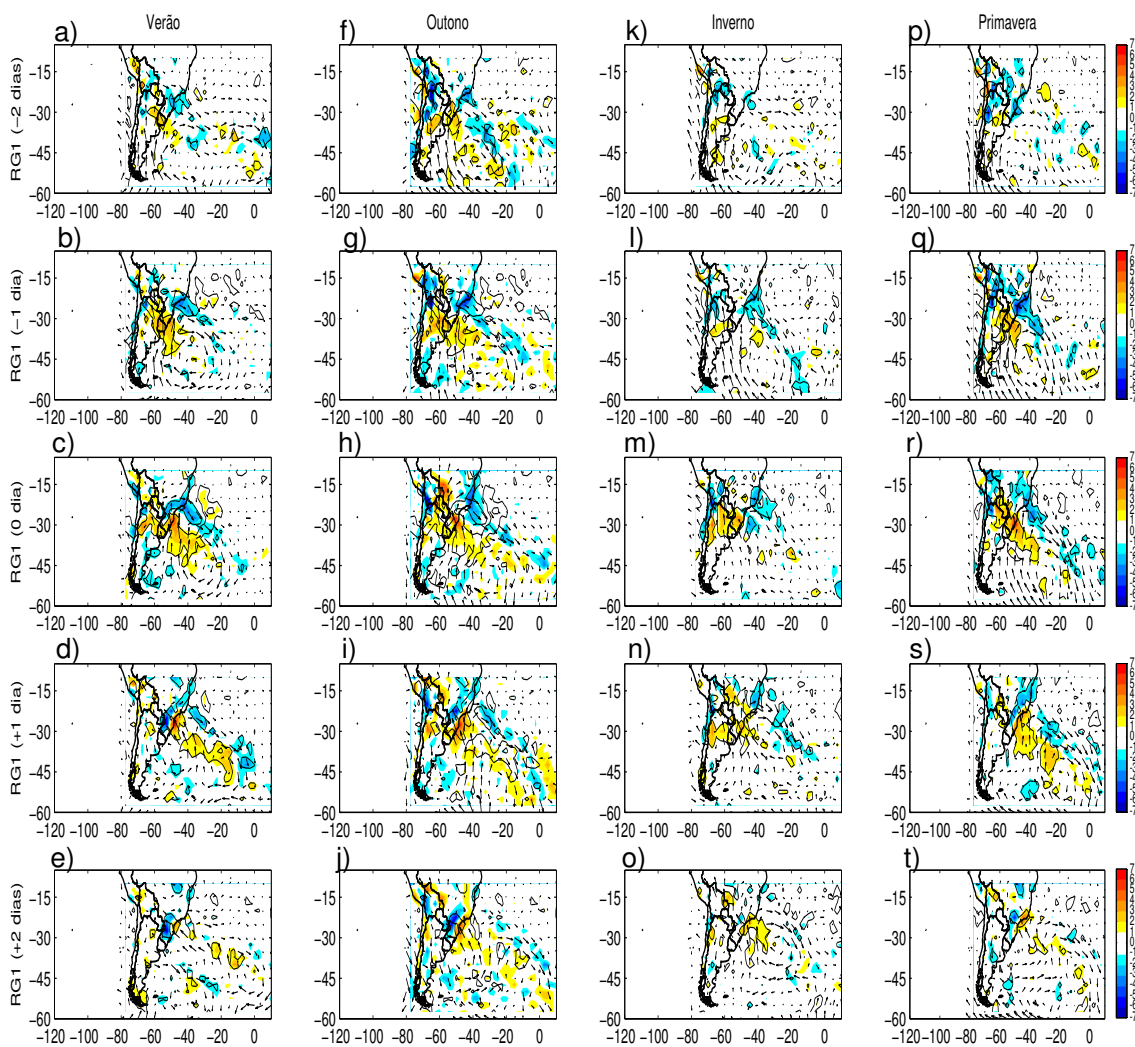


Figura 5.18 Similar à figura 5.11, mas para as composições das anomalias da direção do vento (setas) e das anomalias da divergência horizontal dos fluxos de umidade em 850 hPa para a RG1 com a simulação do RegCM3. O intervalo das isolinhas de divergência horizontal do fluxo de umidade corresponde a $1 \times 10^{-5} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$. As anomalias da divergência horizontal estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T-Student, estão circundadas por uma linha preta.

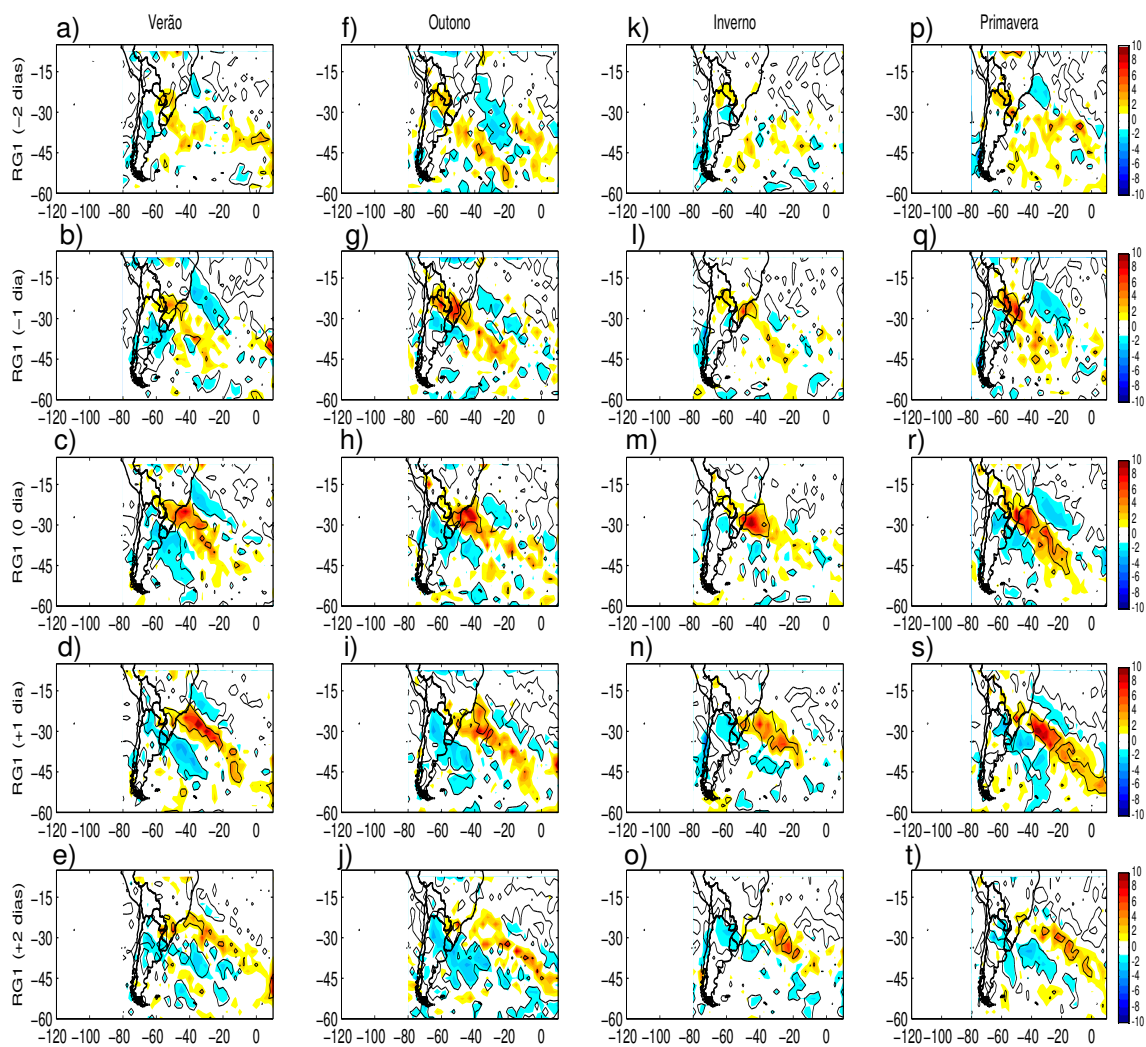


Figura 5.19 Similar à figura 5.11, mas para as composições das anomalias de precipitação para a RG1 com a simulação do RegCM3. O intervalo das isolinhas das anomalias corresponde a 1 mm dia^{-1} . As anomalias estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T-Student, estão circundadas por uma linha preta.

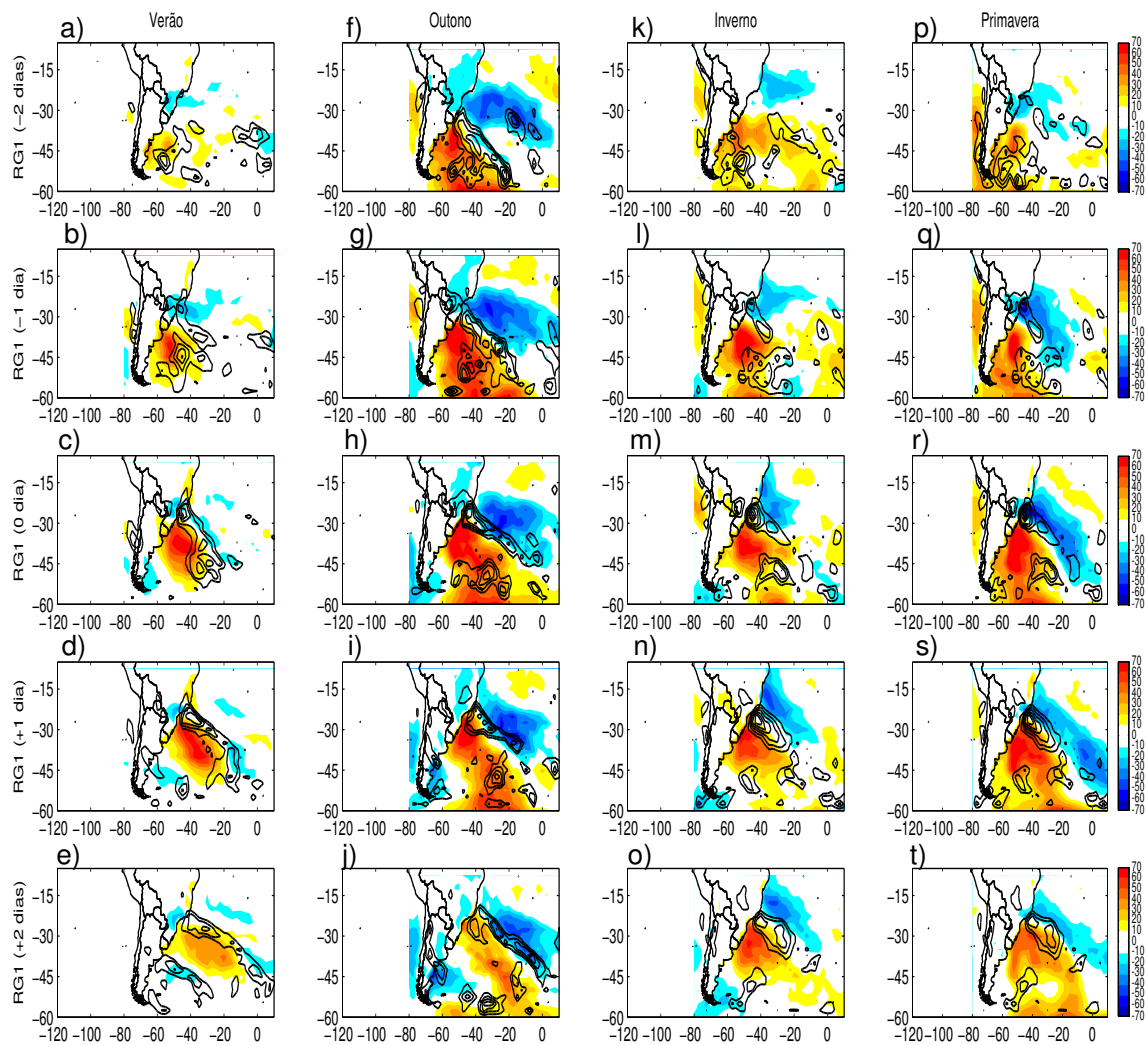


Figura 5.20 Similar à figura 5.11, mas para as composições das anomalias dos fluxos de calor total e das anomalias ciclônicas de vorticidade relativa a 10 m para a RG1 com a simulação do RegCM3. O intervalo das isolinhas das anomalias ciclônicas de vorticidade relativa corresponde a $0,25 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ e das anomalias de FCT a 10 Wm^{-2} .

5.2.2 RG2: Desembocadura do Rio da Prata – Uruguai

5.2.2.1 Composições com a Reanálise do NCEP

As composições da altura geopotencial em 500 hPa (**Figura 5.21**), nas quatro estações do ano, mostram que as ciclogêneses na RG2 são influenciadas por um cavado em níveis médios que se desloca do Pacífico em direção ao Atlântico. No dia -2, este sistema localiza-se próximo a 85°W sobre o oceano Pacífico e no dia 0 o seu setor leste atua sobre a RG2, acompanhado de intensas anomalias de advecção de vorticidade absoluta ciclônica (negativa). Isso concorda com Necco (1982b) que propôs a advecção de vorticidade ciclônica em níveis médios como principal mecanismo para as ciclogêneses do Uruguai. O verão (**Figuras 5.21 a-e**) diferencia-se das demais estações ao apresentar um cavado ligeiramente mais raso e nos dias 0 a +2 um padrão de onda curta em ~32°S, mas com cavados também de pequena amplitude; resultado similar ao de Seluchi (1995). No inverno e primavera (**Figuras 5.21 k-t**), nota-se o deslocamento dos padrões atmosféricos para norte e, assim, o cavado situado no Pacífico desloca-se para latitudes mais baixas. Na primavera, no dia -1 o cavado é ligeiramente mais profundo do que nas outras estações do ano, contribuindo para a advecção de vorticidade absoluta ciclônica um pouco mais intensa.

Comparando-se o campo de altura geopotencial em 500 hPa da RG1 (**Figura 5.1**) e RG2 (**Figura 5.21**) notam-se algumas diferenças: 1) as isolinhas de geopotencial na RG2 atingem no máximo as latitudes do norte do Rio Grande do Sul, enquanto que na RG1 alcançam a região sudeste, 2) no verão o cavado de onda curta que se forma sobre o continente no dia 0 na RG2 é visível desde o dia -2 na RG1. Com base nos resultados obtidos no verão na RG2 e nas estações do outono e primavera na RG1, sugere-se que o cavado de onda curta no verão na RG1 se desenvolve sobre o continente.

As anomalias de altura geopotencial em 500 hPa (**Figura 5.22**) exibem o mesmo padrão da altura geopotencial deste nível durante os eventos ciclogenéticos (**Figura 5.21**), isto é, as anomalias negativas são menos intensas no verão do que nas outras estações do ano. Outra característica do verão é o trem de ondas em latitudes médias deslocado para sul em relação às demais épocas do ano. No dia -1, as anomalias negativas de altura geopotencial em 500 hPa são ligeiramente mais intensas na primavera (**Figura 5.22q**). Já no dia da ciclogênese, a intensidade das anomalias é similar no outono, inverno e primavera. De maneira geral, a intensidade das anomalias nestas estações apresenta poucas diferenças nos cinco dias de composições. Porém, maiores diferenças são observadas em 200 hPa (**Figura 5.23**), quando as anomalias negativas no outono (**Figura 5.23 f-j**) superam as das outras estações.

Em níveis médios e altos da atmosfera, as composições da altura geopotencial e respectivas anomalias (**Figuras 5.21 a 5.23**) indicam que os cavados que influenciam as ciclogêneses na RG2 se deslocam do Pacífico e se fortalecem no setor leste deste oceano, próximo à costa oeste da América do Sul, ou ainda sobre o continente. A intensificação das ondas atmosféricas no setor leste do Pacífico também é evidente nas composições da RG3 (**Figuras 5.42 e 5.43**).

A intensificação das anomalias de altura geopotencial em 500 e 200 hPa sobre o Pacífico leste e América do Sul pode estar associada à região de alta frequência de *cutoff lows* (baixas frias), pois Fuenzalida et al. (2005) mostraram que estes setores do Hemisfério Sul são propícios a formação de tais sistemas. As *cutoff lows* correspondem à intensificação de vórtices ciclônicos em níveis superiores com conseqüente desprendimento das ondas atmosféricas dos ventos de oeste. Nas regiões citadas, e também quando se considera todo o Hemisfério Sul, a maior frequência de *cutoff lows* é no inverno e a menor no verão, padrão inverso ao do Hemisfério Norte (Nieto et al, 2005), onde formação de *cutoff lows* está associada à menor intensidade dos ventos de oeste no verão. No Hemisfério Sul, como a variabilidade sazonal da intensidade dos ventos de oeste é menor do que no Hemisfério Norte, Fuenzalida et al. (2005) sugeriram que a formação de *cutoff lows* deveria estar associada a outros fatores. Assim, Garreaud e Fuenzalida (2007) primeiramente pensaram que a formação de *cutoff lows* na costa oeste da América do Sul poderia ser devido ao bloqueio do escoamento zonal pelos Andes. No entanto, através de experimentos numéricos obtiveram a formação de um sistema mesmo sem a presença da barreira topográfica, com posição e intensidade similar ao evento da reanálise do NCEP. A formação das *cutoff lows* pode estar associada à intrusão de ar estratosférico na troposfera, por exemplo, Rondanelli et al. (2002) mostraram que quase 70% dos casos de rápido aumento de ozônio em Cerro Tololo (Andes subtropical) estavam associados com *cutoff lows* cruzando a região. Nieto et al. (2005) também encontraram que ~70% das *cutoff lows* no Hemisfério Norte tinham associação com a intrusão de ar estratosférico na troposfera. Seluchi e Saulo (1997), Seluchi et al. (2001) e Miky Funatsu et al. (2004) mostraram que incursões de ar estratosférico no nível de ~100 hPa contribuíram para a intensificação de sistemas em níveis superiores, que posteriormente favoreceram o desenvolvimento de ciclones na costa leste da América do Sul.

Necco (1982b), Seluchi (1995) e Vera et al. (2002) sugerem que as ciclogêneses nas latitudes subtropicais possam ser decorrentes da influência de *cutoff lows* na troposfera superior. Necco (1982b) apoiou sua hipótese no estudo de Kousky e Gan (1981) que mostraram a formação de baixas frias em altos níveis sobre o nordeste do Brasil. Assim, Necco (1982b) sugeriu que tais sistemas também poderiam ocorrer em latitudes subtropicais e influenciar o desenvolvimento ciclônico em superfície. A suposição de Seluchi (1995)

resultou da identificação do aumento da intensidade das perturbações ciclônicas frias com a altura. Já Vera et al. (2002) mostraram, através da reanálise do ECMWF, a presença de cavados frios em níveis superiores (300 hPa). No presente estudo, não é visível no campo de geopotencial em 500 (**Figura 5.21**) vórtices ciclônicos desprendidos do escoamento de oeste, já que as médias suavizam os padrões atmosféricos. Entretanto, é evidente o aumento da intensidade das perturbações ciclônicas frias com a altura (**Figuras 5.22 e 5.23**) como em Seluchi (1995).

Com relação aos baixos níveis atmosféricos, no dia das ciclogêneses as anomalias negativas de ζ_{10} (**Figura 5.24**) e PNMM (**Figura 5.25**) são mais fracas no verão e possuem intensidade ligeiramente similar nas outras estações do ano. Ressalta-se que no inverno, os precursores em níveis médios possuem intensidade similar aos do outono e primavera, portanto, algum mecanismo em baixos níveis deve contribuir para a persistência (dias +1 e +2) de anomalias ciclônicas um pouco mais intensas na estação fria. Na primavera, as anomalias negativas de ζ_{10} (**Figuras 5.24 p-t**) estão mais confinadas à região costeira do que no inverno, quando o núcleo de anomalias é ligeiramente mais expandido em direção ao Atlântico. Talvez isso explique a maior densidade do núcleo ciclogênético na primavera do que no inverno mostrado na Figura 4.12. Entretanto, é no inverno que ocorre o maior número de ciclogêneses.

As composições das anomalias de ζ_{10} (**Figura 5.24**) indicam que os sistemas em níveis médios que atravessam os Andes causam pouca perturbação ciclônica em superfície a sotavento antes de chegarem à costa uruguaia e que os distúrbios ciclônicos em superfície se intensificam na desembocadura do rio da Prata, a cerca de 1000 km dos Andes. Um dos mecanismos que pode contribuir para esta súbita intensificação na costa seria a interação do cavado transiente em níveis superiores com o cavado estacionário em níveis médios e altos (Gan e Rao, 1994), resultado do efeito dos Andes no escoamento de oeste (Satyamurty et al., 1980). Quando estes dois sistemas entram em fase, o cavado transiente intensifica-se e favorece anomalias ciclônicas mais fortes em superfície (Gan e Rao, 1994).

As composições das anomalias de PNMM (**Figura 5.25**) também mostram pouca influência em superfície dos sistemas em níveis médios nas proximidades do leste dos Andes, antes de chegarem ao Uruguai. Porém, exibem de forma mais clara do que as anomalias de ζ_{10} distorções nas isolinhas e alongamento em direção ao equador, padrão também obtido por Gan e Rao (1994), que reflete a interação dos distúrbios transientes em níveis superiores com a topografia. As anomalias da PNMM também indicam que os distúrbios ciclônicos em superfície intensificam-se na região costeira do Uruguai. Estes resultados são similares aos de Necco (1982a) que discute que poucas ciclogêneses sobre

o rio da Prata estão relacionadas com a depressão semi-estacionária a sotavento dos Andes (baixas térmicas – Seluchi et al., 2003; Reboita et al., 2007).

As ciclogêneses na RG2, da mesma forma que na RG1, são sistemas baroclínicos (**Figura 5.23**), isto é, as anomalias ciclônicas de altura geopotencial em níveis superiores localizam-se a oeste das anomalias ciclônicas de ζ_{10} . Similar à RG1, a divergência horizontal associada ao jato subtropical (**Figura 5.26**) contribui para os distúrbios ciclônicos em superfície na RG2. Comparando-se a magnitude dos ventos em 200 hPa (**Figura 5.26**) com as anomalias de temperatura do ar e do vetor gradiente de temperatura em 1000 hPa (**Figura 5.27**), verifica-se que os *jets streaks* mais intensos estão associados a regiões de fortes gradientes horizontais de temperatura do ar, com anomalias negativas a sul (faixa NW-SE do norte da Argentina ao Atlântico Sul em 60°S) e positivas a norte (faixa NW-SE de Rondônia até o sul do Brasil). As anomalias do vetor gradiente de temperatura mostram gradientes ligeiramente mais intensos no inverno (**Figura 5.27**) que se devem à incursão de massas de ar frio associadas à maior intensidade do anticiclone polar (**Figura 5.25**) na retaguarda do ciclone na RG2. Segundo Marengo e Rogers (2001), este anticiclone é o precursor dos *cold air outbreaks*, incursão de massas de ar frio nas latitudes médias com maior intensidade no inverno do que nas outras estações do ano. Além disso, Reboita et al. (2008) verificaram que a atividade frontogenética é mais intensa no Uruguai na estação fria. O inverno também é a estação dos gradientes horizontais de TSM mais intensos na costa uruguaia, devido à confluência das correntes das Malvinas e do Brasil, o que pode contribuir para a baroclinia da atmosfera. Portanto, a maior atividade ciclogênética na RG2 no inverno estaria associada aos fortes precursores em níveis superiores e a intensa zona de instabilidade frontal (zona baroclínica) em superfície na RG2. Além disso, Piva (2005) mostrou que no inverno há maior frequência de cavados de ar superior formando-se próximo à costa oeste da América do Sul. Assim, estes sistemas ao se deslocarem para leste interagem com a zona de instabilidade baroclínica em superfície e contribuem para maior densidade ciclogênética no inverno.

Embora a primavera e outono apresentem anomalias negativas de altura geopotencial (**Figura 5.22**) similares às do inverno em níveis superiores e anomalias do vetor gradiente de temperatura do ar em 1000 hPa (**Figura 5.27**) ligeiramente menores do que no inverno na região de interação das anomalias de temperatura do ar, nestas estações durante os eventos ciclogenéticos e não-ciclogenéticos, o vetor gradiente horizontal de temperatura do ar próximo ao Uruguai é mais fraco do que no inverno (figura não apresentada), porque na estação fria a marcha sazonal dos padrões atmosféricos e oceânicos para norte favorece a baroclinia na costa uruguaia e, conseqüentemente, a maior frequência de ciclogêneses.

A localização da região de convergência dos fluxos de umidade em 850 hPa nas composições das RG1 e RG2 (figuras não mostradas) apresenta diferenças: enquanto nas composições da RG1 havia convergência de umidade sobre a costa sul/sudeste do Brasil, nas composições da RG2 a convergência situa-se sobre a porção continental do sul do Brasil e Uruguai. Essa mudança na região de convergência está relacionada com a localização da saída do JBN, pois segundo vários autores (Sugahara et al., 1994; Silva, 2005; Campetella e Vera, 2002; Berbery e Barros, 2002; Weykamp, 2006; Santos, 2006) a posição da saída deste jato estaria associada à presença de distúrbios ciclônicos em superfície, ou seja, na ocorrência de anomalias ciclônicas na RG2 (RG1) o jato se dirige para a região uruguaia (costa sul/sudeste do Brasil). Campetella e Vera (2002) também mencionam que o JBN e os distúrbios ciclônicos em superfície na costa leste da América do Sul apresentam um efeito de retroalimentação, ou seja, a presença de um fraco distúrbio ciclônico no sudeste da América do Sul favorece a intensificação do JBN em direção a tal região. Este jato transporta calor (que ajuda a reduzir a pressão na superfície contribuindo para a intensificação da convergência) e umidade (que favorece a ocorrência de precipitação que é responsável por liberação de calor latente que aquece a coluna atmosférica intensificando os movimentos verticais) favorecendo a intensificação do distúrbio ciclônico que, por sua vez, contribui para a intensificação e sustentação do jato.

Durante os eventos ciclogênicos na RG1, o JBN (figura não mostrada) possui orientação NW-SE com sua saída situada sobre o sul/sudeste do Brasil, enquanto durante os eventos na RG2 (figura não mostrada) o jato é mais meridional, ou seja, sua inclinação horizontal diminui e, assim, sua saída situa-se na desembocadura do rio da Prata. A variabilidade na direção predominante do JBN, além de ser influenciada pelos distúrbios ciclônicos na superfície, também pode ter contribuição do ASAS, pois quando o JBN atua na RG1, observa-se nas composições da PNMM (figura não mostrada) que o ASAS está mais fraco e afastado do continente do que quando atua na RG2. Weykamp (2006) num estudo de extremos de precipitação na costa sul/sudeste do Brasil e Uruguai associados com o JBN obteve um padrão similar do ASAS descrito no presente estudo.

As composições da direção do vento e da convergência dos fluxos de umidade em 850 hPa durante os eventos ciclogênicos na RG2 (figura não apresentada) mostram maior convergência de umidade no verão e primavera e menor no inverno. No dia -1, a intensidade do JBN é similar nas quatro estações do ano, bem como a do ASAS, portanto o que favorece a maior convergência de umidade no verão e primavera é a maior disponibilidade de umidade na região tropical como evidencia as composições de precipitação durante os eventos ciclogênicos (figura não mostrada). No dia 0, o JBN ainda permanece intenso no verão e primavera, mas no outono e inverno sofre enfraquecimento. Entretanto, o JBN é atuante durante os cinco dias de composições nas quatro estações do ano. Berbery e

Barros (2002) observaram que a intensidade do JBN e o transporte de umidade dos trópicos para a bacia do Prata é máximo no inverno e primavera, portanto os resultados obtidos no presente estudo diferenciam-se por apresentar intensidade ligeiramente maior do JBN e maior convergência de umidade no verão e primavera. Tal diferença pode ser principalmente atribuída ao fato que o presente trabalho considera somente o período de ciclogêneses, enquanto Berbery e Barros (2002) estudaram médias sazonais.

As anomalias da convergência do fluxo de umidade (**Figura 5.28**) exibem uma variação sazonal com máximos de convergência na primavera seguida pelo verão, e redução no outono e mínimos no inverno. Anomalias na direção do vento que caracterizam o JBN de N-NW são presentes nos dias -1 e 0 nas quatro estações, o que indica que o JBN é mais atuante na RG2 na ocorrência de eventos ciclogênicos. A **Figura 5.29** apresenta as anomalias de precipitação, onde regiões em que predominam anomalias positivas coincidem com as de anomalias de convergência de fluxo de umidade. Máximas anomalias positivas de precipitação são observadas no dia das ciclogêneses com maior intensidade na primavera e menor no inverno. Nos dias +1 e +2, as anomalias deslocam-se para leste, junto com os sistemas ciclônicos sobre o Atlântico. Diferente da RG1, na RG2 as anomalias positivas de chuva são confinadas ao leste da Argentina, Uruguai e sul do Brasil, com anomalias negativas sobre o sudeste do Brasil.

Na RG2 o padrão espacial dos FCT durante as ciclogêneses (figura não apresentada) difere das RG1 e RG3 (figuras não apresentadas). Na RG1 predominam fluxos positivos intensos para a atmosfera ao longo do ano, uma vez que se encontra sobre a corrente quente do Brasil; na RG3 os fluxos positivos são fracos, já que se situa sobre a corrente fria das Malvinas. Na RG2 ocorre o encontro das duas correntes citadas, que implica em intensos gradientes horizontais de TSM e de FCT ao longo do ano, os quais atingem máxima intensidade no inverno (figura não apresentada), época em que a corrente das Malvinas alcança $\sim 35^{\circ}\text{S}$, latitude mais baixa do que nas demais estações do ano (**Figura 2.12**). Portanto, os gradientes horizontais observados no inverno na temperatura do ar em 1000 hPa (figura não apresentada) podem também ter influência da baroclinia da superfície oceânica. Com relação à transferência de energia para a atmosfera na RG2, durante os eventos ciclogênicos e não-ciclogênicos é máxima no outono e inverno e mínima na primavera e verão (figuras não apresentadas). Em termos de anomalias de FCT na RG2 (**Figura 5.30**), a distribuição espacial é similar à da RG1, porém deslocada para sul. Nos dias -2 e -1 as fracas anomalias ciclônicas em superfície localizam-se numa região de anomalias negativas de FCT (anomalias negativas indicam que a transferência de energia para a atmosfera é menor durante os eventos ciclogênicos). No dia 0, as anomalias ciclônicas ainda situam-se sobre anomalias negativas de FCT o que difere da RG1, pois neste dia as anomalias ciclônicas encontram-se na região de transição de anomalias

positivas e negativas de FCT. Na RG2 as anomalias ciclônicas aparecem neste setor nos dias +1 e +2. As anomalias positivas de FCT são mais fracas nas composições das ciclogêneses na RG2 do que na RG1.

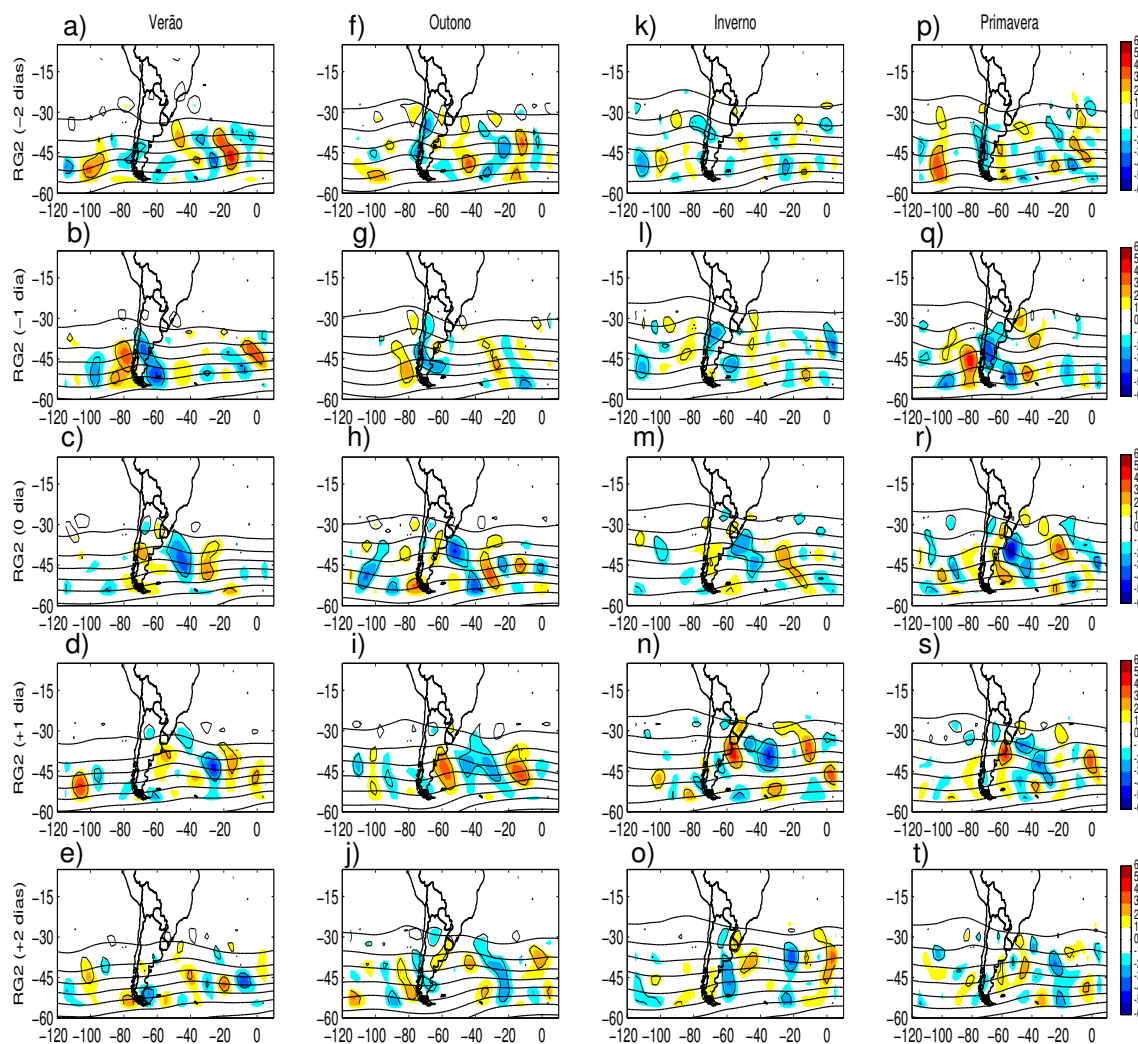


Figura 5.21 Composições da altura geopotencial em 500 hPa (linha preta) para os eventos ciclogenéticos e das anomalias (eventos ciclogenéticos – não ciclogenéticos) de advecção horizontal de vorticidade absoluta em 500 hPa obtidas para a RG2 com a reanálise do NCEP. As anomalias estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T–Student, estão circundadas por uma linha preta. O intervalo das isolinhas de altura geopotencial corresponde a 100 m e o das isolinhas da advecção horizontal de vorticidade absoluta a $1 \times 10^{-10} \text{ s}^{-1}$. Na figura as linhas correspondem aos dias das composições e as colunas às estações do ano.

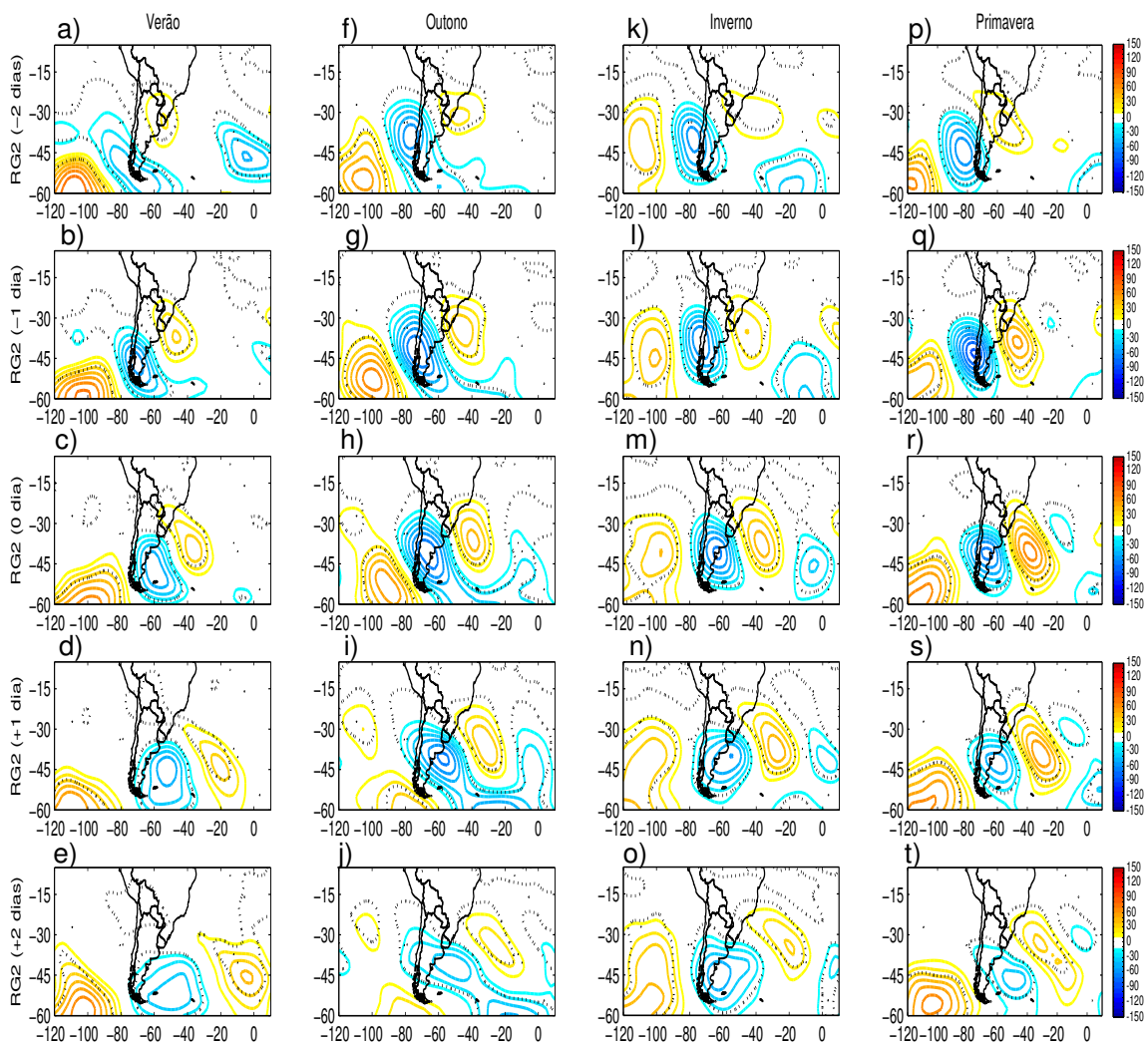


Figura 5.22 Similar à figura 5.21, mas para as composições das anomalias de altura geopotencial em 500 hPa para os eventos ciclogênicos da RG2 com a reanálise do NCEP. O intervalo das isolinhas corresponde a 10 m. As anomalias estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T-Student, estão circundadas por uma linha preta pontilhada.

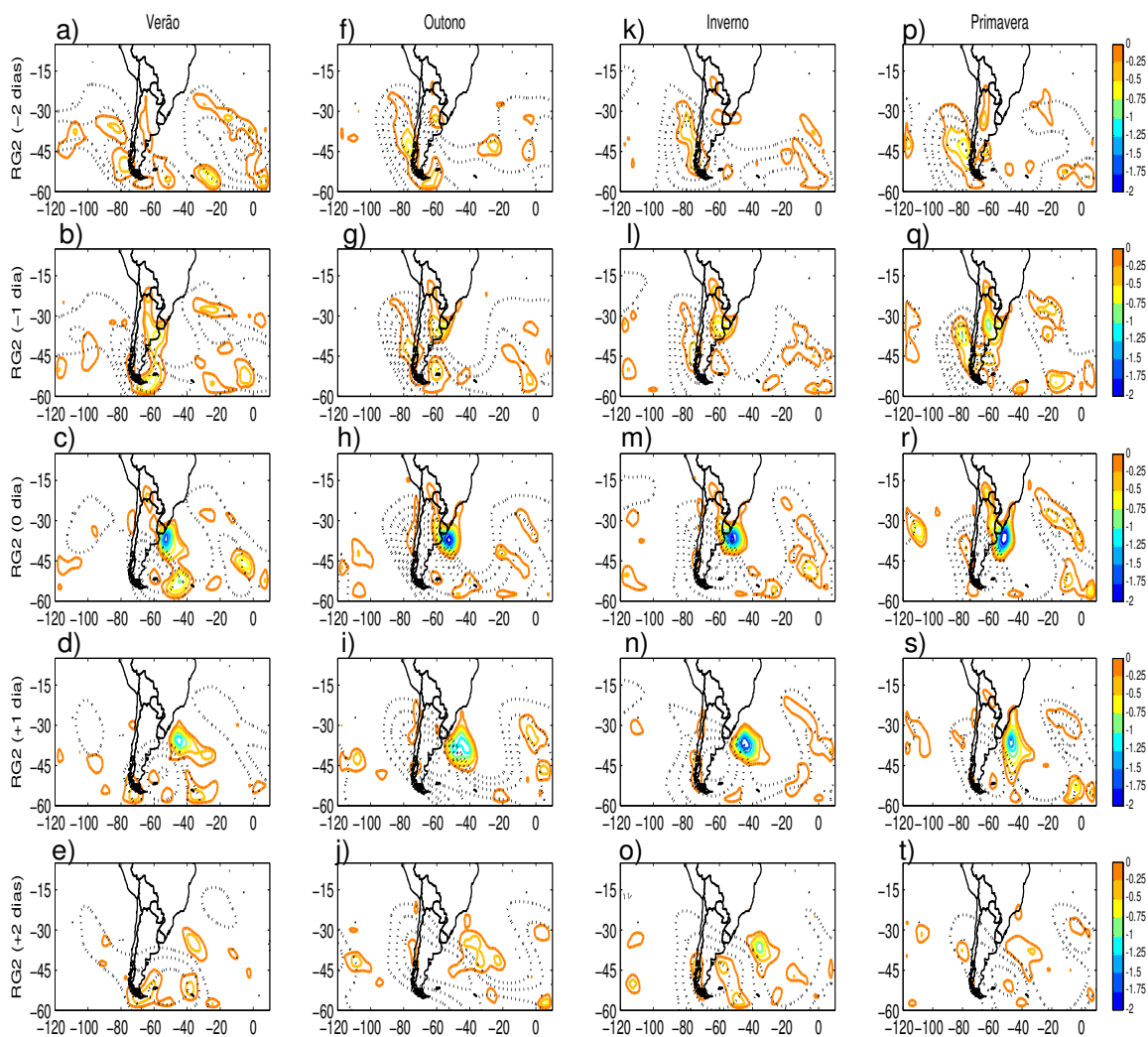


Figura 5.23 Similar à figura 5.21, mas para as composições das anomalias ciclônicas de altura geopotencial em 200 hPa (linhas pretas) e das anomalias ciclônicas de vorticidade relativa a 10 m (linhas coloridas) para a RG2 com a reanálise do NCEP. O intervalo das isolinhas das anomalias de altura geopotencial é de 10 m e em todas as figuras a isolinha mais externa se inicia em -10 m. Já das anomalias ζ_{10} é de $0,25 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$.

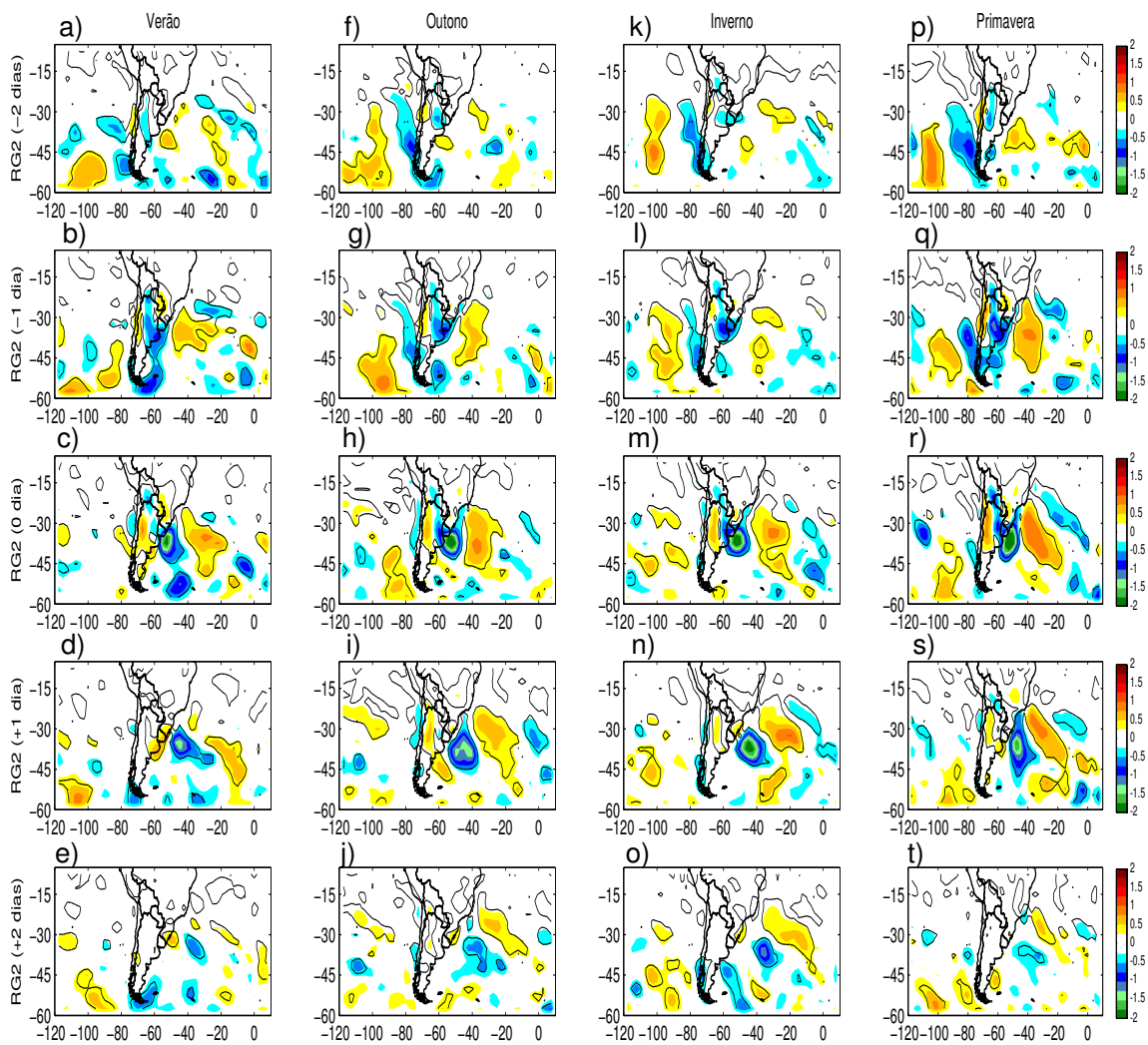


Figura 5.24 Similar à figura 5.21, mas para as composições das anomalias de vorticidade relativa a 10 m para a RG2 com a reanálise do NCEP. O intervalo das isolinhas das anomalias corresponde a $0,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. As anomalias estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T-Student, estão circundadas por uma linha preta.

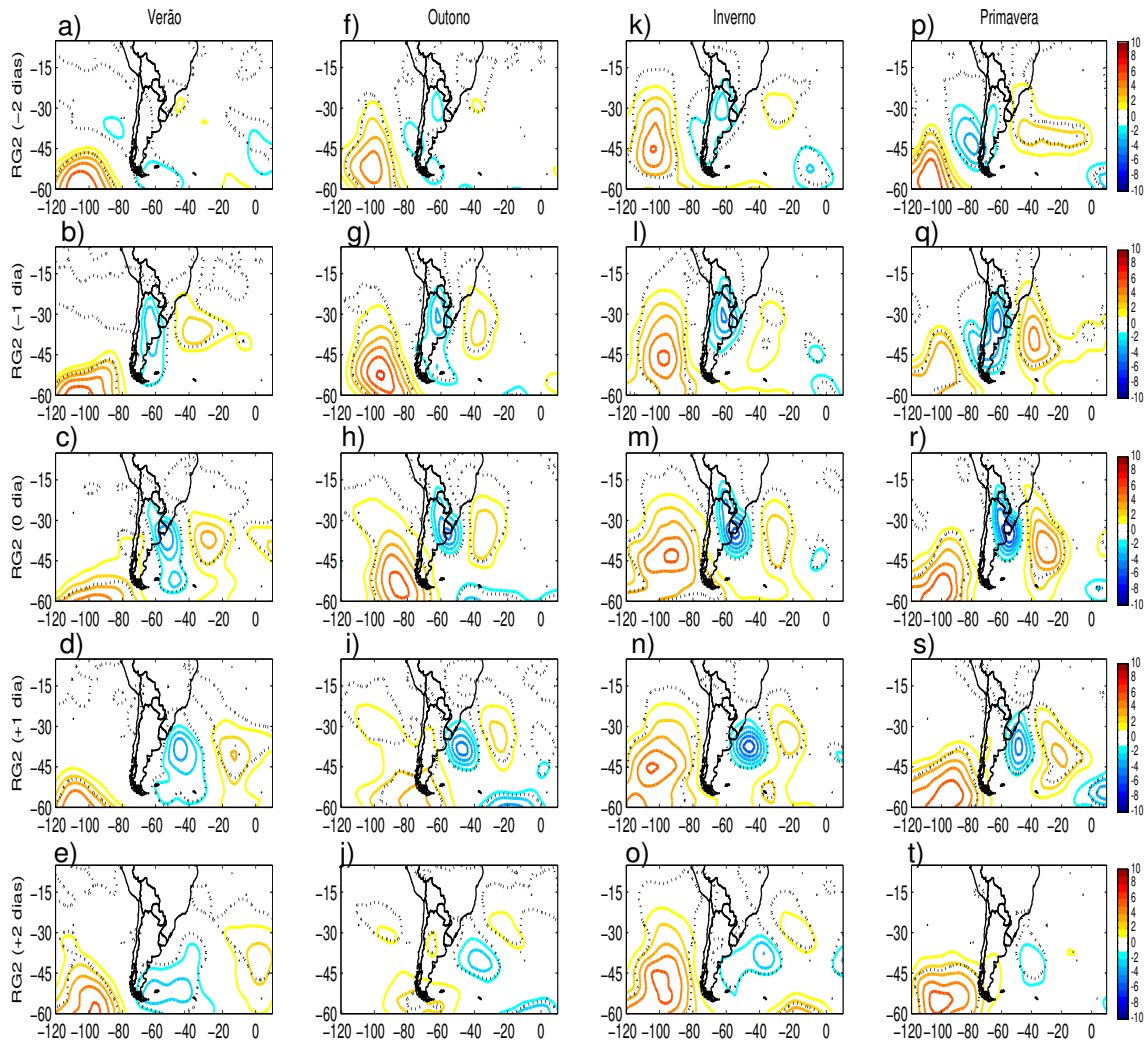


Figura 5.25 Similar à figura 5.21, mas para as composições das anomalias de pressão ao nível médio do mar para a RG2 com a reanálise do NCEP. O intervalo das isolinhas das anomalias corresponde a 1 hPa. As anomalias estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T-Student, estão circundadas por uma linha preta.

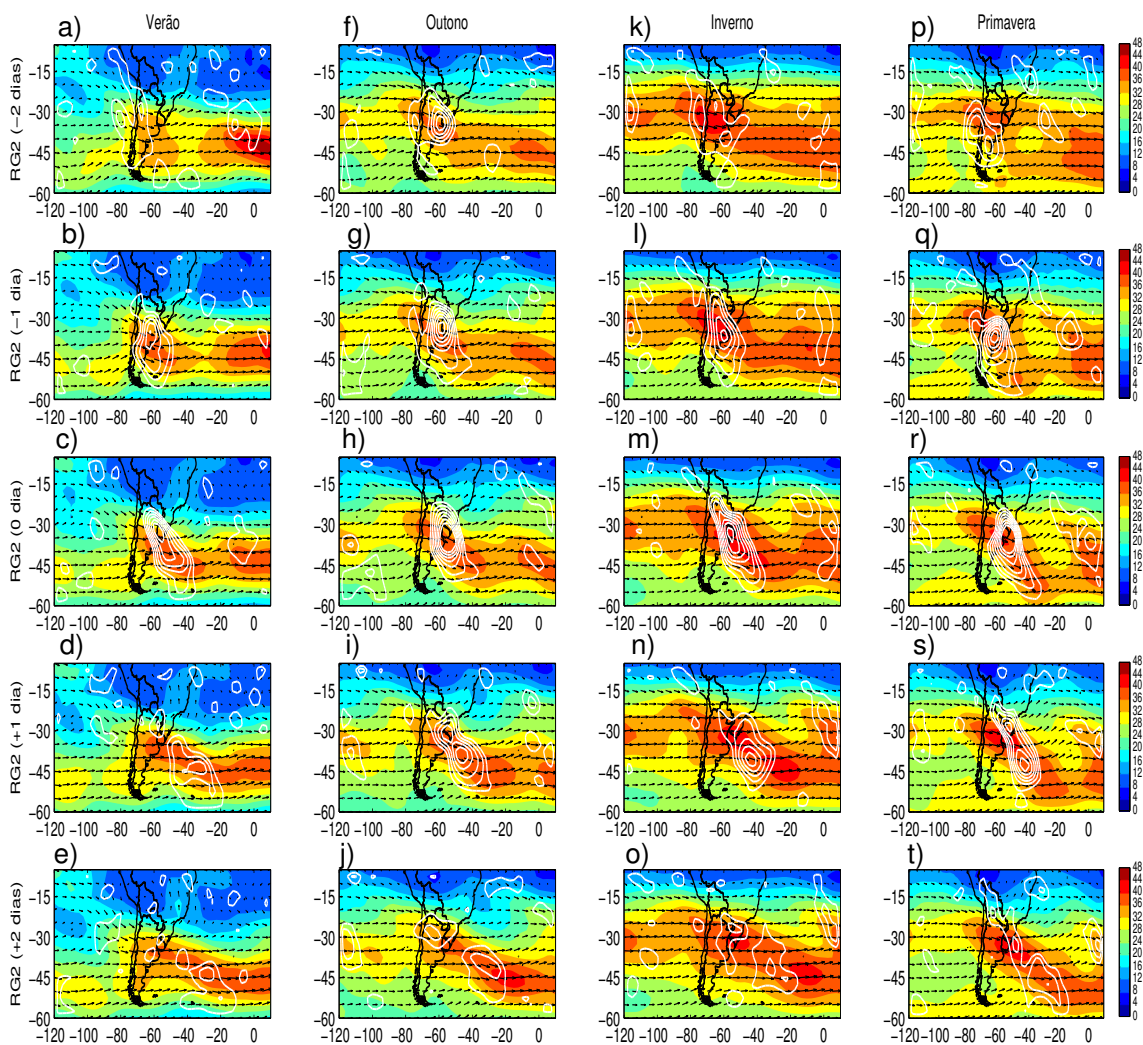


Figura 5.26 Similar à figura 5.21, mas para as composições da magnitude (cores) e direção (setas) do vento em 200 hPa e para as anomalias de divergência horizontal do vento em 200 hPa (linhas brancas) para a RG2 com a reanálise do NCEP. O intervalo das isolinhas das anomalias de divergência horizontal do vento em 200 hPa (convergência não foi apresentada) corresponde a $2 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$.

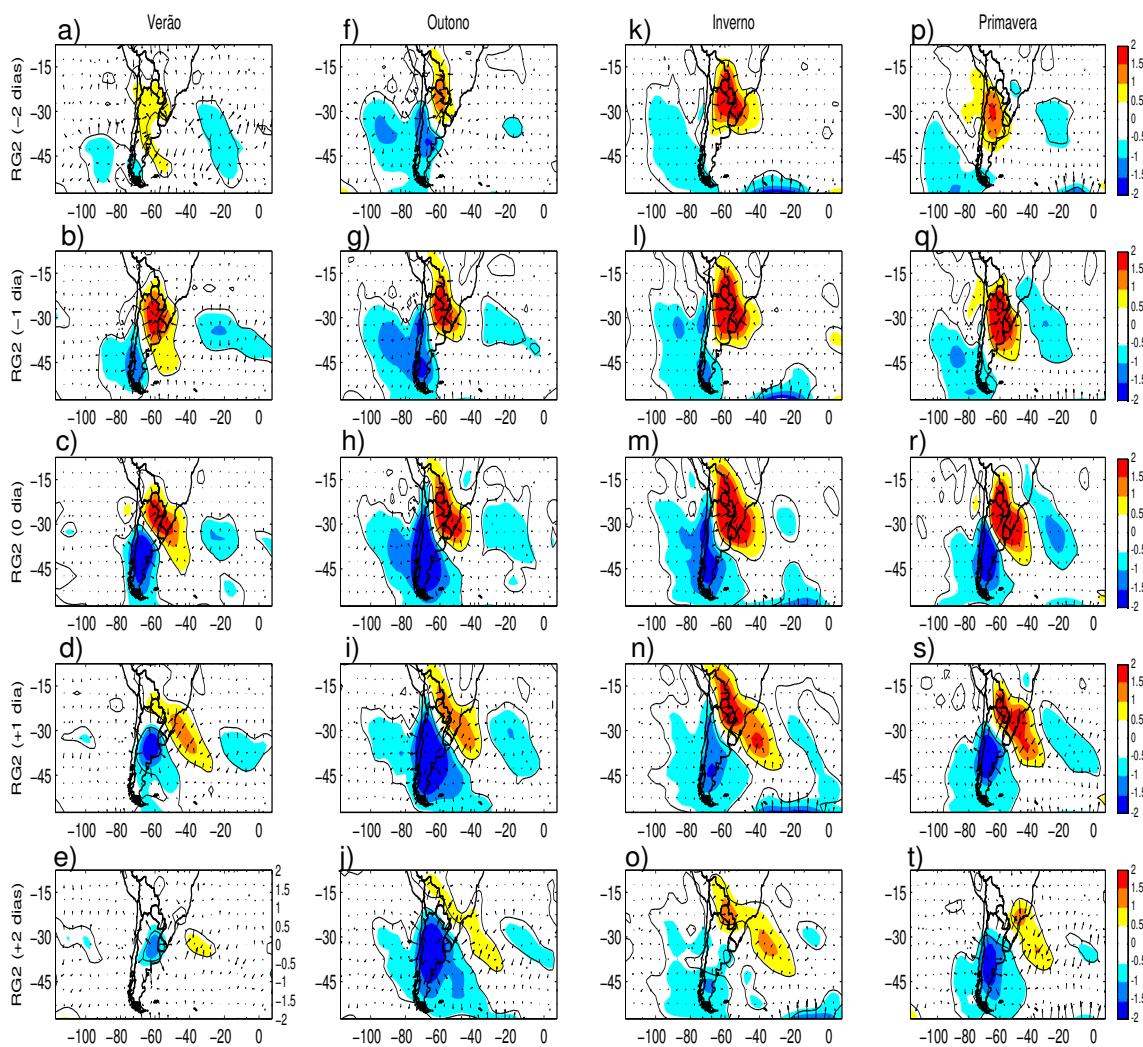


Figura 5.27 Similar à figura 5.21, mas para as composições das anomalias de temperatura do ar e das anomalias do vetor gradiente horizontal de temperatura do ar em 100 hPa (setas) para a RG2 com a reanálise do NCEP. As anomalias da temperatura do ar estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T-Student, estão circundadas por uma linha preta.

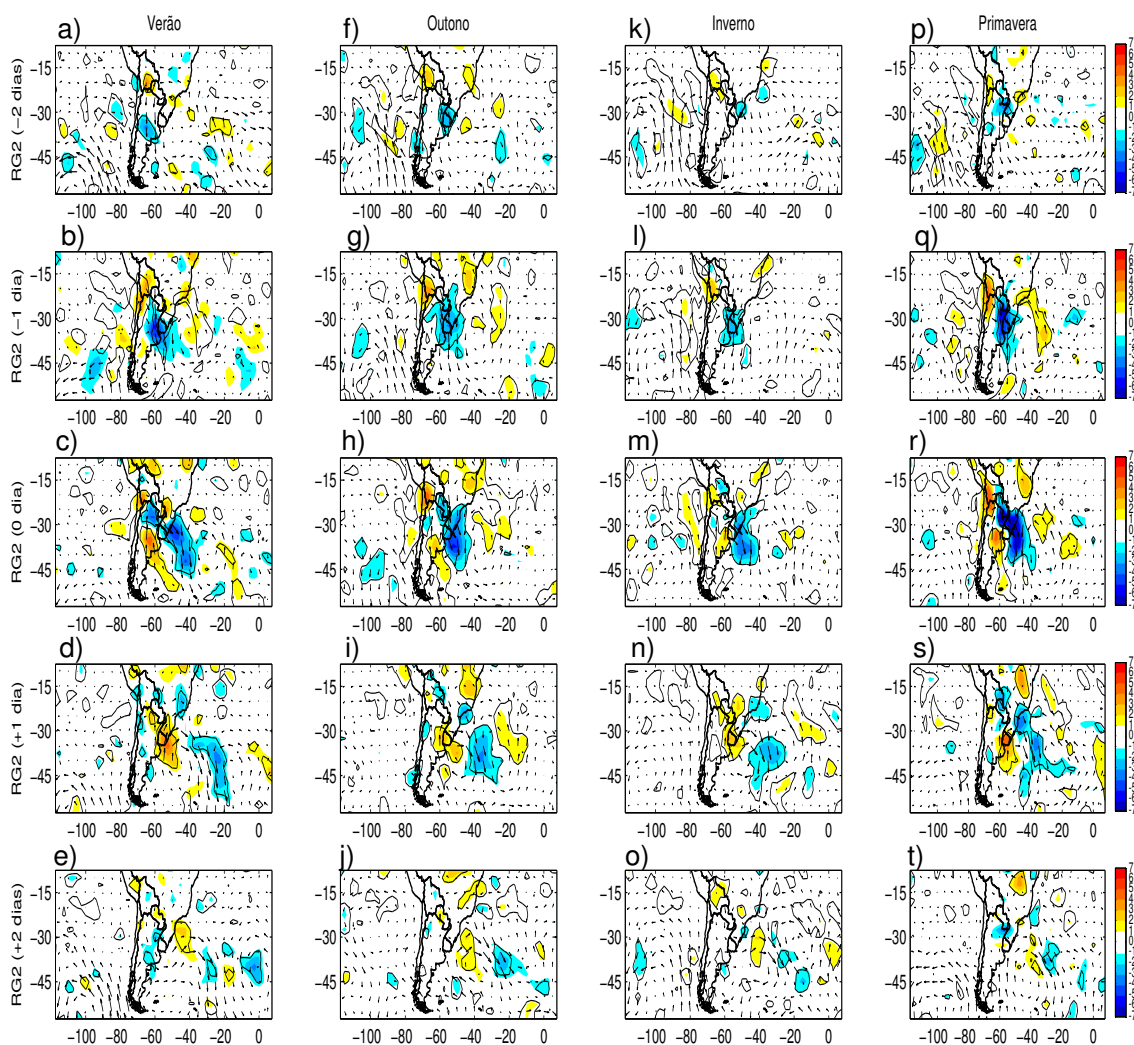


Figura 5.28 Similar à figura 5.21, mas para as composições das anomalias da direção do vento (setas) e das anomalias da divergência horizontal dos fluxos de umidade em 850 hPa para a RG2 com a reanálise do NCEP. O intervalo das isolinhas de divergência horizontal do fluxo de umidade corresponde a $1 \times 10^{-5} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$. As anomalias da divergência horizontal estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T-Student, estão circundadas por uma linha preta.

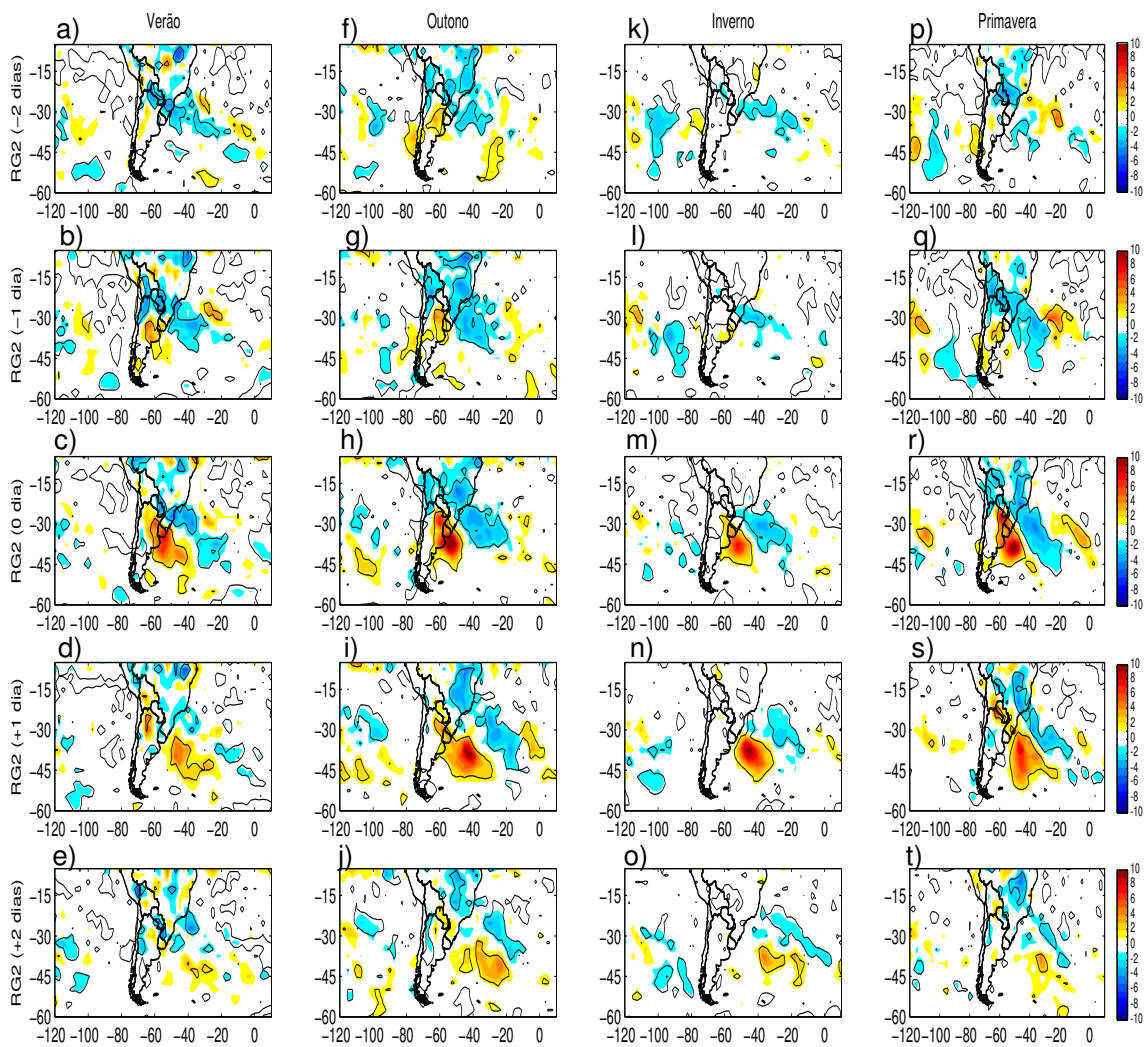


Figura 5.29 Similar à figura 5.21, mas para as composições das anomalias de precipitação para a RG2 com a reanálise do NCEP. O intervalo das isolinhas das anomalias corresponde a 1 mm dia^{-1} . As anomalias estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T-Student, estão circundadas por uma linha preta.

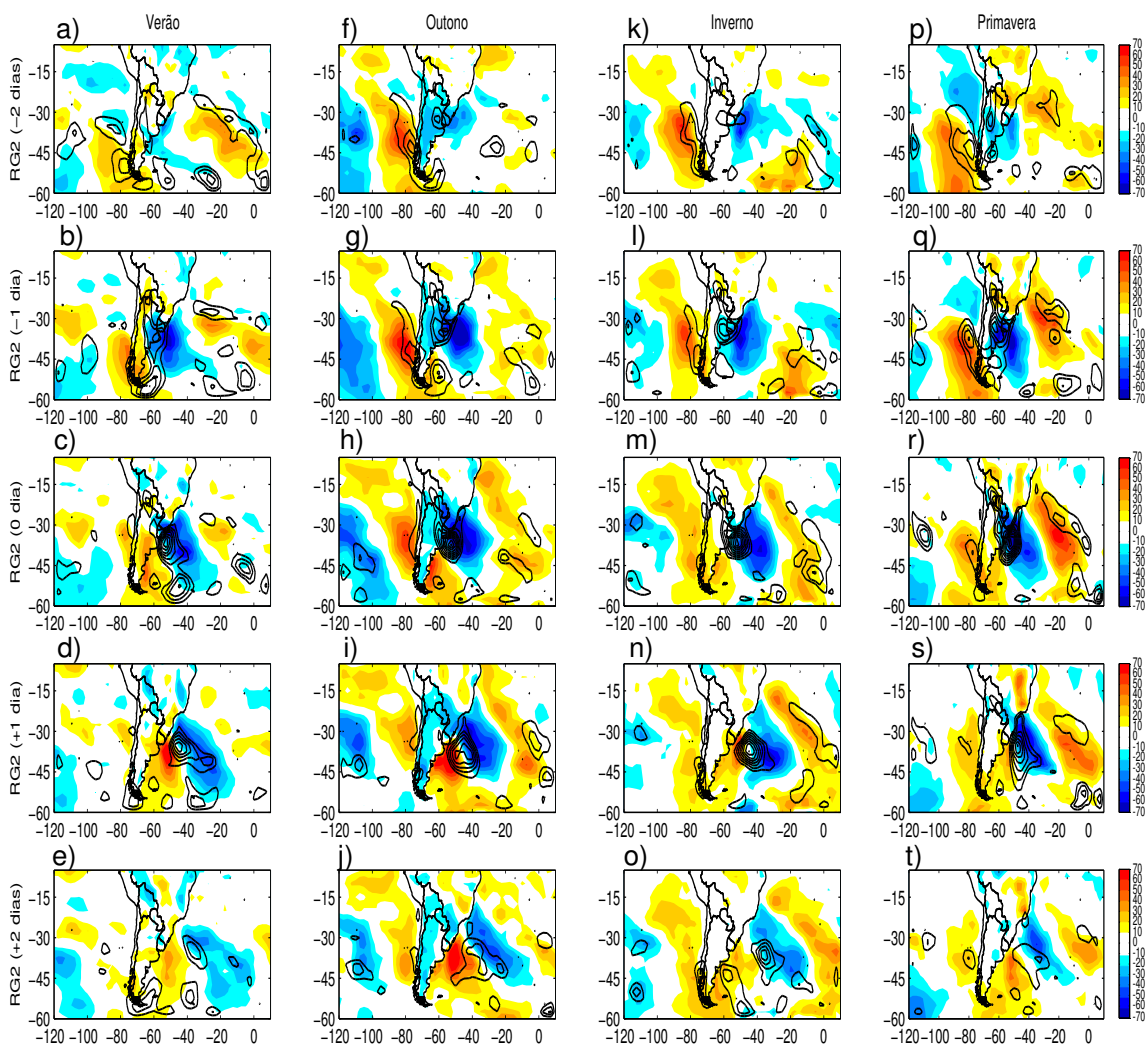


Figura 5.30 Similar à figura 5.21, mas para as composições das anomalias dos fluxos de calor total e das anomalias ciclônicas de vorticidade relativa a 10 m (linhas pretas) para a RG2 com a reanálise do NCEP. O intervalo das isolinhas das anomalias ciclônicas de vorticidade relativa corresponde a $0,25 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ e das anomalias de FCT a 10 Wm^{-2} .

5.2.2.2 RG2: Comparação das Composições - NCEP x RegCM3

O modelo simula cavados ligeiramente mais rasos do que o NCEP no campo de altura geopotencial em 500 hPa (**Figuras 5.21 e 5.31**) e as anomalias de advecção de vorticidade ciclônica também são mais fracas. As anomalias de altura geopotencial em 500 hPa simuladas (**Figura 5.32**) são mais intensas no inverno e primavera e mais fracas no verão e outono, enquanto no NCEP (**Figura 5.22**) estas anomalias possuem intensidade similar na maior parte do ano, exceto no verão quando são mais fracas. No verão, o centro das anomalias simuladas (**Figuras 5.32 d-e**) nos dias +1 e +2 está deslocado para sul em relação ao NCEP (**Figuras 5.22 d-e**), enquanto em todas as estações do ano, os centros de anomalias ciclônicas em 500 hPa simuladas no dia 0 situam-se na mesma posição do NCEP. Como as ciclogêneses na RG2 estão intimamente ligadas aos precursores em níveis médios, a menor intensidade das anomalias simuladas no outono pode ser uma das explicações para a menor frequência de ciclogêneses nesta estação, como mostrou o **Capítulo 4**. É importante mencionar que o RegCM3 também simulou o inverno como estação menos ciclogênética, mesmo tendo anomalias de geopotencial mais intensas nesta estação. As anomalias de altura geopotencial simuladas em 200 hPa (**Figuras 5.33 a-e**) seguem o padrão das em 500 hPa, porém têm maior intensidade e estão ligeiramente deslocadas para oeste em relação às em 500 hPa. Em ambos os níveis, o RegCM3 simula anomalias com deslocamento mais rápido e, no inverno, um pouco mais inclinadas na direção NW-SE do que as registradas no NCEP.

Nas anomalias negativas de ζ_{10} simuladas (**Figura 5.34**) notam-se núcleos de anomalias mais alongados do que no NCEP (**Figura 5.24**), padrão que indica que as ciclogêneses simuladas são mais distribuídas espacialmente, isto é, menos concentradas próximo à costa. Portanto, poderia explicar porque o modelo subestima a densidade dos núcleos ciclogenéticos apresentados na **Figura 4.12**. As anomalias de PNMM simuladas (**Figura 5.25**) também são mais distribuídas espacialmente do que as do NCEP (**Figura 5.35**). O modelo e a reanálise mostram anomalias de PNMM mais intensas na primavera e inverno no dia 0 e anomalias de ζ_{10} no dia 0 com intensidade muito similar em todas as estações do ano.

Da mesma forma que na RG1, as composições do vento simulado em 200 hPa (**Figura 5.36**) mostram maior magnitude do que no NCEP (**Figura 5.26**), exceto no outono. As ciclogêneses simuladas da RG2 também possuem influência das anomalias da divergência horizontal do vento em 200 hPa (**Figura 5.36**). O mecanismo que parece ter relação com a maior intensidade do jato subtropical simulado são os contrastes térmicos mais intensos no modelo durante os eventos ciclogenéticos do que no NCEP, como mostram as anomalias de temperatura do ar em 1000 hPa (**Figuras 5.27 e 5.37**). Entretanto

esta característica não é observada no outono, estação em que o modelo subestima as anomalias de temperatura do ar do NCEP. Com relação às composições do vetor gradiente de temperatura do ar em 1000 hPa (figura não mostrada), o modelo simula gradientes mais intensos no inverno e primavera e mais fracos no outono, já o NCEP mais intensos no inverno e mais fracos na primavera.

Em 850 hPa, o RegCM3 simula o JBN no verão nos cinco dias de composições dos eventos ciclogênicos, no outono e na primavera nos dias -1 e 0 e no inverno suprime este sistema (figura não apresentada). Já no NCEP (figura não apresentada), o JBN é atuante nos cinco dias de composições nas quatro estações do ano, porém com maior intensidade no verão e na primavera. Nestas duas estações, o modelo também simula o JBN com maior intensidade. O modelo simula maior convergência de umidade no verão que é seguido pelo outono, primavera e inverno (figura não apresentada). Esta variação sazonal só difere do NCEP por neste ser a primavera mais úmida do que o outono. No verão o modelo superestima a convergência de umidade na costa do sul do Brasil e subestima na região do Uruguai, o mesmo ocorre no outono e primavera. No inverno, a convergência de umidade simulada é subestimada (figuras não apresentadas). A simulação (**Figura 5.28**) como o NCEP (**Figura 5.38**) indica que há maior convergência de umidade durante os eventos ciclogênicos. Da mesma forma que no NCEP, as anomalias de convergência de fluxo de umidade simuladas (**Figura 5.38**) são mais fracas no inverno. No dia 0, o modelo desloca as anomalias para o oceano deixando o sul do Brasil e o Uruguai mais secos do que na reanálise. As anomalias simuladas do vento que configuram o JBN são observadas nos dias -1 a 1 no verão, inverno e primavera e nos dias -2 e -1 no outono. Já no NCEP são observadas entre os dias -1 e 0 em todas as estações do ano. Embora o JBN na simulação não seja aparente nas composições dos eventos ciclogênicos no inverno, as anomalias indicam a presença deste sistema.

O modelo simula maiores taxas de precipitação durante os eventos ciclogênicos sobre o setor da RG2 no outono e menores no inverno, assim concorda com o NCEP na estação úmida, porém no NCEP a mais seca é o verão (figuras não mostradas). No verão, o RegCM3 superestima a precipitação na porção mais central do oceano, mas a subestima nas demais estações quando comparado ao NCEP (figuras não mostradas). Em termos de anomalias sobre a RG2, o modelo superestima a chuva no verão e a subestima no inverno (**Figura 5.39**), mas no outono e primavera é muito similar ao NCEP (**Figura 5.29**). Assim como no NCEP, a precipitação organizada pelos ciclones na RG2 é mais importante no sul do Brasil, no Uruguai e nordeste da Argentina, pois na região sudeste do Brasil predominam anomalias negativas.

Os FCT simulados durante os eventos ciclogênicos e não-ciclogênicos são próximos aos do NCEP na RG2 (figuras não mostradas). O RegCM3, da mesma forma que

o NCEP, transfere maior quantidade de energia para a atmosfera na RG2 no outono e menor na primavera. No NCEP, as anomalias negativas de temperatura do ar (**Figura 5.27**) são mais intensas no outono e isso parece estar relacionado com os FCT positivos mais intensos nesta estação (**Figura 5.30**), já no modelo como as anomalias frias são mais intensas no inverno (**Figura 5.37**), os FCT positivos são maiores nesta estação (**Figura 5.40**). A distribuição espacial das anomalias dos FCT simulados é similar à do NCEP, porém, de maneira geral, as anomalias são mais fracas.

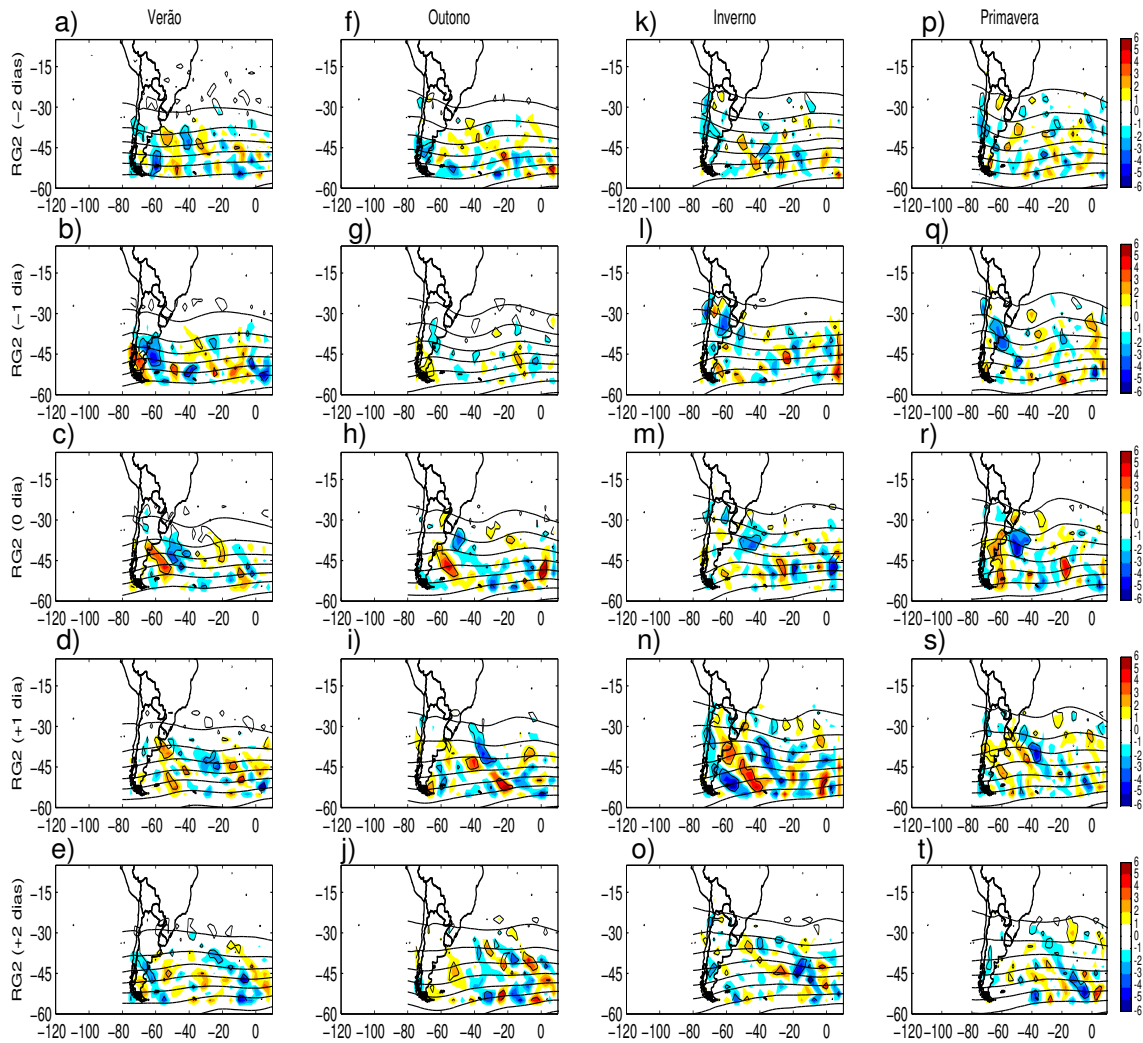


Figura 5.31 Composições da altura geopotencial em 500 hPa (linha preta) para os eventos ciclogênicos e das anomalias (eventos ciclogênicos – não ciclogênicos) de advecção horizontal de vorticidade absoluta em 500 hPa obtidas para a RG2 com a simulação do RegCM3. As anomalias estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T–Student, estão circundadas por uma linha preta. O intervalo das isolinhas de altura geopotencial corresponde a 100 m e o das isolinhas da advecção horizontal de vorticidade absoluta a $1 \times 10^{-10} \text{ s}^{-1}$. Na figura as linhas correspondem aos dias das composições e as colunas às estações do ano.

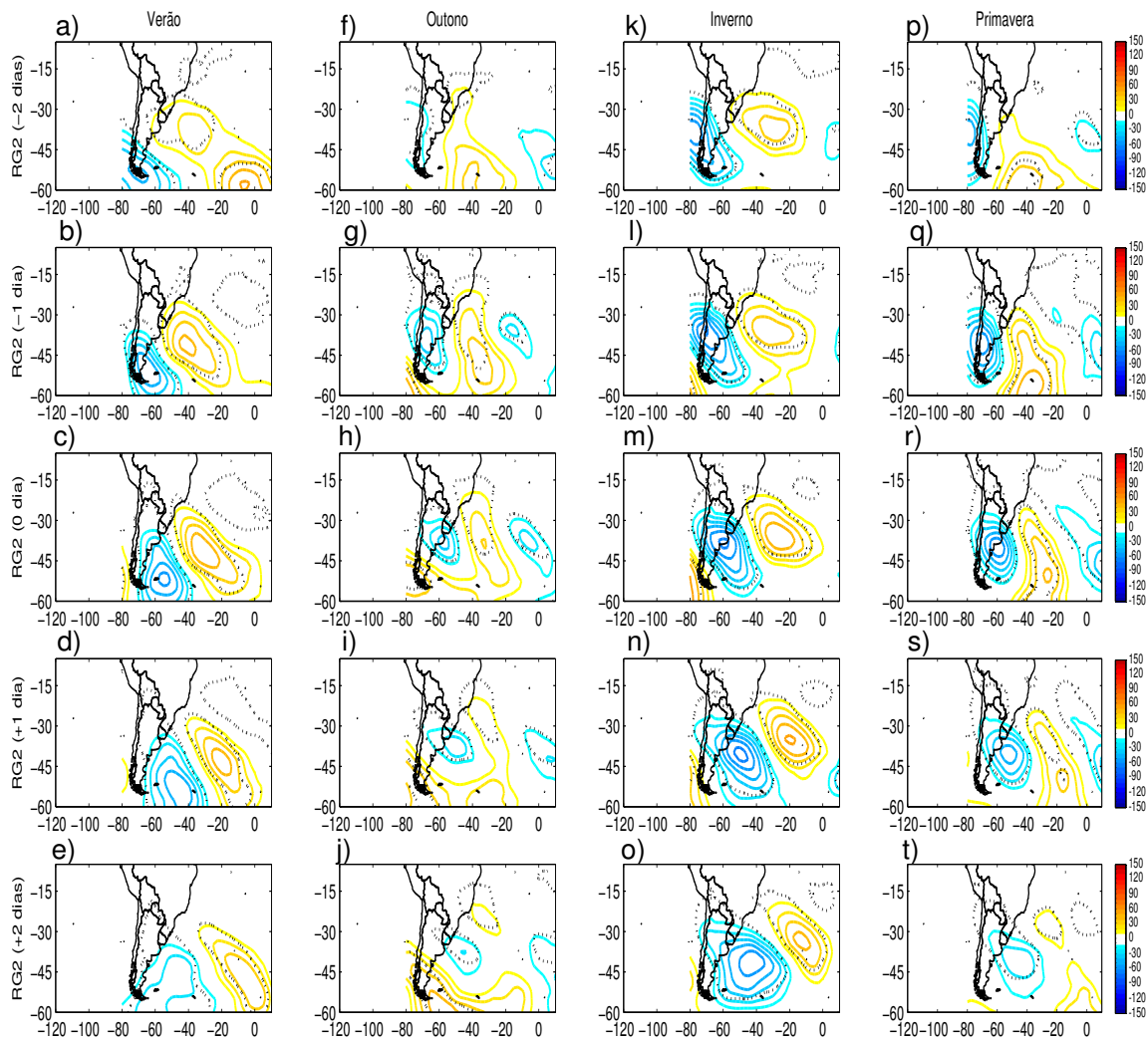


Figura 5.32 Similar à figura 5.31, mas para as composições das anomalias de altura geopotencial em 500 hPa para os eventos ciclogênicos da RG2 com a simulação do RegCM3. O intervalo das isolinhas corresponde a 10 m. As anomalias estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T-Student, estão circundadas por uma linha preta pontilhada.

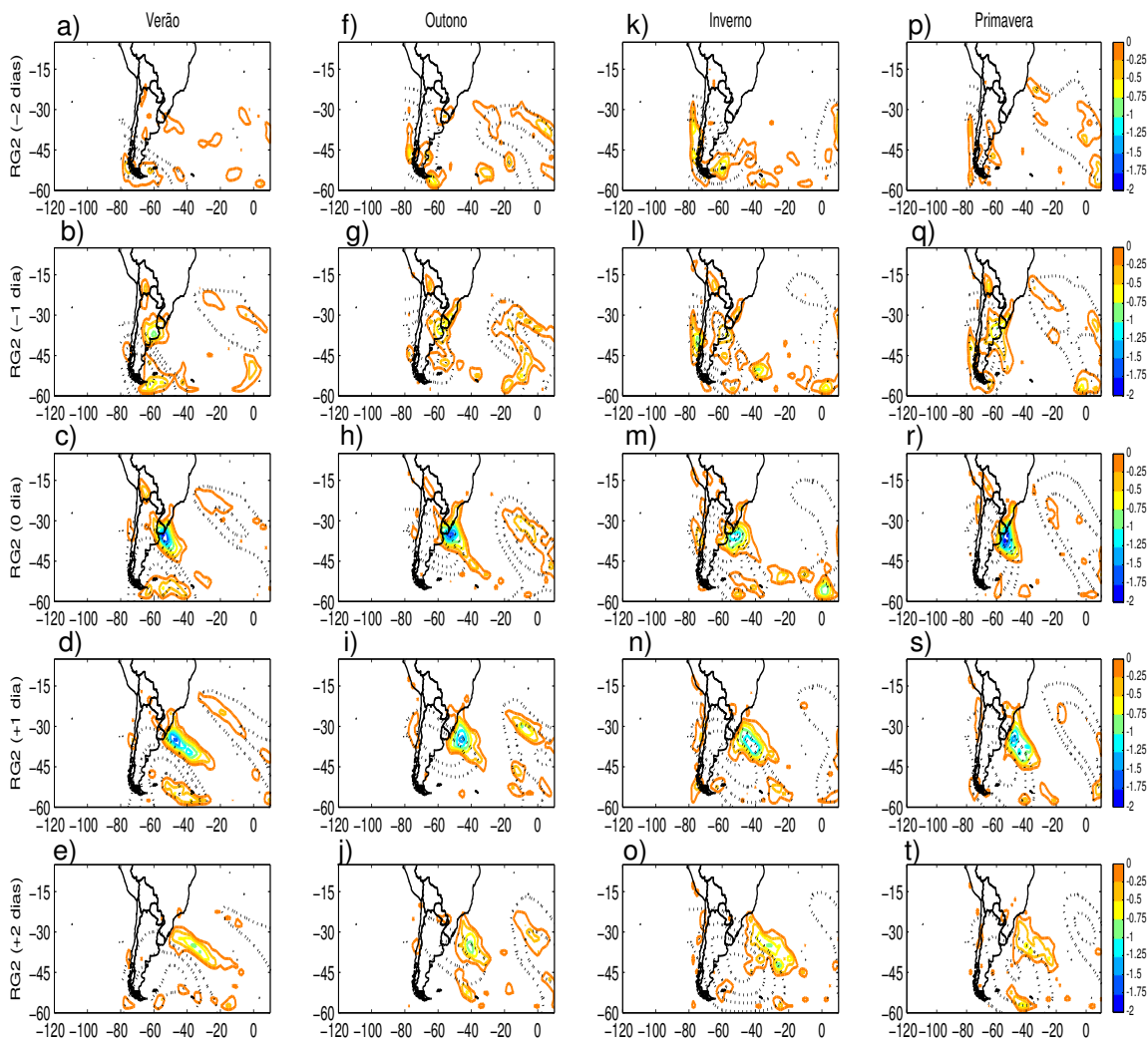


Figura 5.33 Similar à figura 5.31, mas para as composições das anomalias ciclônicas de altura geopotencial em 200 hPa (linhas pretas) e das anomalias ciclônicas de vorticidade relativa a 10 m (linhas coloridas) para a RG2 com a simulação do RegCM3. O intervalo das isolinhas das anomalias de altura geopotencial é de 10 m e em todas as figuras a isolinha mais externa se inicia em -10 m. Já das anomalias ζ_{10} é de $0,25 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$.

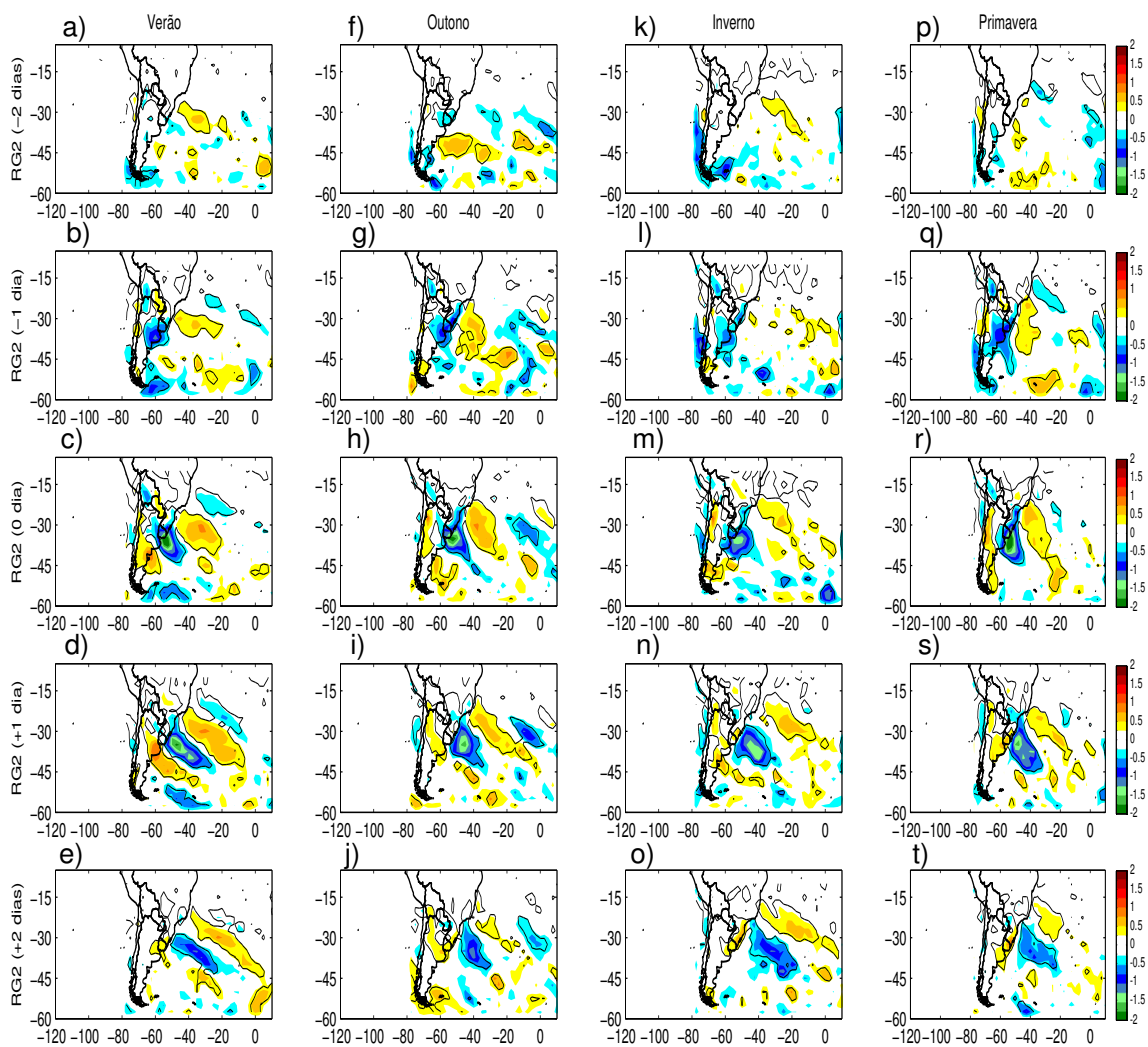


Figura 5.34 Similar à figura 5.31, mas para as composições das anomalias de vorticidade relativa a 10 m para a RG2 com a simulação do RegCM3. O intervalo das isolinhas das anomalias corresponde a $0,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. As anomalias estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T-Student, estão circundadas por uma linha preta.

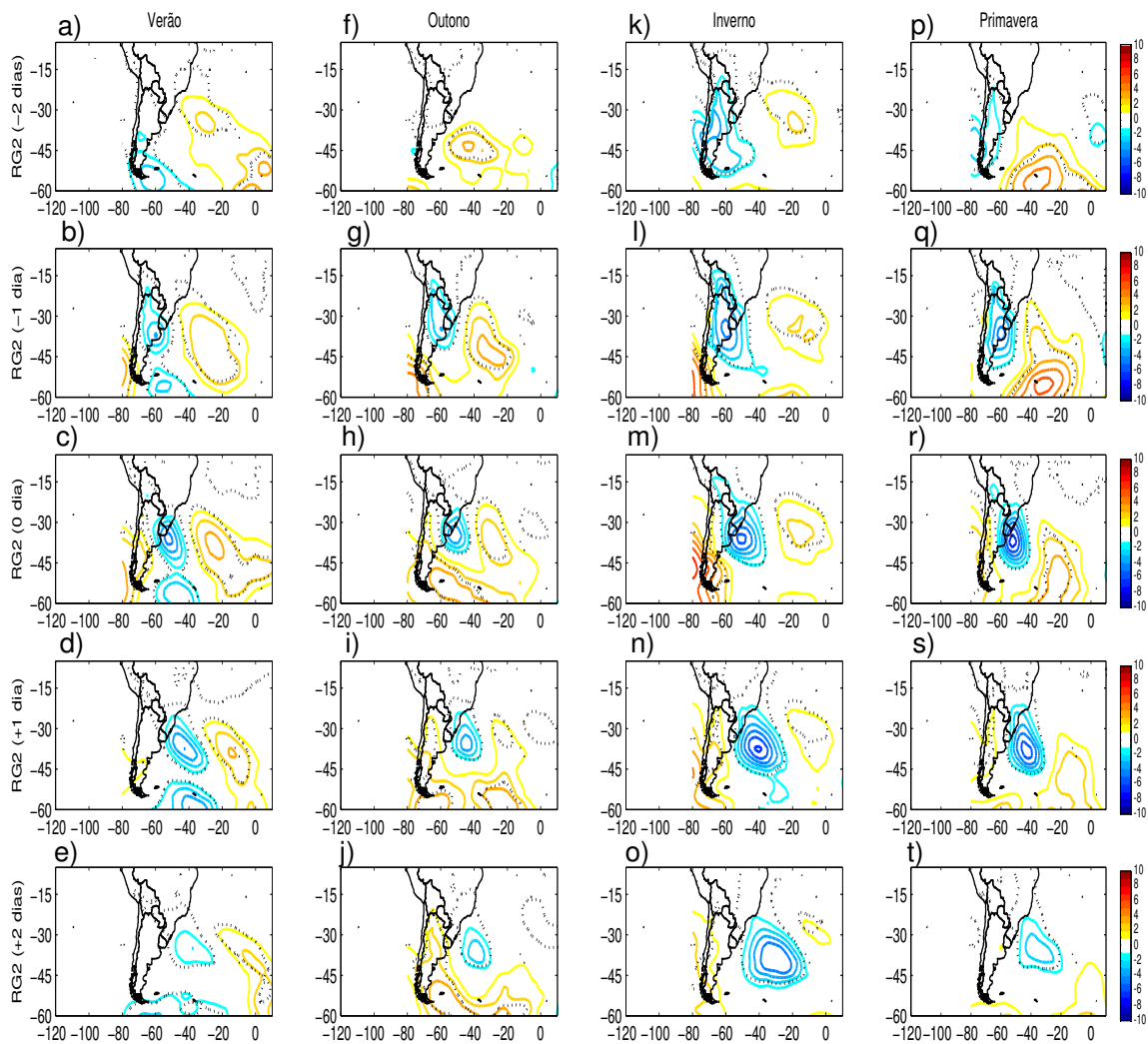


Figura 5.35 Similar à figura 5.31, mas para as composições das anomalias de pressão ao nível médio do mar para a RG2 com a simulação do RegCM3. O intervalo das isolinhas das anomalias corresponde a 1 hPa. As anomalias estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T-Student, estão circundadas por uma linha preta.

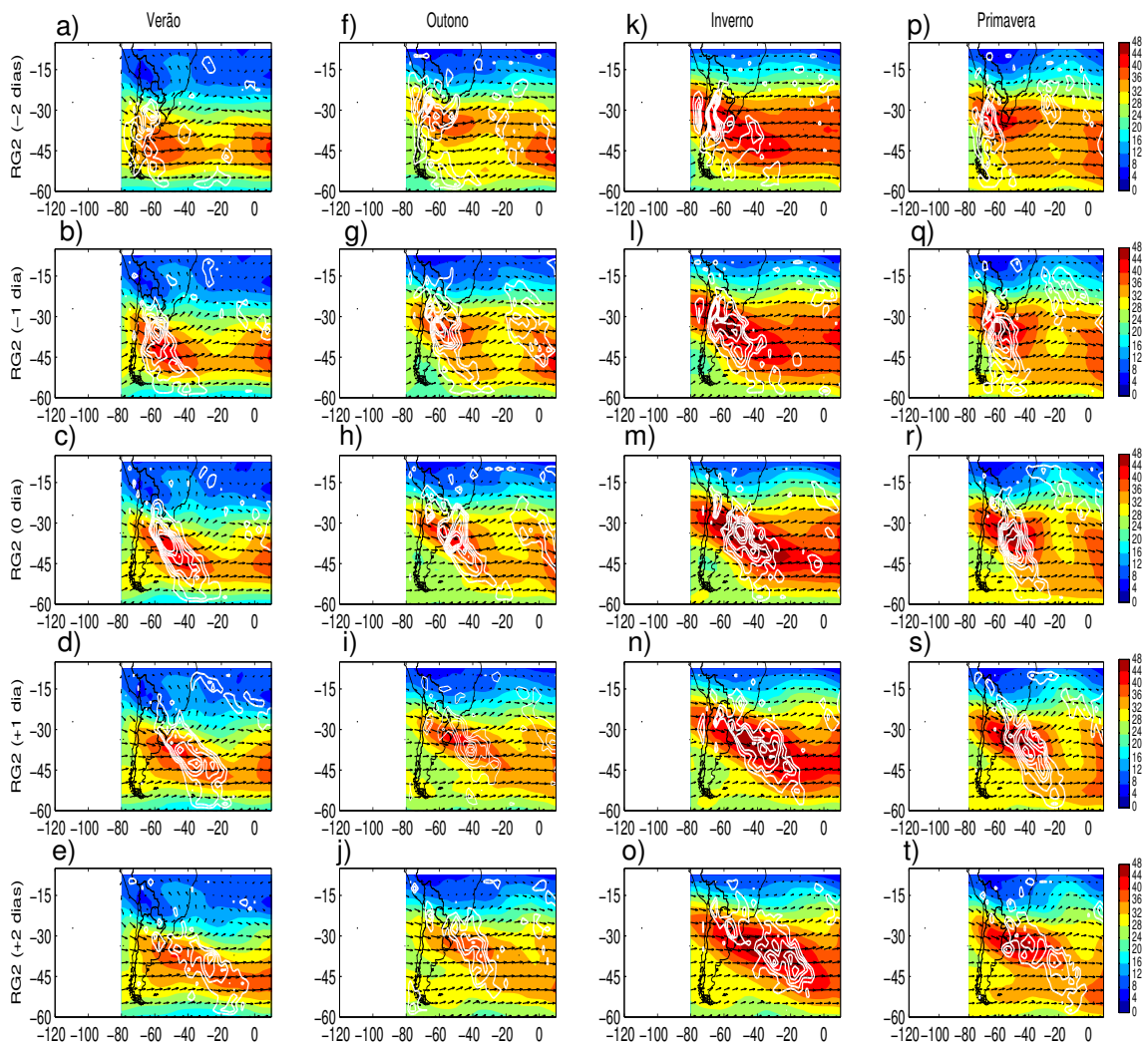


Figura 5.36 Similar à figura 5.31, mas para as composições da magnitude (cores) e direção (setas) do vento em 200 hPa e para as anomalias de divergência horizontal do vento em 200 hPa (linhas brancas) para a RG2 com simulação do RegCM3. O intervalo das isolinhas das anomalias de divergência horizontal do vento em 200 hPa (convergência não foi apresentada) corresponde a $2 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$.

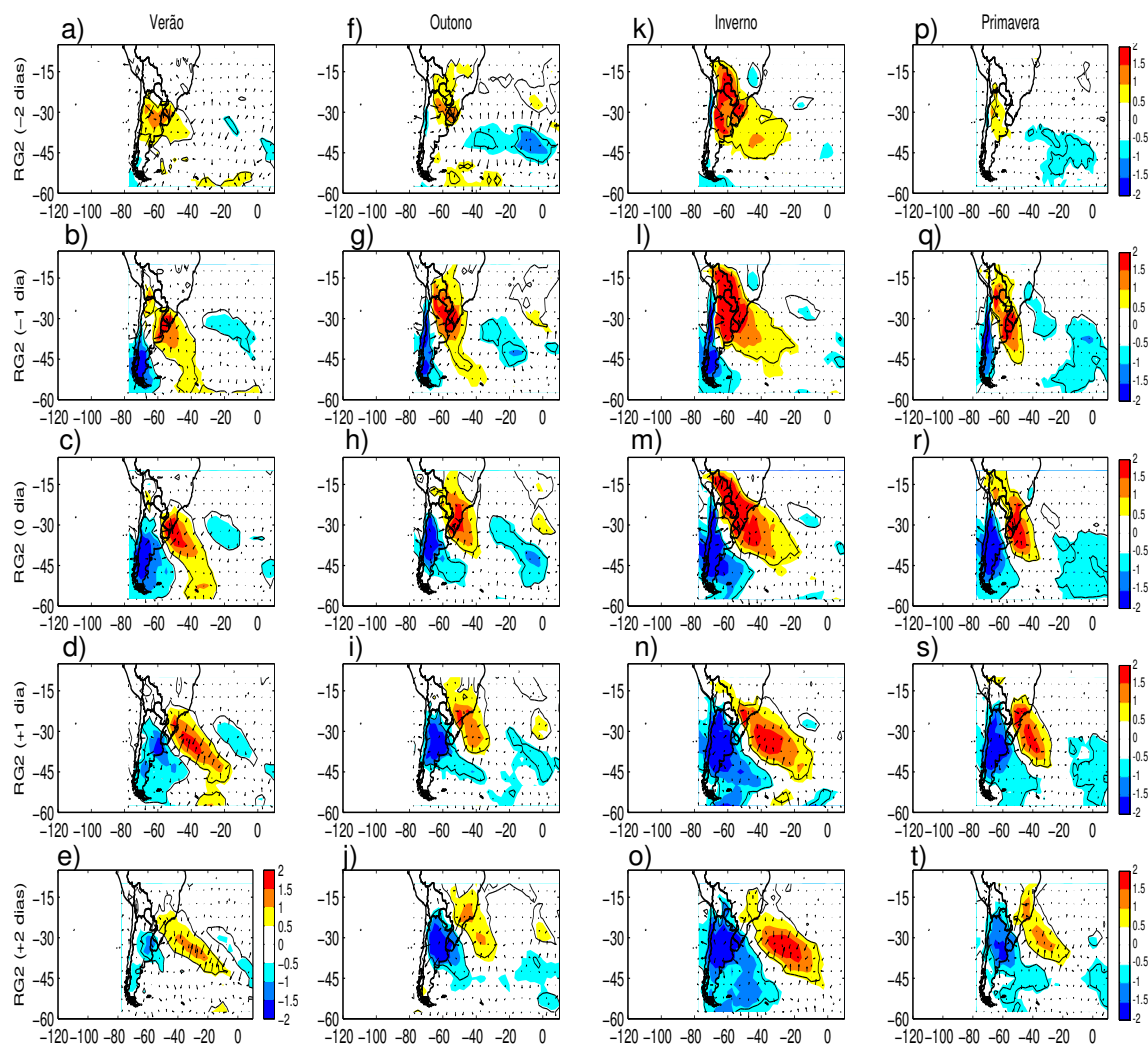


Figura 5.37 Similar à figura 5.31, mas para as composições das anomalias de temperatura do ar e das anomalias do vetor gradiente horizontal de temperatura do ar em 100 hPa (setas) para a RG2 com a simulação do RegCM3. As anomalias da temperatura do ar estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T-Student, estão circundadas por uma linha preta.

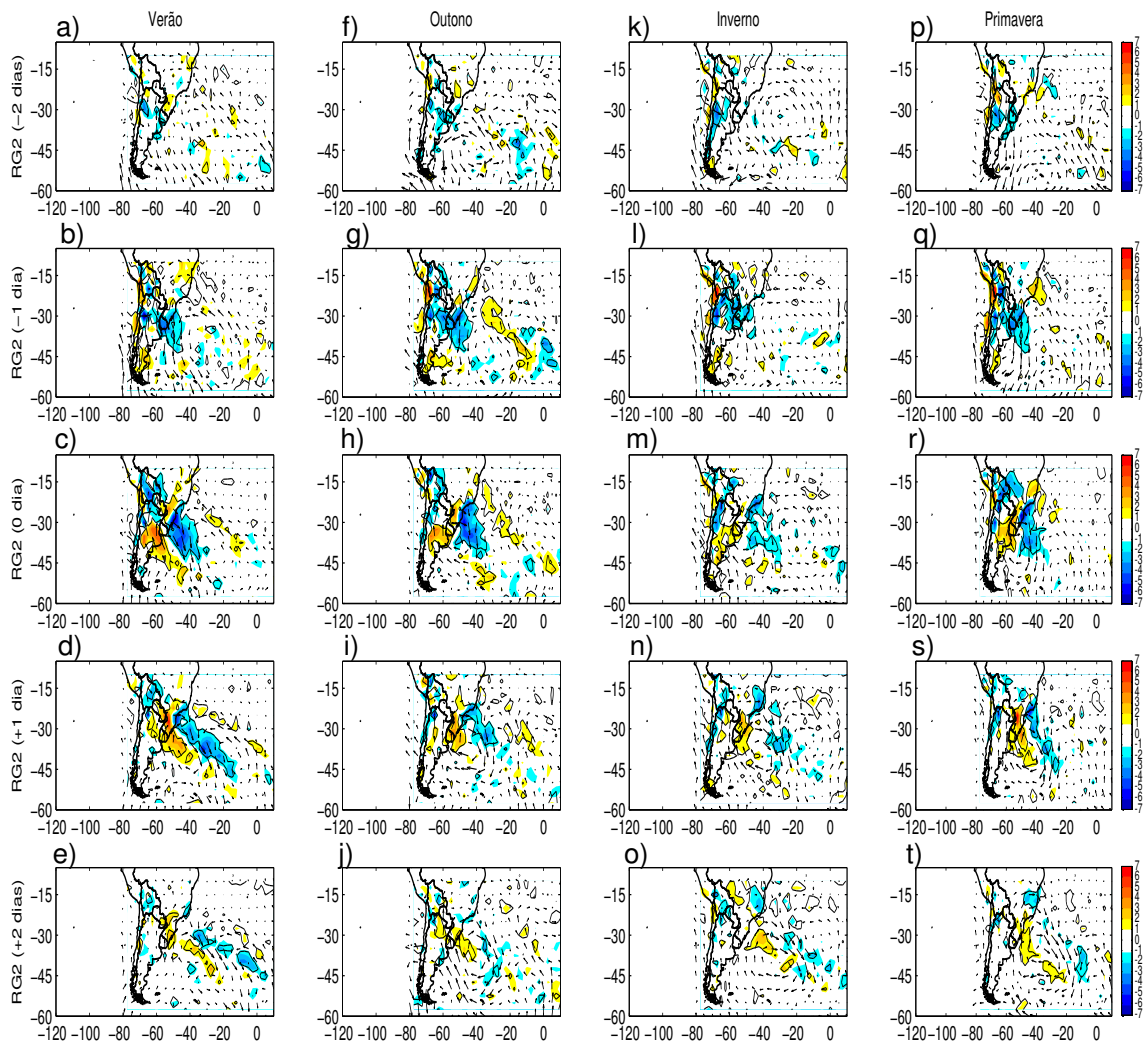


Figura 5.38 Similar à figura 5.31, mas para as composições das anomalias da direção do vento (setas) e das anomalias da divergência horizontal dos fluxos de umidade em 850 hPa para a RG2 com a simulação do RegCM3. O intervalo das isolinhas de divergência horizontal do fluxo de umidade corresponde a $1 \times 10^{-5} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$. As anomalias da divergência horizontal estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T-Student, estão circundadas por uma linha preta.

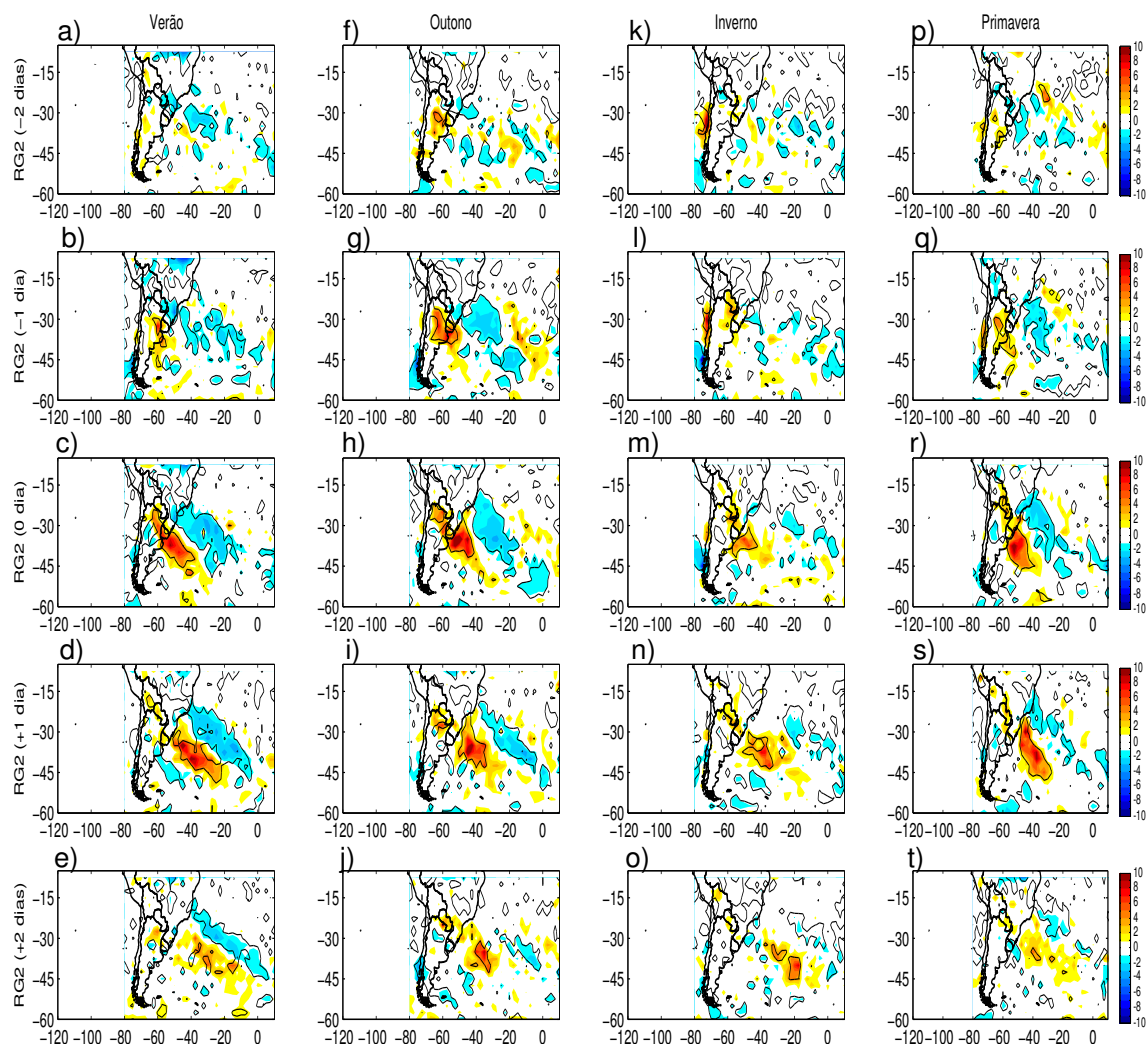


Figura 5.39 Similar à figura 5.31, mas para as composições das anomalias de precipitação para a RG2 com a simulação do RegCM3. O intervalo das isolinhas das anomalias corresponde a 1 mm dia^{-1} . As anomalias estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T-Student, estão circundadas por uma linha preta.

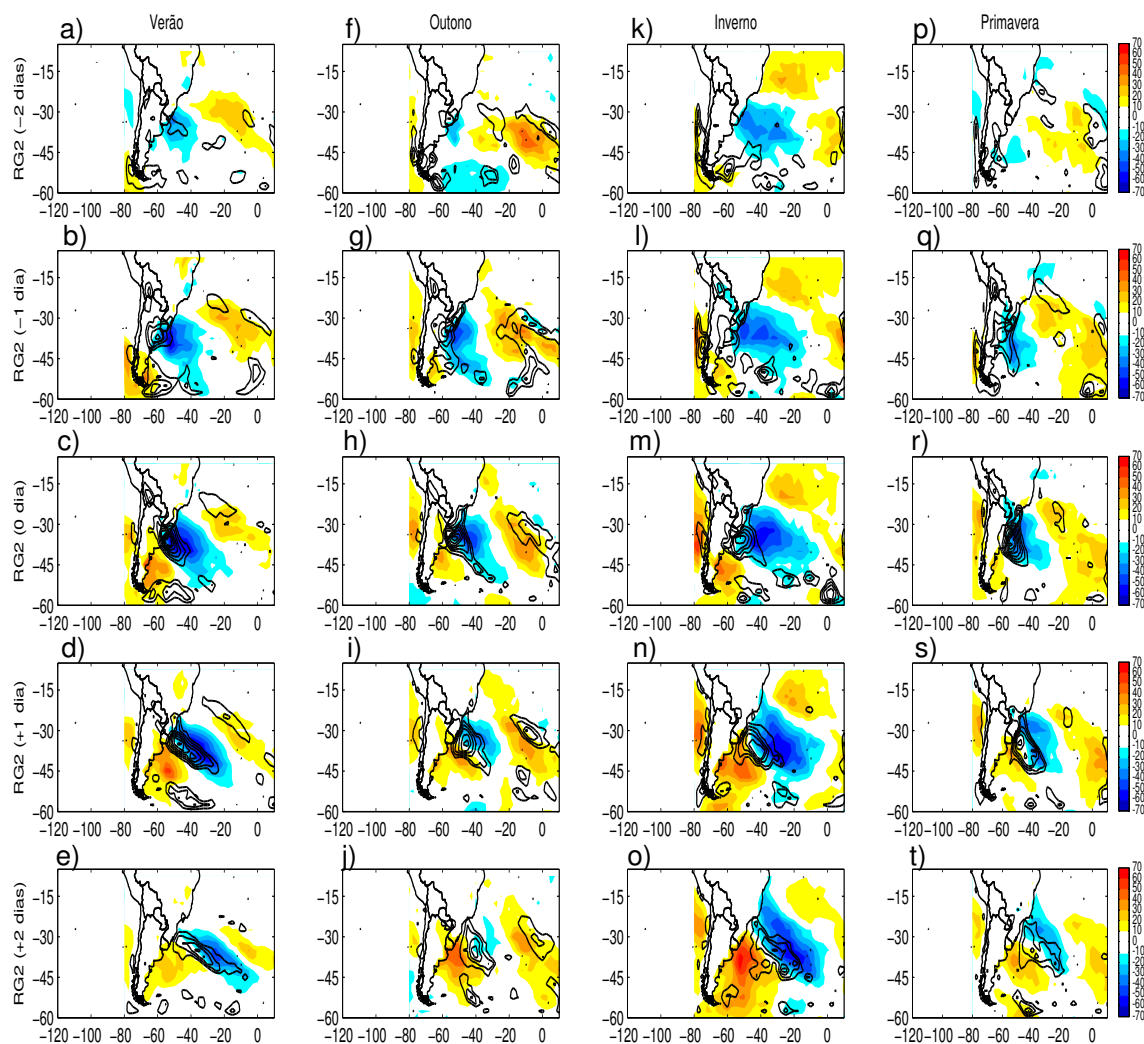


Figura 5.40 Similar à figura 5.31, mas para as composições das anomalias dos fluxos de calor total e das anomalias ciclônicas de vorticidade relativa a 10 m (linhas pretas) para a RG2 com a simulação do RegCM3. O intervalo das isolinhas das anomalias ciclônicas de vorticidade relativa corresponde a $0,25 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ e das anomalias de FCT a 10 Wm^{-2} .

5.2.3 RG3: Costa Sul da Argentina (~48° S)

5.2.3.1 Composições com a Reanálise do NCEP

A ocorrência de ciclogêneses na RG3 foi documentada em todos os estudos climatológicos prévios encontrados na literatura. No estudo de Gan e Rao (1991), esta região aparece deslocada para norte em relação à mostrada na **Figura 4.14a**. Já no de Sinclair (1996) e Hoskins e Hodges (2005), a posição é similar à do presente estudo. Uma síntese dos mecanismos observados e/ou sugeridos que podem propiciar ciclogêneses na RG3 está na **Tabela 2.4**. Entretanto, para um melhor entendimento de como o RegCM3 simula as ciclogêneses nesta região, segue primeiramente uma descrição das composições obtidas com o NCEP e após com a simulação.

As composições da altura geopotencial em 500 hPa (**Figura 5.41**) mostram no dia -2 um cavado, com pequena amplitude no verão e outono e mais pronunciado no inverno e primavera, localizado em ~45°S e 100°W. Este sistema se desloca para leste e no dia 0 está centrado em ~70°W com seu setor leste atuando sobre o Atlântico. Durante o período das composições (-2 a +2), nas quatro estações do ano, são observadas anomalias negativas de advecção de vorticidade absoluta no leste do cavado, isto é, advecção de vorticidade ciclônica (**Figura 5.41**). Estas anomalias intensificam-se sobre o Pacífico no dia -1, mas atingem máxima intensidade no dia 0, já sobre o Atlântico, próximo à costa da Argentina. Durante os dias +1 e +2 estas anomalias se enfraquecem. No dia 0, o outono é a estação em que as anomalias são menos intensas. As anomalias de altura geopotencial em 500 hPa (**Figura 5.42**) seguem o padrão das composições desta variável durante os eventos ciclogenéticos (**Figura 5.41**), ou seja, anomalias negativas mais fracas são obtidas no verão, época em que os cavados apresentam menor amplitude. No verão (**Figuras 5.42 a-e**), nos dias -2 e -1 as anomalias negativas localizam-se ao sul das observadas nas demais estações. A evolução temporal das anomalias de altura geopotencial em 500 hPa (**Figura 5.42**) é similar nas quatro estações do ano nos seguintes aspectos: as anomalias negativas apresentam intensificação no dia -1 sobre o Pacífico e máxima no dia 0 sobre o extremo sul da América do Sul e Atlântico Sul, enfraquecimento nos dias +1 e +2 e distorções nas isolinhas das anomalias com um pequeno alongamento NW-SE ao cruzar os Andes. Segundo Gan e Rao (1994), esta última característica indica o efeito da montanha na circulação de médios e altos níveis. Com relação às anomalias de altura geopotencial em 200 hPa (**Figura 5.43**), estas possuem padrão similar ao das anomalias em 500 hPa, mas são mais fortes. O alinhamento vertical das anomalias de altura geopotencial em 500 e 200 hPa indica menor baroclinia do que o das RG1 e RG2.

As regiões de intensificação das anomalias de altura geopotencial em níveis superiores no Pacífico leste e extremo sul da América do Sul, de acordo com Piva (2005), são também regiões de formação de cavados, incluindo ainda o Atlântico oeste. Embora as anomalias de altura geopotencial em 500 hPa apresentadas na **Figura 5.42** sejam mais fracas no verão do que nas demais estações do ano, é na estação quente que se observa maior número de cavados em $\sim 45^\circ\text{S}$, principalmente entre o setor sul da América do Sul e Atlântico oeste, segundo Piva (2005). Este autor também mostrou que a formação dos cavados está associada à redução da estabilidade estática e aumento do cisalhamento vertical do vento. Isso, por sua vez, é decorrente da intensificação dos gradientes meridionais da TSM (**Figuras 2.11 e 2.12**) e da temperatura do ar próxima à superfície (figura não apresentada) em 45°S no oeste do Atlântico Sul, como resultado do deslocamento em direção ao pólo dos padrões atmosféricos no verão. A intensificação dos gradientes meridionais de TSM próximo à costa sul da Argentina também é mostrada em Hoskins e Hodges (2005). É importante mencionar que a formação de cavados em níveis superiores entre o sul da América do Sul e Atlântico oeste em 45°S pode contribuir para ciclogêneses em superfície na costa sul da Argentina.

As composições no período pré-ciclogêneses em níveis médios (**Figura 5.41**), nas quatro estações do ano, mostram a presença de um cavado transiente, do Pacífico em direção ao Atlântico, que se intensifica próximo ou sobre o sul da América do Sul acompanhado de anomalias de advecção de vorticidade absoluta ciclônica no seu setor leste. Em superfície, sob estas anomalias, há anomalias negativas de ζ_{10} (**Figura 5.44**) e PNMM (**Figura 5.45**) que se deslocam do Pacífico, mas que ganham maior intensidade a sotavento da montanha. A intensificação das anomalias em superfície na costa da Argentina no dia 0 está associada tanto aos padrões atmosféricos de níveis superiores, que se intensificam próximo ou sobre o sul da América do Sul, quanto ao efeito da topografia andina. Recordando a teoria apresentada na **seção 2.1.1**, quando o escoamento de oeste atravessa os Andes, os vórtices sofrem um encolhimento principalmente no topo da montanha e um alongamento após atravessá-la e, este processo, pela conservação da vorticidade potencial isentrópica (Holton, 2004), contribui para a anticiclogênese e ciclogênese, respectivamente. Este mesmo processo é responsável pela deflexão dos sistemas para norte no lado sotavento dos Andes (**ver seção 2.1.1**) como se observa principalmente no inverno e primavera nas anomalias de PNMM (**Figuras 5.45 k-t**). As anomalias de ζ_{10} (**Figura 5.44**) e da PNMM (**Figura 5.45**) mostram distúrbios ciclônicos mais intensos no inverno e primavera e mais fracos no verão e outono.

No nível de 850 hPa, Hoskins e Hodges (2005) observaram que em $\sim 45^\circ\text{S}$ há mais ciclogêneses no leste dos Andes do que ciclólises no lado oeste. Segundo os autores, isso indica que as ciclogêneses não se devem somente à regeneração de sistemas que cruzam

a montanha. Provavelmente, grande contribuição advém de sistemas formados no verão, estação na qual os gradientes meridionais de TSM (**Figura 2.11 e 2.12**) e temperatura do ar na superfície (figura não apresentada) são mais intensos sobre o sul da Argentina e Atlântico oeste. O sul da Argentina também é uma região frontogenética durante o ano todo, mas com maior intensidade no verão (Reboita et al., 2008). Assim, muitas ciclogêneses podem também estar associadas à instabilidade frontal. Outro fator que pode contribuir para a maior frequência de ciclogêneses na estação quente são os cavados em níveis médios formados em 45°S, que segundo Piva (2005) são mais frequentes no verão, principalmente entre o setor sul da América do Sul e Atlântico oeste. Também é importante mencionar que as ciclogêneses na RG3 podem ter contribuição da incursão de ar estratosférico que é mais freqüente na costa leste da América do Sul no verão, próximo a 45°S na costa da Argentina (Elbern et al. 1998). Os processos mencionados podem explicar a maior frequência de ciclogêneses no sul da Argentina no verão, como mostrado no **Capítulo 4**. Este mesmo capítulo mostrou que a eliminação de sistemas inicialmente fracos modifica a climatologia, onde a maior frequência de sistemas passa a ocorrer no inverno, indicando que a contribuição dos distúrbios transientes em níveis superiores pode ser o principal mecanismo gerador de ciclogêneses (**Figuras 5.42 e 5.43**).

Ainda analisando os padrões atmosféricos em níveis superiores, o jato subtropical é outro mecanismo que pode favorecer o desenvolvimento de sistemas em superfície na RG3. No verão (**Figuras 5.46 a-e**), nas composições dos eventos ciclogenéticos, o jato subtropical apresenta uma característica peculiar que é a presença de um segundo núcleo, desde o dia -2, na costa chilena entre 45° e 50°S. Esta característica também é obtida durante os eventos não-ciclogenéticos (figura não mostrada), porém com ventos mais fracos. As anomalias de divergência horizontal nesse segundo núcleo de jato podem favorecer à ciclogênese em superfície. Isso concorda com a sugestão de Sinclair (1996) e Hoskins e Hodges (2005), que ressalta a influência do jato subtropical no desenvolvimento de sistemas na costa sul da Argentina.

Da mesma forma que nas RG1 e RG2, as ciclogêneses na RG3 também têm estrutura baroclínica (**Figura 5.43**), porém menos acentuada, isto é, os sistemas em superfície estão mais em fase com os centros das anomalias em níveis médios e altos.

As ciclogêneses no sul da Argentina, nas quatro estações do ano, não apresentam contribuição de convergência de umidade sobre a região RG3 nos dias anteriores à formação do sistema (figura não mostrada). No dia 0, em geral, observam-se anomalias de convergência de umidade no setor leste desta região, associadas ao escoamento de noroeste do sistema ciclônico já formado (**Figura 5.48**). O mesmo é notado com relação à precipitação, ou seja, nos dias que antecedem à ciclogênese não se observa chuva sobre a RG3, mas sim no oeste dos Andes no dia -1 (figura não mostrada). Já no dia 0 as anomalias

positivas que acompanham o sistema desde o Pacífico situam-se a sotavento dos Andes (**Figura 5.49**).

Com relação aos fluxos turbulentos de calor, Sinclair (1995) mencionou que estes não são determinantes para ciclogêneses na RG3, pois a mesma situa-se sobre as águas frias da corrente das Malvinas. Entretanto, no **Capítulo 3** foi mostrado que na RG3 há transferência de fluxos de calor latente ao longo do ano para a atmosfera, porém em menor quantidade do que nas RG1 e RG2. Já com relação aos fluxos de calor sensível a atmosfera perde energia para o oceano na primavera e verão. A soma dos fluxos de calor latente e sensível durante os eventos de ciclogêneses na RG3 (figura não apresentada) indicam, em todas as estações do ano, transferência de energia do continente/oceano para a atmosfera numa taxa que varia de 40 a 120 Wm^{-2} , sendo que as transferências são menores na primavera e máximas entre o outono e o inverno. Em termos de anomalias (**Figura 4.50**), no dia 0 os distúrbios ciclônicos em superfície localizam-se na região de gradientes horizontais de anomalias de FCT, cujas anomalias positivas estão sobre o extremo sul da América do Sul e as negativas ao norte destas. Nos dias +1 e +2 os distúrbios ciclônicos situam-se sobre as anomalias positivas de FCT. Na RG3, os setores de anomalias positivas de FCT também correspondem aos de anomalias negativas da temperatura do ar em 1000 hPa (**Figura 5.27**). Este padrão é similar ao das RG1 e RG2.

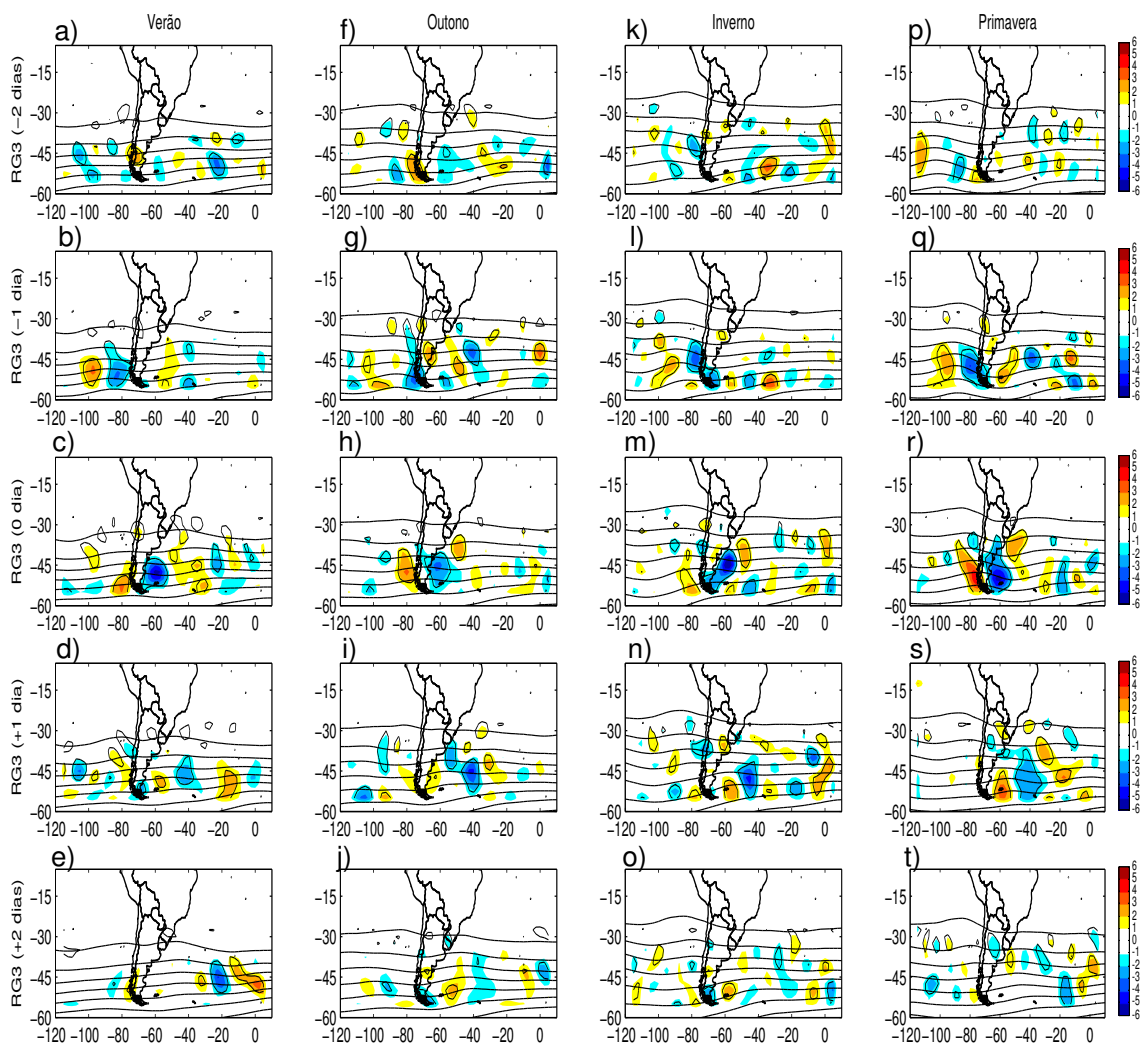


Figura 5.41 Composições da altura geopotencial em 500 hPa (linha preta) para os eventos ciclogênicos e das anomalias (eventos ciclogênicos – não ciclogênicos) de advecção horizontal de vorticidade absoluta em 500 hPa obtidas para a RG3 com a reanálise do NCEP. As anomalias estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T–Student, estão circundadas por uma linha preta. O intervalo das isolinhas de altura geopotencial corresponde a 100 m e o das isolinhas da advecção horizontal de vorticidade absoluta a $1 \times 10^{-10} \text{ s}^{-1}$. Na figura as linhas correspondem aos dias das composições e as colunas às estações do ano.

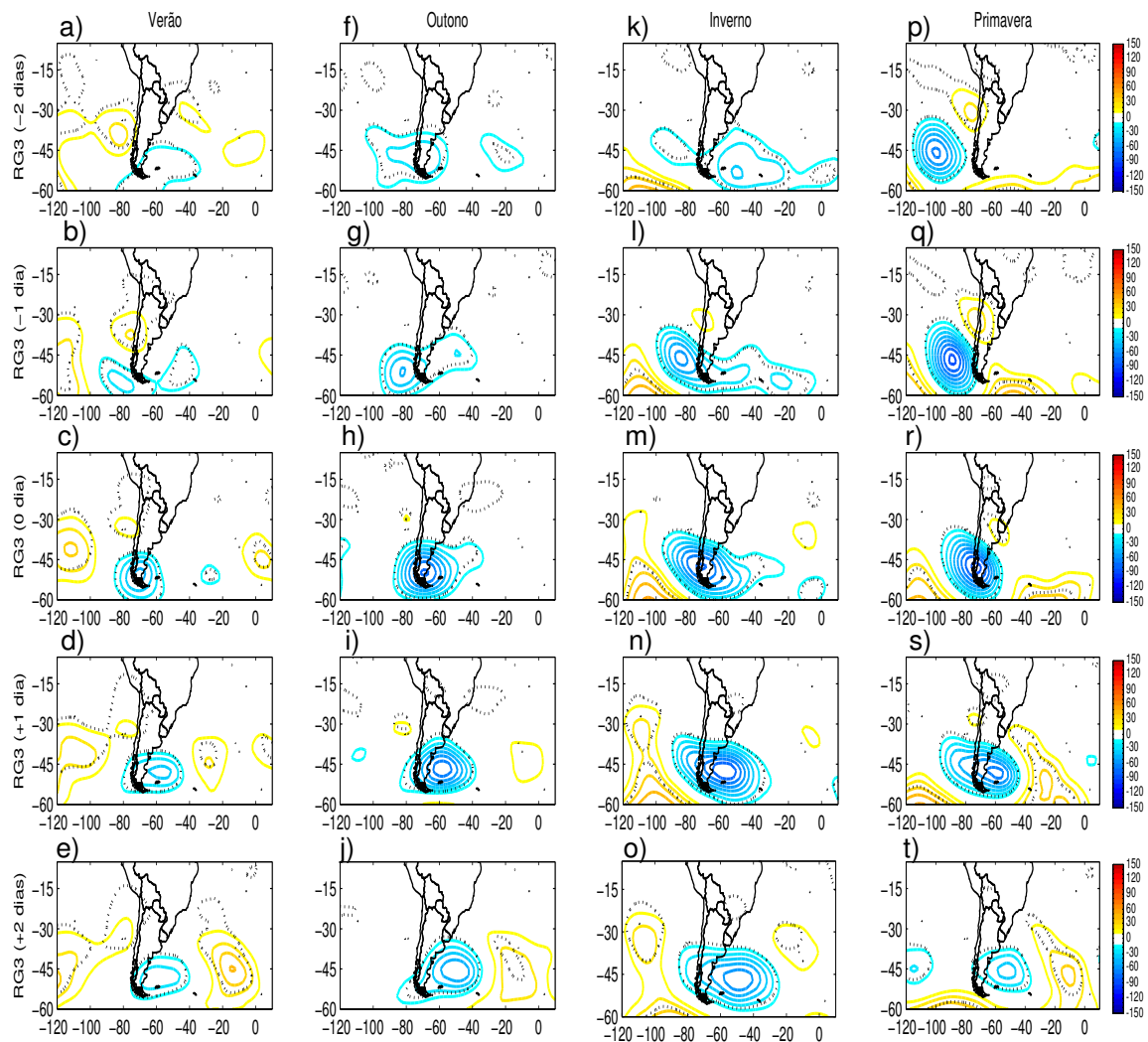


Figura 5.42 Similar à figura 5.41, mas para as composições das anomalias de altura geopotencial em 500 hPa para os eventos ciclogênicos da RG3 com a reanálise do NCEP. O intervalo das isolinhas corresponde a 10 m. As anomalias estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T-Student, estão circundadas por uma linha preta pontilhada.

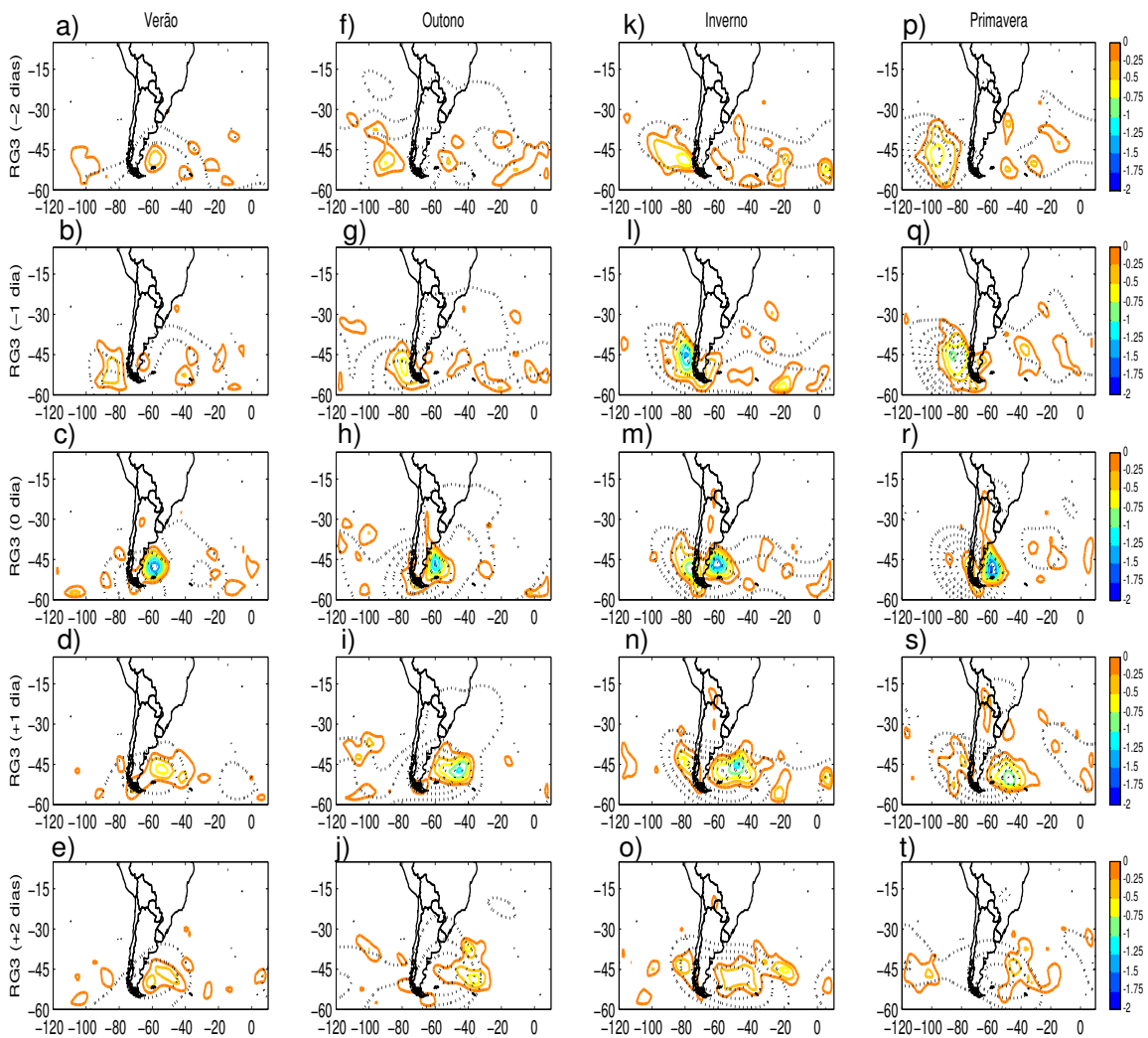


Figura 5.43 Similar à figura 5.41, mas para as composições das anomalias ciclônicas de altura geopotencial em 200 hPa (linhas pretas) e das anomalias ciclônicas de vorticidade relativa a 10 m (linhas coloridas) para a RG3 com a reanálise do NCEP. O intervalo das isolinhas das anomalias de altura geopotencial é de 10 m e em todas as figuras a isolinha mais externa se inicia em -10 m. Já das anomalias ζ_{10} é de $0,25 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$.

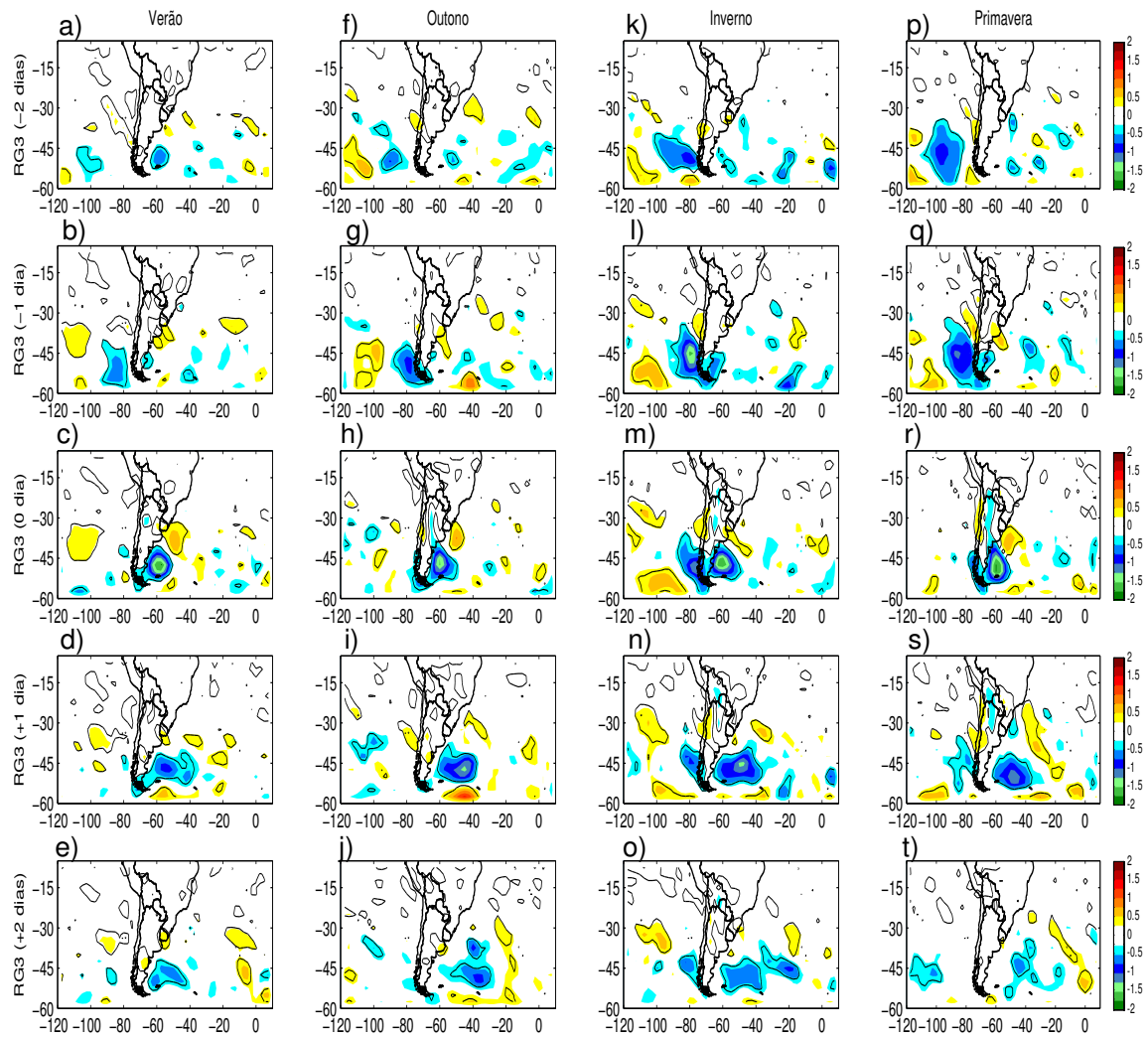


Figura 5.44 Similar à figura 5.41, mas para as composições das anomalias de vorticidade relativa a 10 m para a RG3 com a reanálise do NCEP. O intervalo das isolinhas das anomalias corresponde a $0,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. As anomalias estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T-Student, estão circundadas por uma linha preta.

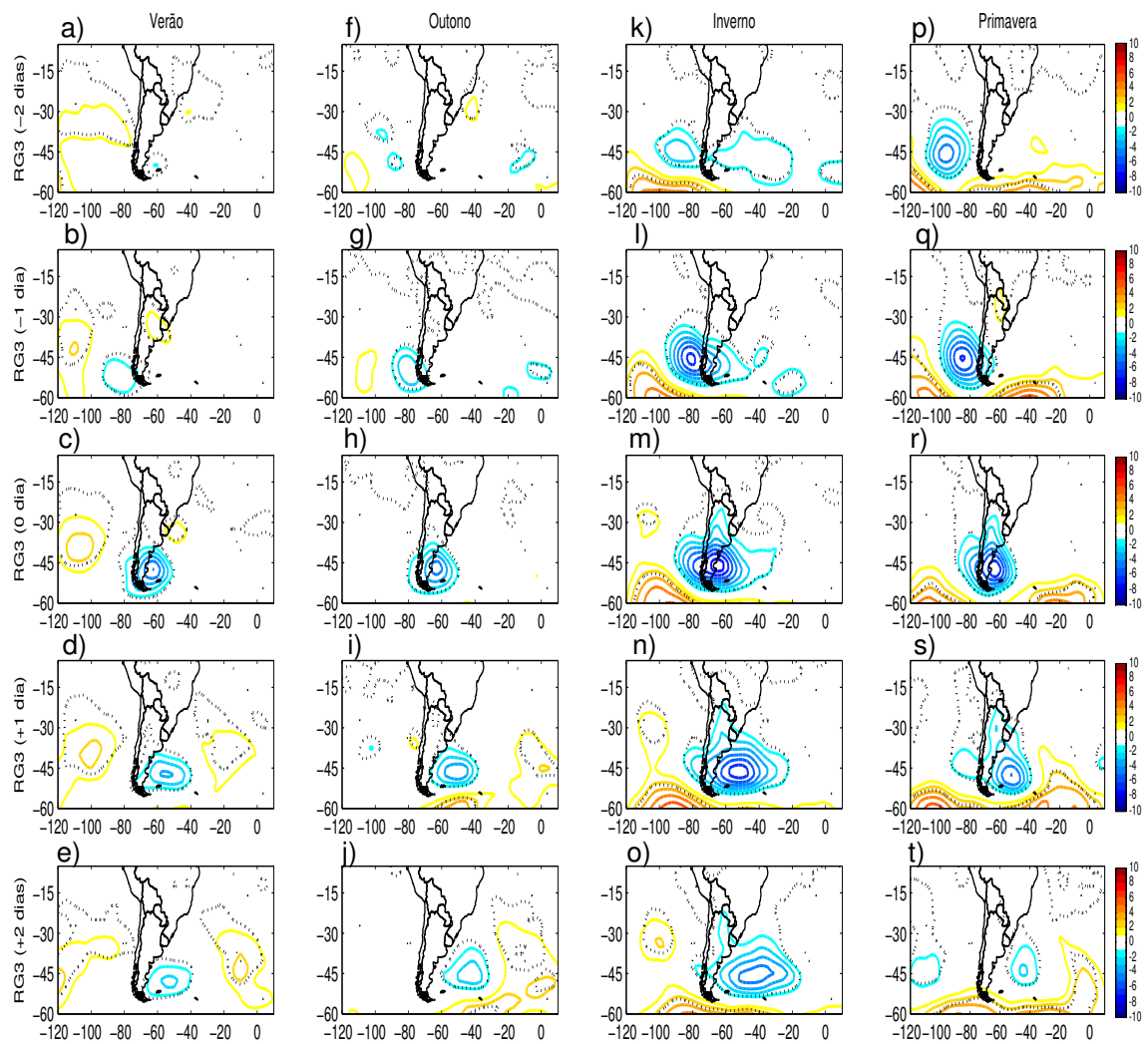


Figura 5.45 Similar à figura 5.41, mas para as composições das anomalias de pressão ao nível médio do mar para a RG3 com a reanálise do NCEP. O intervalo das isolinhas das anomalias corresponde a 1 hPa. As anomalias estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T-Student, estão circundadas por uma linha preta.

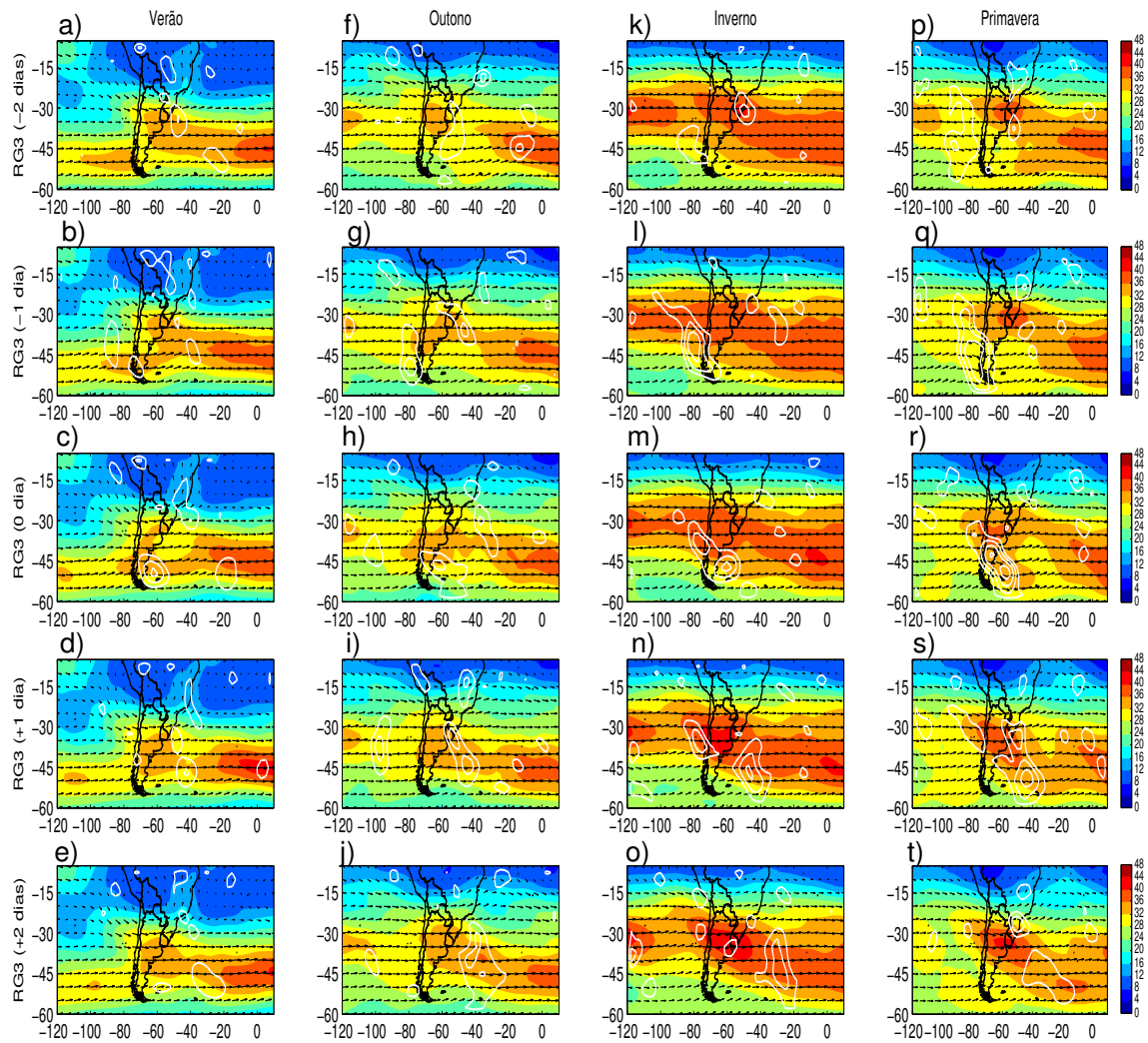


Figura 5.46 Similar à figura 5.41, mas para as composições da magnitude (cores) e direção (setas) do vento em 200 hPa e para as anomalias de divergência horizontal do vento em 200 hPa (linhas brancas) para a RG3 com a reanálise do NCEP. O intervalo das isolinhas das anomalias de divergência horizontal do vento em 200 hPa (convergência não foi apresentada) corresponde a $2 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$.

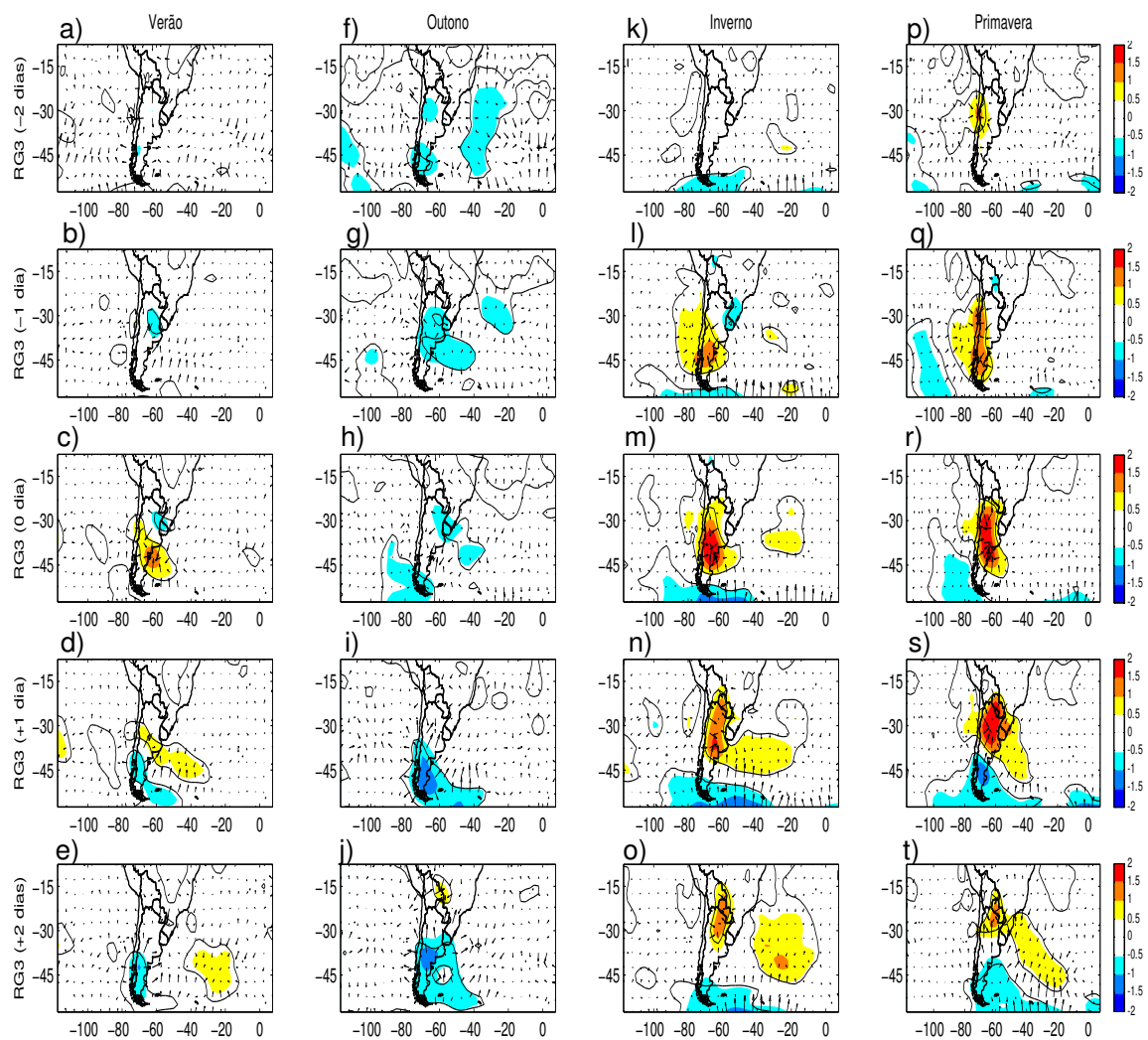


Figura 5.47 Similar à figura 5.41, mas para as composições das anomalias de temperatura do ar e das anomalias do vetor gradiente horizontal de temperatura do ar em 100 hPa (setas) para a RG3 com a reanálise do NCEP. As anomalias da temperatura do ar estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T-Student, estão circundadas por uma linha preta.

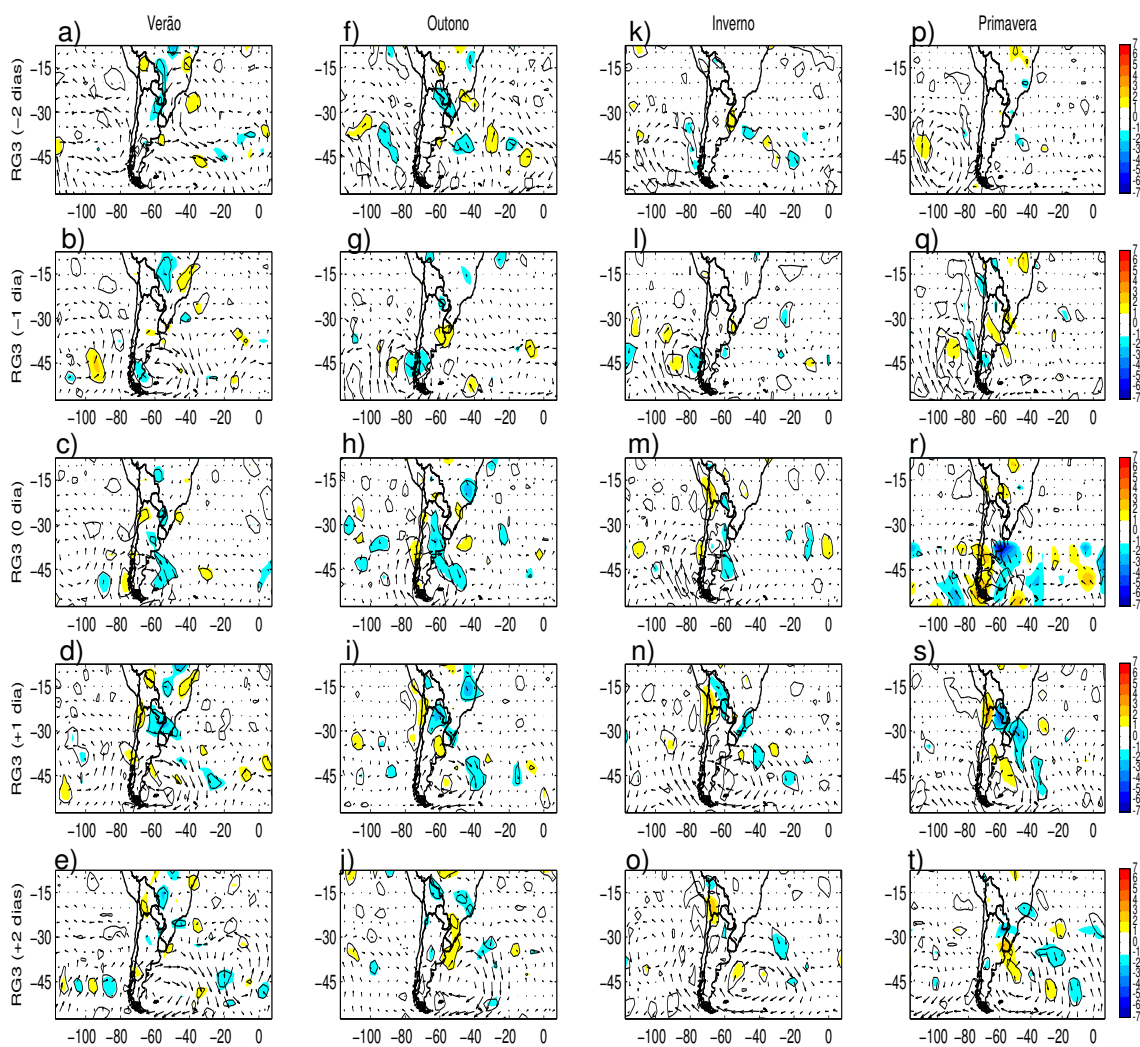


Figura 5.48 Similar à figura 5.41, mas para as composições das anomalias da direção do vento (setas) e das anomalias da divergência horizontal dos fluxos de umidade em 850 hPa para a RG3 com a reanálise do NCEP. O intervalo das isolinhas de divergência horizontal do fluxo de umidade corresponde a $1 \times 10^{-5} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$. As anomalias da divergência horizontal estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T-Student, estão circundadas por uma linha preta.

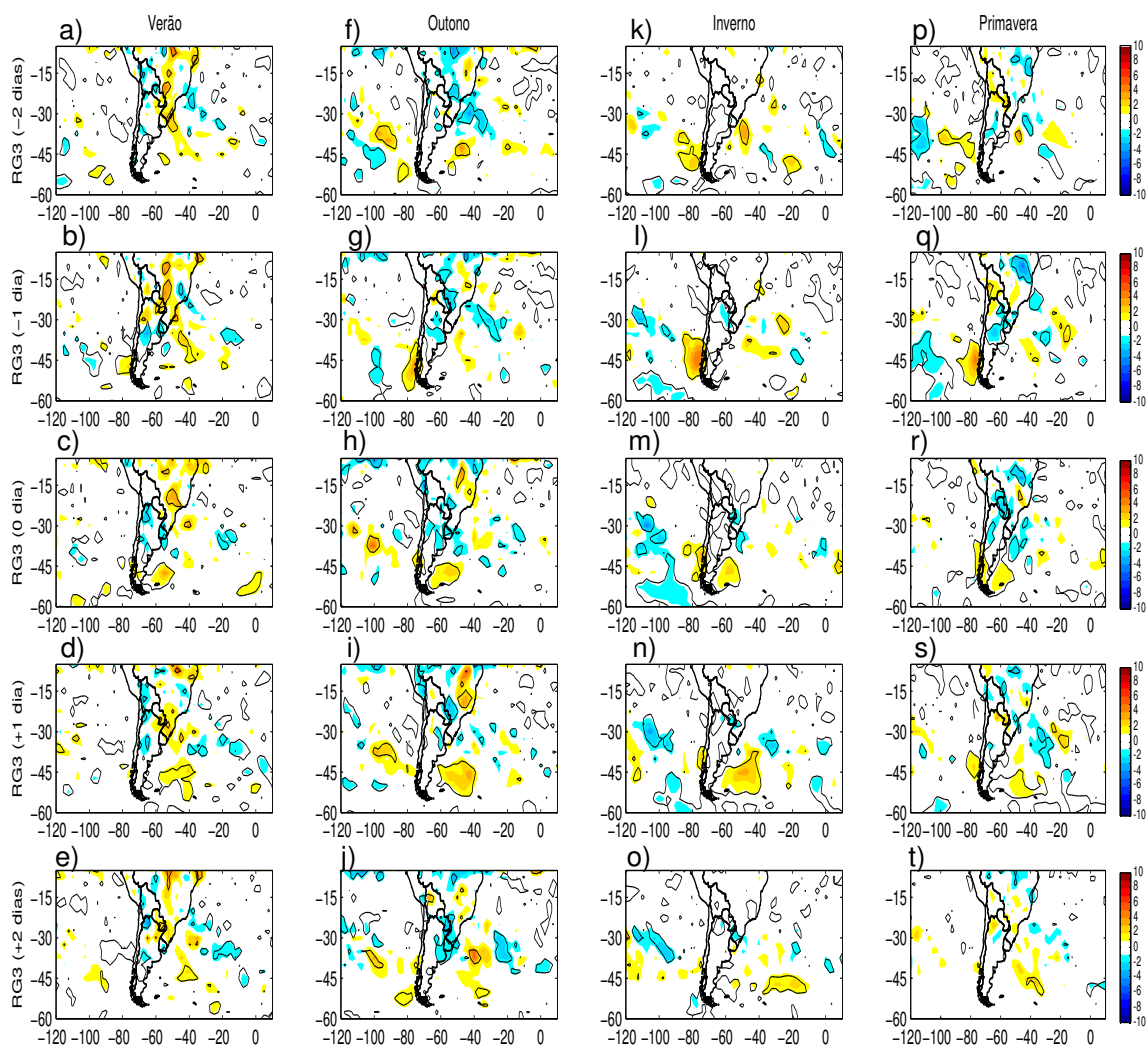


Figura 5.49 Similar à figura 5.41, mas para as composições das anomalias de precipitação para a RG3 com a reanálise do NCEP. O intervalo das isolinhas das anomalias corresponde a 1 mm dia^{-1} . As anomalias estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T-Student, estão circundadas por uma linha preta.

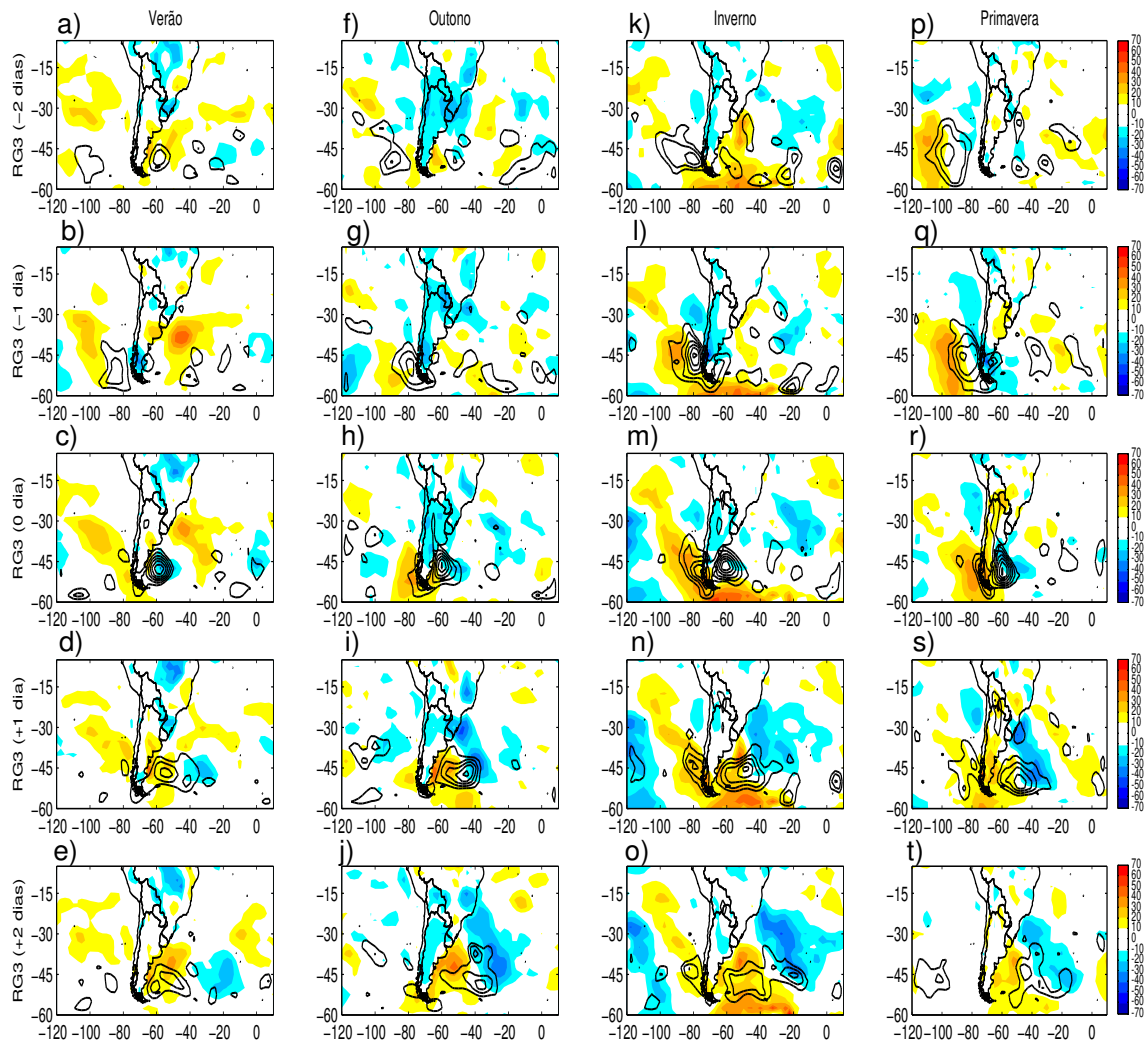


Figura 5.50 Similar à figura 5.41, mas para as composições das anomalias dos fluxos de calor total e das anomalias ciclônicas de vorticidade relativa a 10 m (linhas pretas) para a RG3 com a reanálise do NCEP. O intervalo das isolinhas das anomalias ciclônicas de vorticidade relativa corresponde a $0,25 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ e das anomalias de FCT a 10 Wm^{-2} .

5.2.3.2 RG3: Comparação das Composições - NCEP x RegCM3

Devido o domínio oeste da simulação ser restrito a 80°W não é possível acompanhar o deslocamento do cavado em ~45°S do Pacífico em direção ao Atlântico no campo da altura geopotencial em 500 hPa (**Figura 5.51**) como na reanálise (**Figura 5.41**). Entretanto, no dia 0 o modelo simula um cavado com maior amplitude do que o do NCEP no verão e outono e com menor amplitude no inverno e primavera. Além disso, em todas as estações o eixo do cavado simulado está ligeiramente a leste do registrado no NCEP. As anomalias de advecção de vorticidade absoluta ciclônica simuladas (**Figura 5.51**) no verão, no dia 0, superestimam às da reanálise (**Figura 5.41**) e nas demais estações as subestimam. As anomalias da altura geopotencial em 500 hPa simuladas (**Figura 5.52**) têm maior intensidade no verão e outono, padrão oposto ao do NCEP que apresenta anomalias ligeiramente mais intensas no inverno e primavera. O modelo superestima a intensidade das anomalias no verão e subestima no inverno e primavera comparado ao NCEP. O padrão simulado na primavera (**Figuras 5.42 p-t**) ainda difere da reanálise por apresentar um centro de anomalias negativas no setor leste do domínio, que não é registrado no NCEP. Em todas as estações, as anomalias simuladas apresentam deslocamento mais rápido do que na reanálise. Isso está associado aos ventos mais intensos em níveis superiores simulados pelo RegCM3 (**Figuras 5.46 e 5.56**). O padrão das anomalias da altura geopotencial em 200 hPa simuladas (**Figura 5.53**) segue o de 500 hPa, porém com maior intensidade. A comparação com as anomalias do NCEP (**Figura 5.43**) mostra resultados similares aos descritos para o nível de 500 hPa.

Com relação aos baixos níveis, a intensidade das anomalias de ζ_{10} (**Figura 5.54**) e PNMM (**Figura 5.55**) simuladas são praticamente constantes ao longo do ano. Já no NCEP, os distúrbios ciclônicos apresentam intensidade mais acentuada no inverno e primavera, tanto no campo de ζ_{10} (**Figura 5.44**) quanto da PNMM (**Figura 5.45**). A análise da estrutura vertical dos distúrbios ciclônicos simulados (**Figura 5.53**) mostra que as anomalias em superfície estão mais alinhadas com os centros de anomalias em altos níveis do que no NCEP (**Figura 5.43**), portanto são sistemas ligeiramente menos baroclínicos do que na reanálise.

Como nas composições das outras regiões, a magnitude dos ventos simulados em 200 hPa é superestimada em relação à do NCEP (**Figuras 5.46 e 5.56**). O modelo no verão (**Figuras 5.56 a-e**) simula o jato no extremo sul da América do Sul, mas subestima a área de atuação deste sistema, que é perceptível mesmo no domínio mais restrito no setor oeste no RegCM3. Tanto no modelo quanto na reanálise, a magnitude do jato subtropical é maior durante os eventos ciclogênicos, bem como a do jato localizado no extremo sul do continente no verão (figuras não apresentadas). Nas quatro estações do ano, o modelo

superestima as anomalias de divergência horizontal do vento (**Figuras 5.46 e 5.56**), tanto em intensidade quanto em área coberta pelas anomalias, mas posiciona os centros destas anomalias em locais similares aos do NCEP.

O RegCM3 subestima a intensidade dos vetores gradiente de temperatura do ar em 1000 hPa (figura não apresentada) na costa da Argentina nas quatro estações do ano quando comparado ao NCEP (figura não apresentada). Além disso, praticamente não mostra variação sazonal destes gradientes próximos à RG3, padrão que difere da reanálise, cujos gradientes de temperatura do ar são mais intensos no verão e mais fracos no inverno (figura não apresentada). A fraca intensidade dos gradientes de temperatura do ar simulados na RG3, no verão, provavelmente explica porque o RegCM3 não simula máxima frequência de ciclogêneses nesta estação. Em termos de anomalias, tanto o NCEP (**Figura 5.47**) quanto o RegCM3 (**Figura 5.57**), nas quatro estações do ano, indicam que os gradientes na RG3 são mais intensos durante os eventos ciclogênicos. Porém, no RegCM3 a diferença entre estes eventos é ligeiramente mais acentuada do que no NCEP como mostram as **Figuras 5.57 e 5.47**, respectivamente.

O RegCM3, da mesma forma que o NCEP, não apresenta convergência de umidade na RG3 nos dias que antecedem às ciclogêneses. Já no dia 0 mostra fraca convergência de umidade associada ao surgimento do distúrbio ciclônico na região (figuras não apresentadas), que se torna mais evidente no campo das anomalias (**Figura 5.58**), como também mostra o NCEP (**Figura 5.48**). O mesmo padrão ocorre na precipitação simulada, isto é, anomalias de chuva só aparecem na RG3 no dia 0 (**Figuras 4.49 e 4.59**) e estas anomalias são ligeiramente mais intensas do que no NCEP (**Figura 5.49**). As anomalias de chuva no oeste dos Andes no dia -1 (~40°-50°S) presentes no NCEP (**Figura 5.49**) são simuladas pelo RegCM3 (**Figura 5.59**).

O padrão espacial dos fluxos de calor total simulados durante os eventos ciclogênicos é similar ao da reanálise (figuras não apresentadas), porém apresenta subestimativa no setor extratropical do domínio e, conseqüentemente, na RG3. Durante as ciclogêneses, o RegCM3 (**Figura 5.60**) mostra anomalias de FCT positivas mais intensas na RG3 do que o NCEP (**Figura 5.50**) no verão e outono. Este padrão dos fluxos concorda inversamente com o das anomalias de temperatura do ar em 1000 hPa (**Figuras 5.47 e 5.57**), pois no verão e outono as anomalias frias são mais intensas no modelo. Da mesma forma que o NCEP, o RegCM3 mostra os distúrbios ciclônicos em superfície entre os dias 0 a +2 situados na região de transição de anomalias positivas e negativas dos FCT.

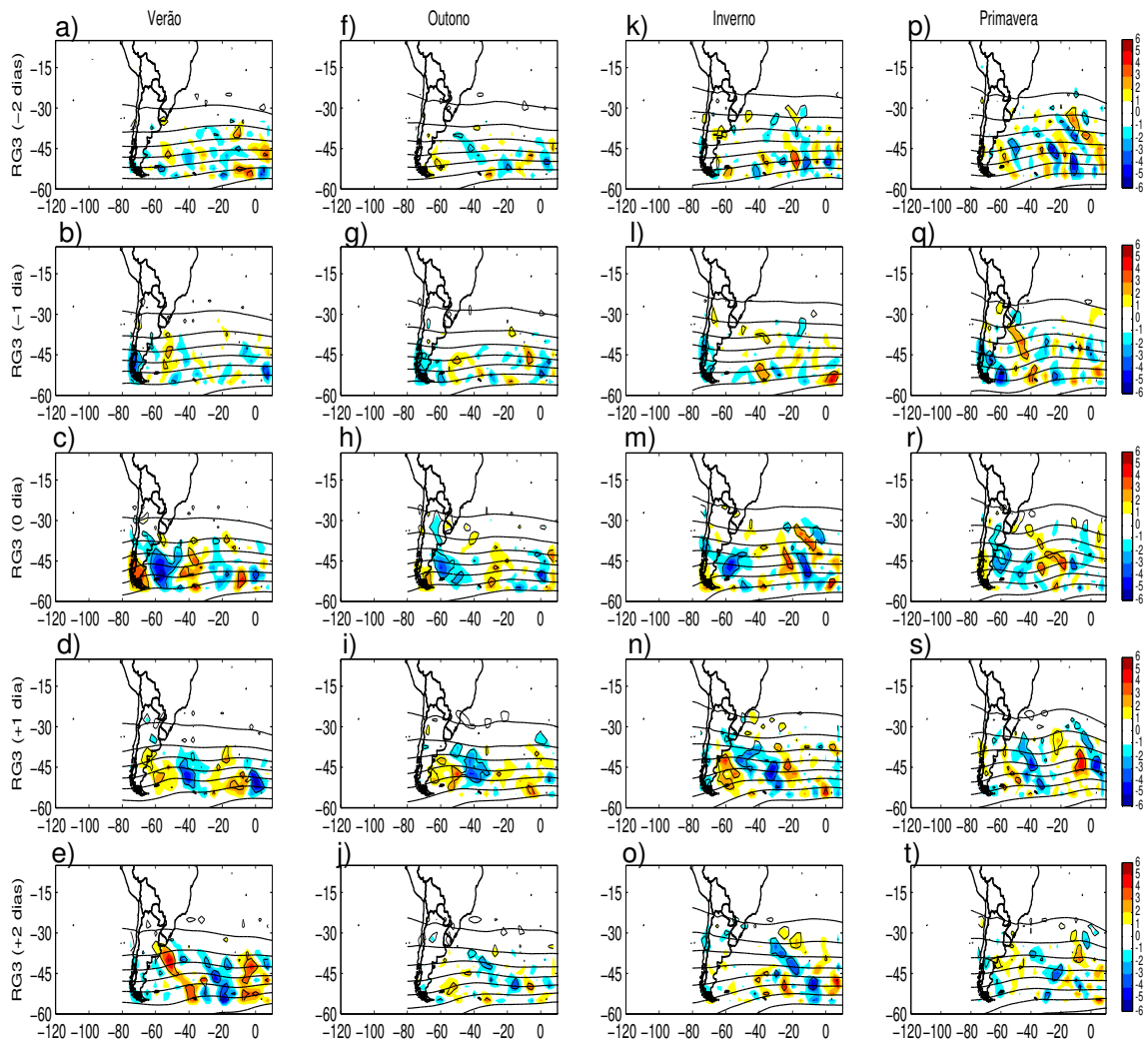


Figura 5.51 Composições da altura geopotencial em 500 hPa (linha preta) para os eventos ciclogênicos e das anomalias (eventos ciclogênicos – não ciclogênicos) de advecção horizontal de vorticidade absoluta em 500 hPa obtidas para a RG3 com a simulação do RegCM3. As anomalias estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T–Student, estão circundadas por uma linha preta. O intervalo das isolinhas de altura geopotencial corresponde a 100 m e o das isolinhas da advecção horizontal de vorticidade absoluta a $1 \times 10^{-10} \text{ s}^{-1}$. Na figura as linhas correspondem aos dias das composições e as colunas às estações do ano.

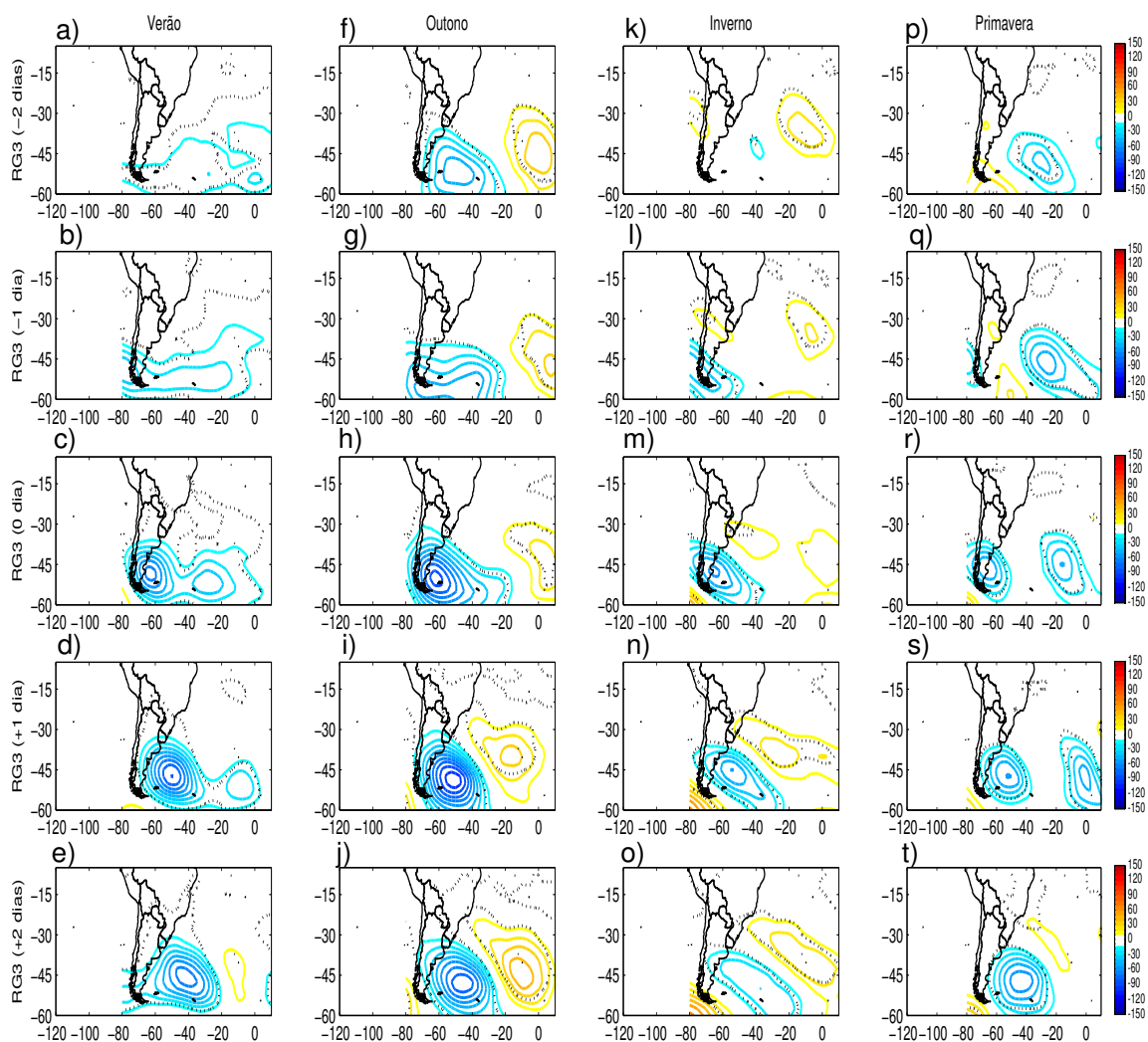


Figura 5.52 Similar à figura 5.51, mas para as composições das anomalias de altura geopotencial em 500 hPa para os eventos ciclogênicos da RG3 com a simulação do RegCM3. O intervalo das isolinhas corresponde a 10 m. As anomalias estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T-Student, estão circundadas por uma linha preta.

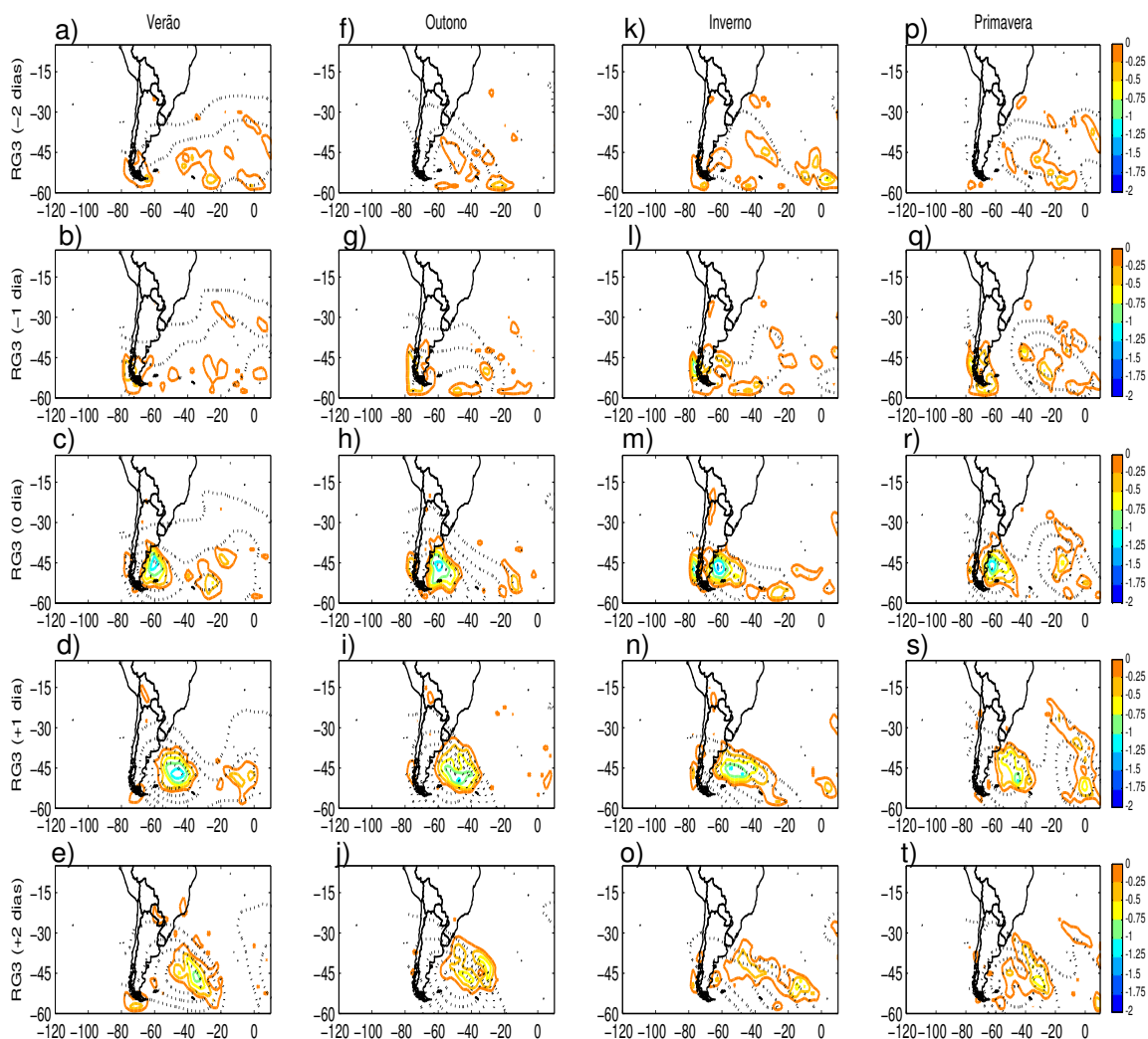


Figura 5.53 Similar à figura 5.51, mas para as composições das anomalias ciclônicas de altura geopotencial em 200 hPa (linhas pretas) e das anomalias ciclônicas de vorticidade relativa a 10 m (linhas coloridas) para a RG3 com a simulação do RegCM3. O intervalo das isolinhas das anomalias de altura geopotencial é de 10 m e em todas as figuras a isolinha mais externa se inicia em -10 m. Já das anomalias ζ_{10} é de $0,25 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$.

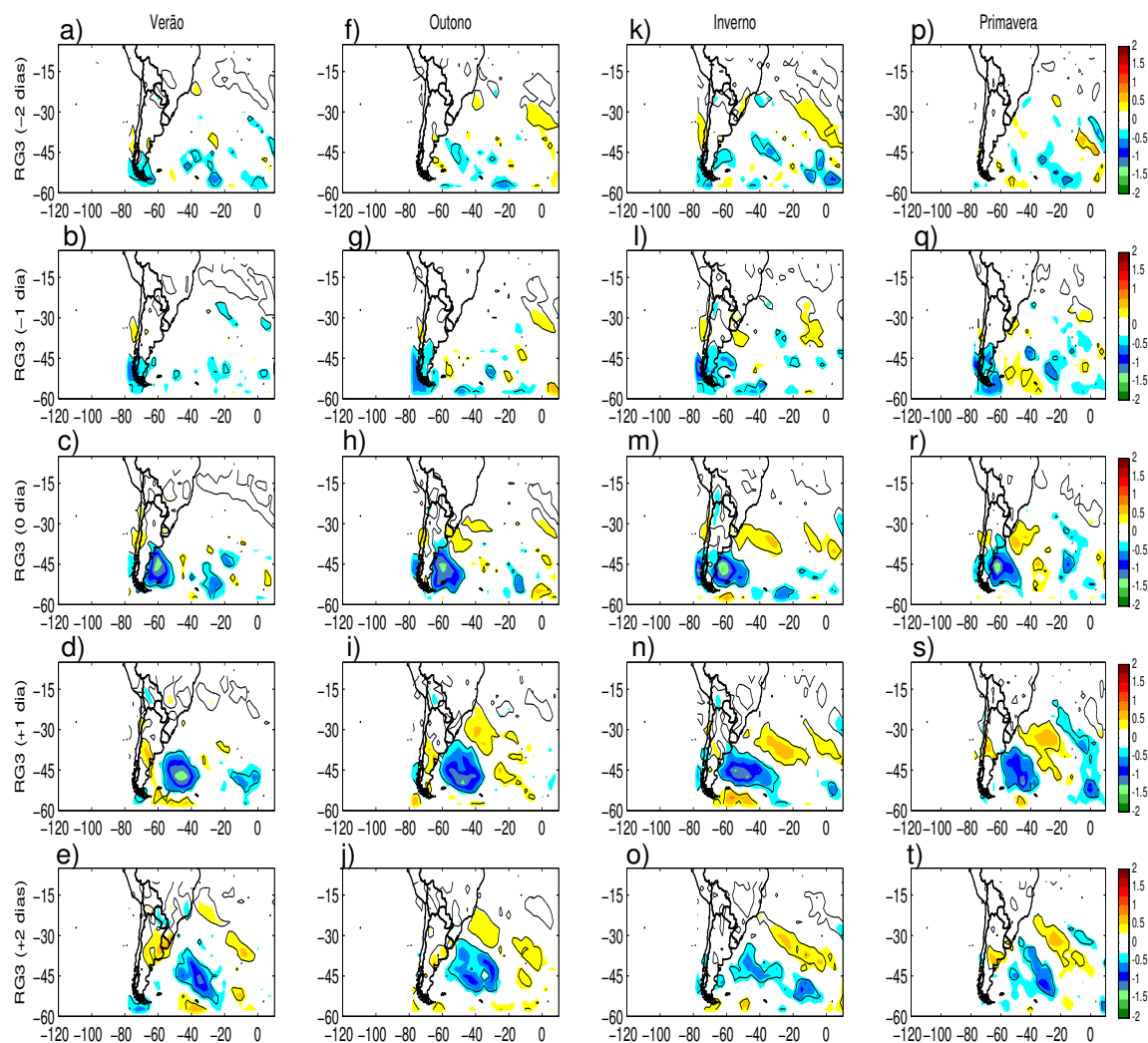


Figura 5.54 Similar à figura 5.51, mas para as composições das anomalias de vorticidade relativa a 10 m para a RG3 com a simulação do RegCM3. O intervalo das isolinhas das anomalias corresponde a $0,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. As anomalias estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T-Student, estão circundadas por uma linha preta.

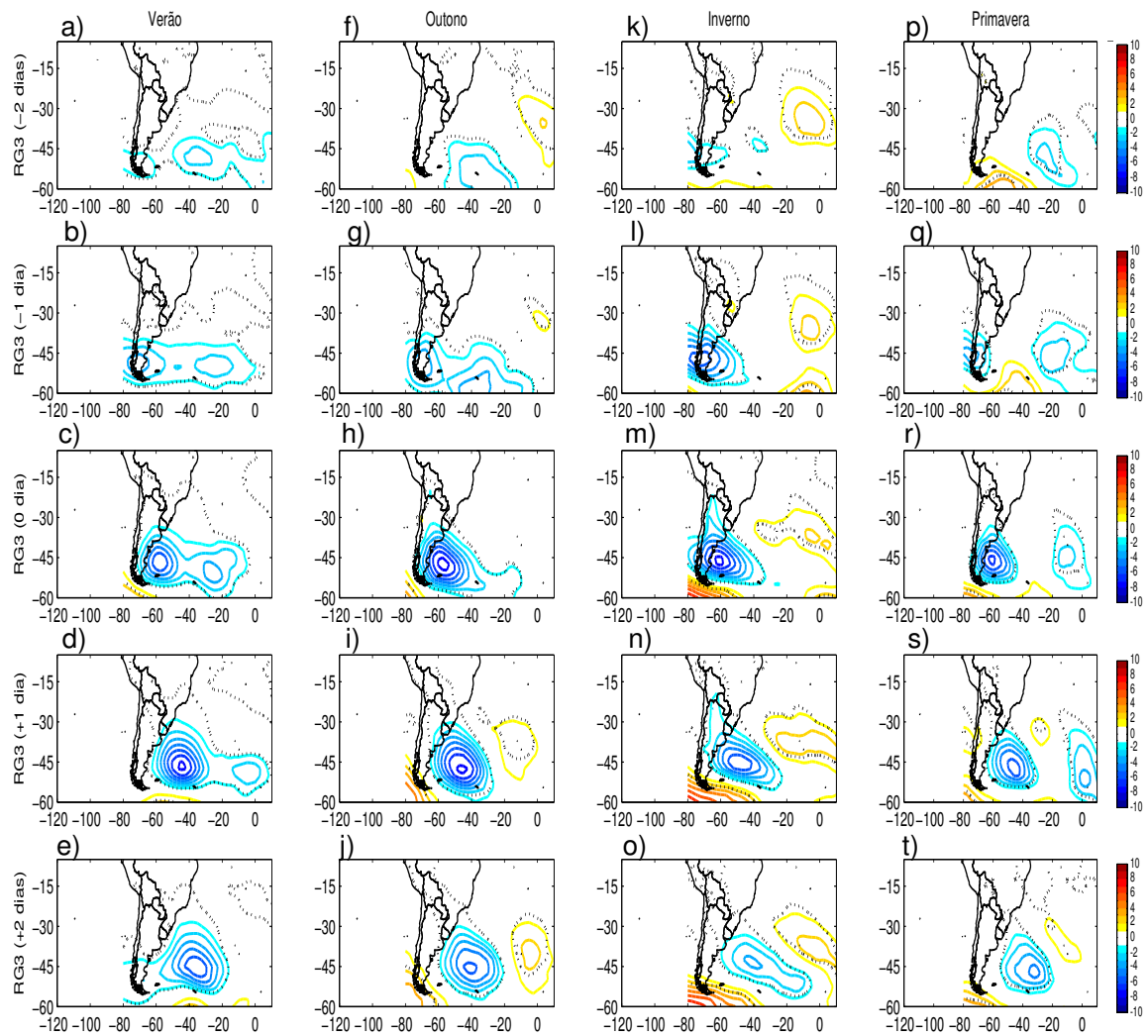


Figura 5.55 Similar à figura 5.51, mas para as composições das anomalias de pressão ao nível médio do mar para a RG3 com a simulação do RegCM3. O intervalo das isolinhas das anomalias corresponde a 1 hPa. As anomalias estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T-Student, estão circundadas por uma linha preta.

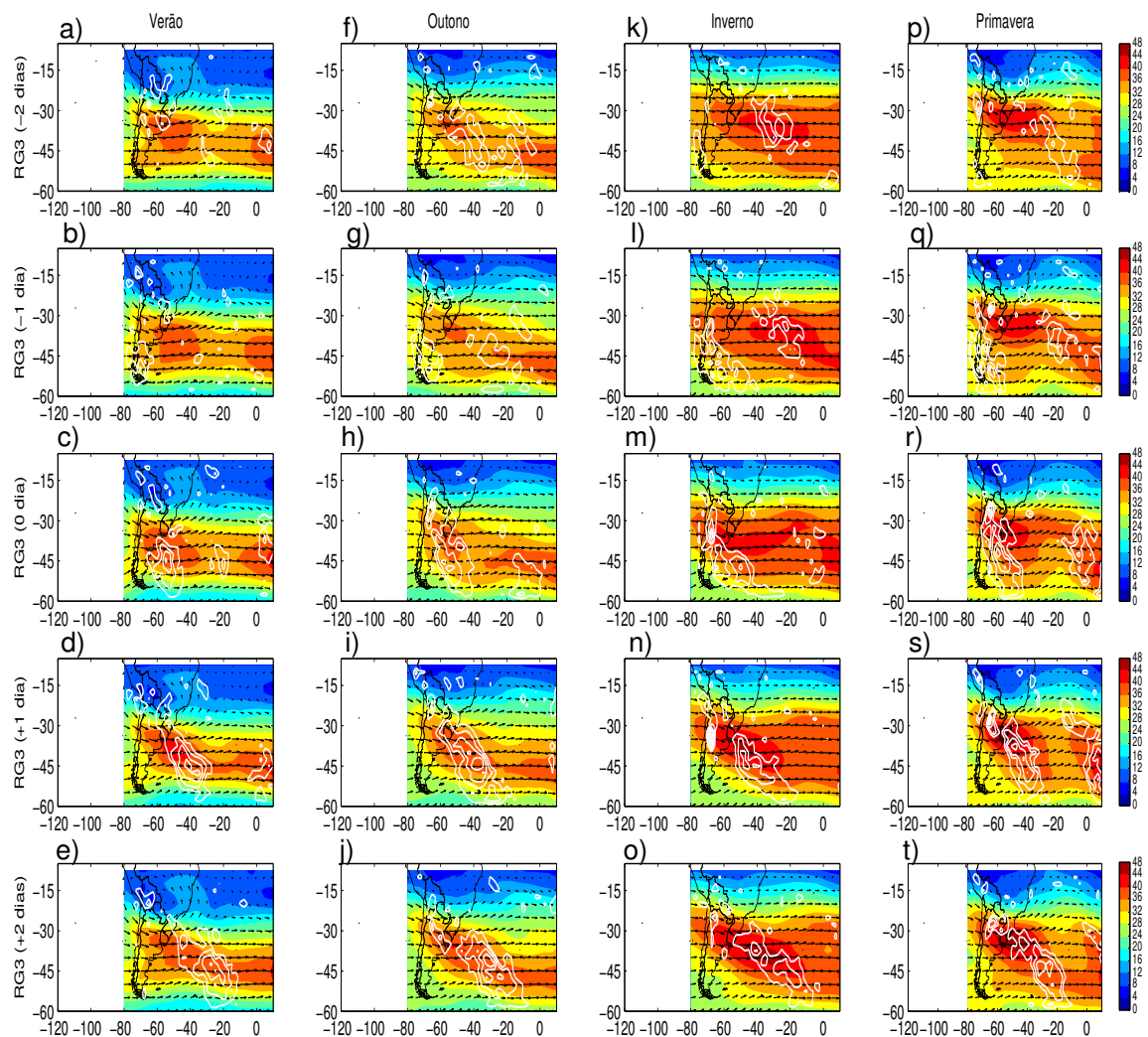


Figura 5.56 Similar à figura 5.51, mas para as composições da magnitude (cores) e direção (setas) do vento em 200 hPa e para as anomalias de divergência horizontal do vento em 200 hPa (linhas brancas) para a RG3 com simulação do RegCM3. O intervalo das isolinhas das anomalias de divergência horizontal do vento em 200 hPa (convergência não foi apresentada) corresponde a $2 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$.

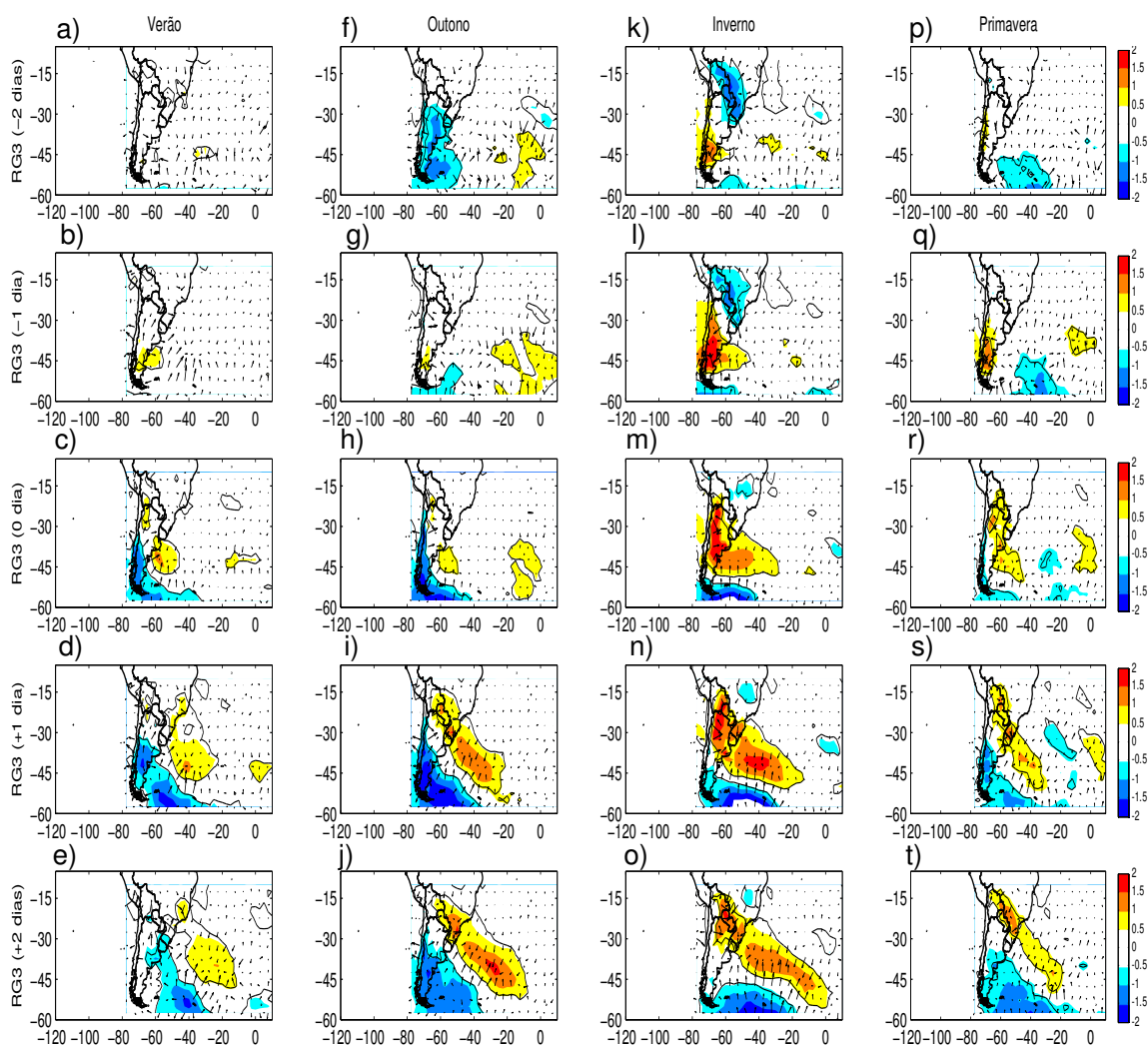


Figura 5.57 Similar à figura 5.51, mas para as composições das anomalias de temperatura do ar e das anomalias do vetor gradiente horizontal de temperatura do ar em 100 hPa para a RG3 com a simulação do RegCM3. As anomalias da temperatura do ar estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T-Student, estão circundadas por uma linha preta.

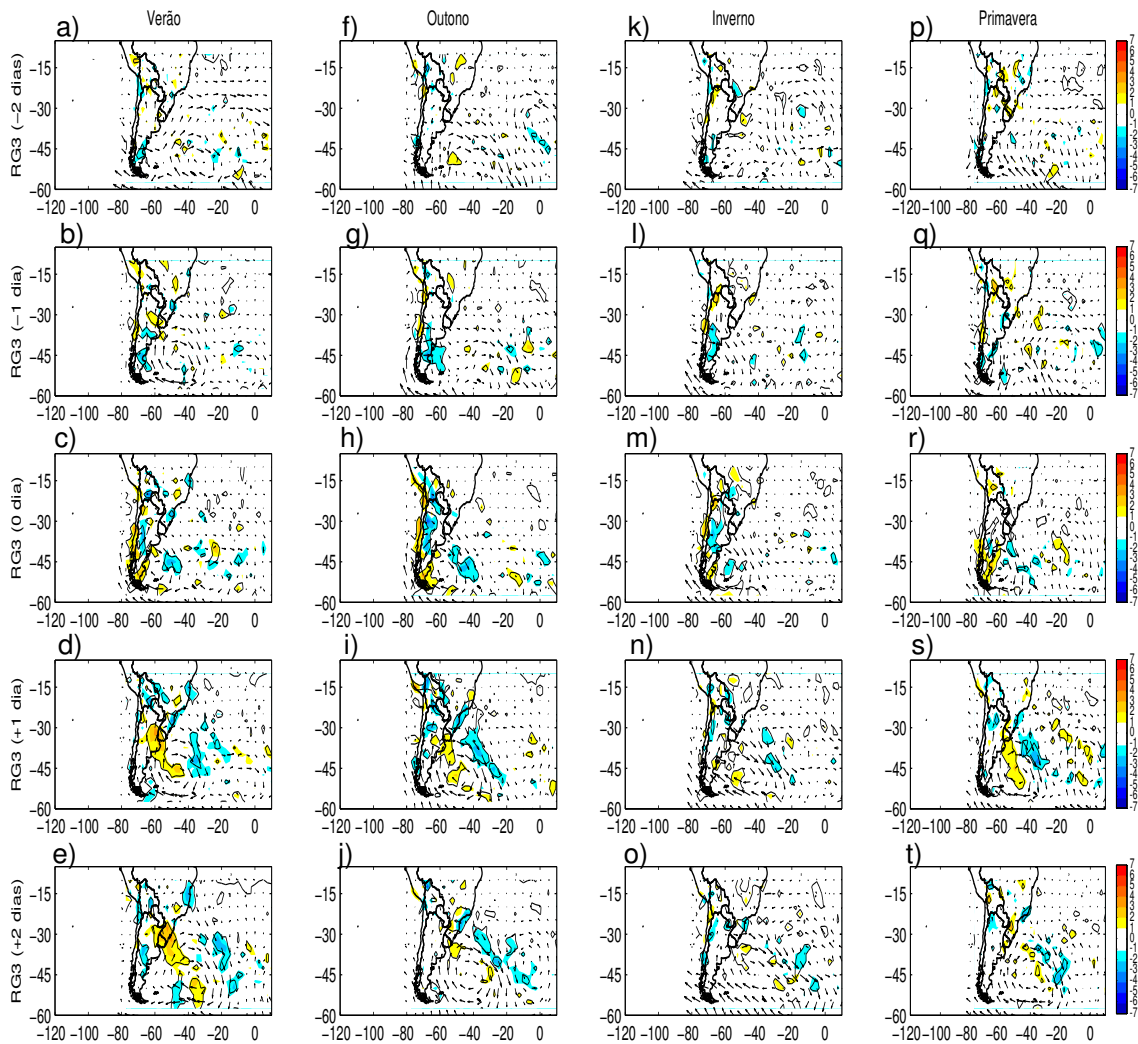


Figura 5.58 Similar à figura 5.51, mas para as composições das anomalias da direção do vento (setas) e das anomalias da divergência horizontal dos fluxos de umidade em 850 hPa para a RG3 com a simulação do RegCM3. O intervalo das isolinhas de divergência horizontal do fluxo de umidade corresponde a $1 \times 10^{-5} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$. As anomalias da divergência horizontal estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T-Student, estão circundadas por uma linha preta.

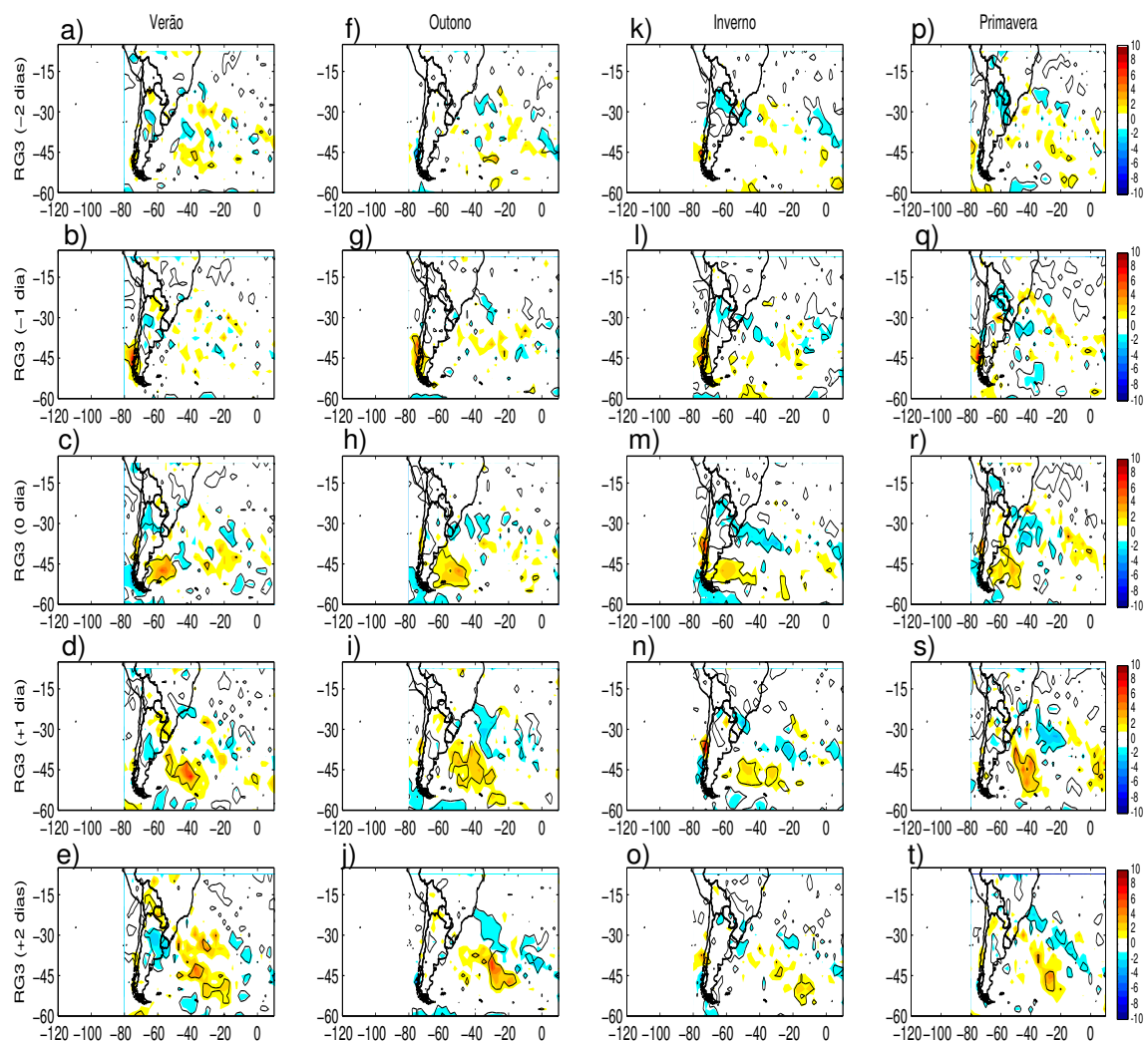


Figura 5.59 Similar à figura 5.51, mas para as composições das anomalias de precipitação para a RG3 com a simulação do RegCM3. O intervalo das isolinhas das anomalias corresponde a 1 mm dia^{-1} . As anomalias estatisticamente significativas ao nível de significância de 10%, segundo o teste T-Student, estão circundadas por uma linha preta.

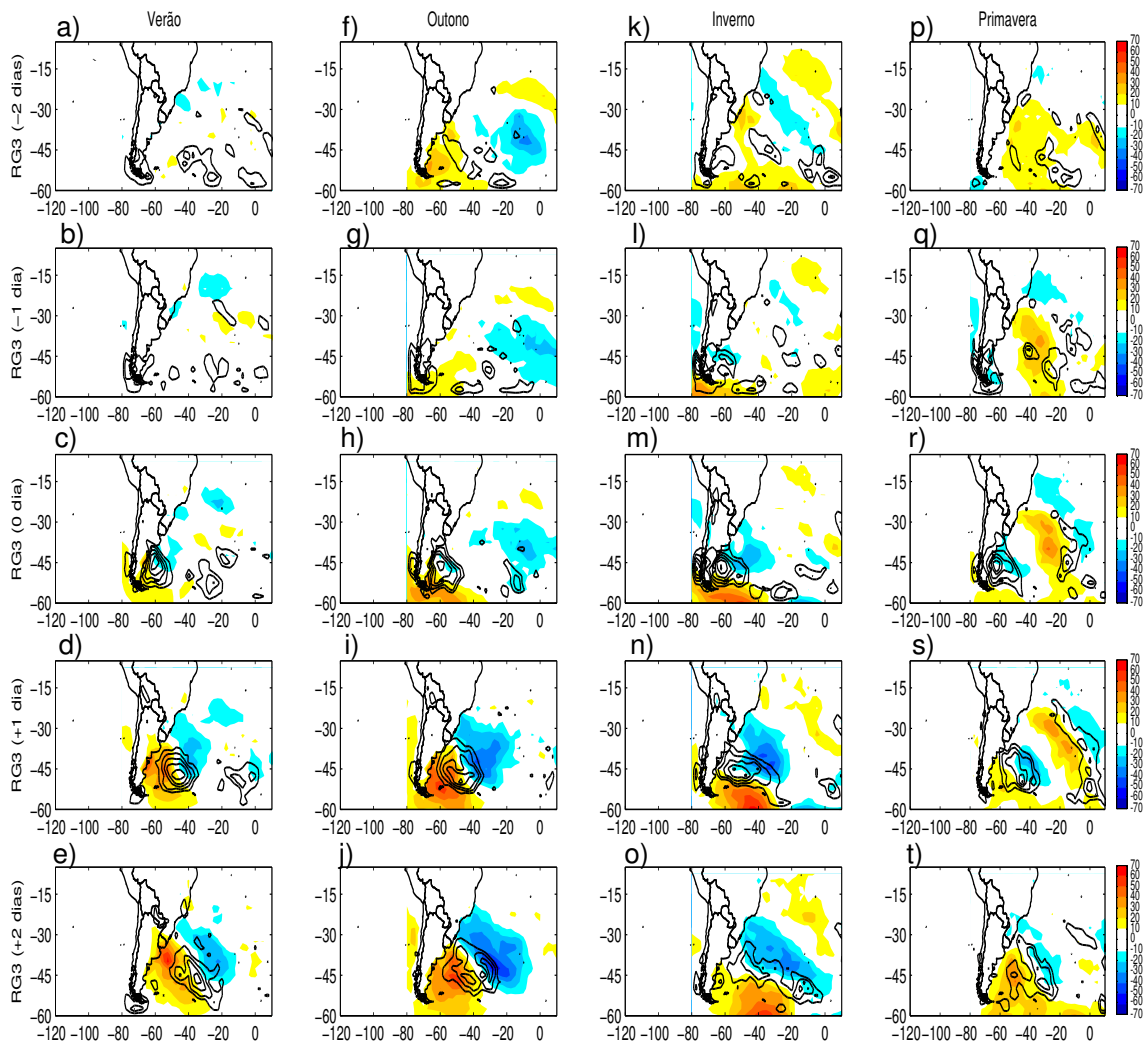


Figura 5.60 Similar à figura 5.51, mas para as composições das anomalias dos fluxos de calor total e das anomalias ciclônicas de vorticidade relativa a 10 m (linhas pretas) para a RG3 com a simulação do RegCM3. O intervalo das isolinhas das anomalias ciclônicas de vorticidade relativa corresponde a $0,25 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ e das anomalias de FCT a 10 Wm^{-2} .

5.3 Conclusões Parciais

A análise das composições do NCEP e do RegCM3 mostrou que as ciclogêneses na costa leste da América do Sul se formam num ambiente em que há vários mecanismos interagindo, portanto não há um único fator responsável pela formação destes sistemas. Os padrões atmosféricos observados em cada região ciclogênética são resumidos a seguir. Entretanto, antes são destacadas duas características obtidas nas composições do NCEP e do RegCM3 comuns às três regiões preferências destes sistemas:

a) A análise da estrutura vertical das anomalias ciclônicas mostrou que as ciclogêneses são sistemas baroclínicos, porém as simuladas são ligeiramente menos baroclínicas, isto é, as anomalias ciclônicas em superfície estão mais alinhadas com as em níveis superiores na simulação do que no NCEP. Embora os precursores de altos níveis simulados sejam mais rápidos do que os do NCEP, as anomalias em baixos níveis deslocam-se com velocidade ligeiramente inferior às do NCEP. Isto porque o RegCM3 climatologicamente simula ventos mais fortes em altos níveis e mais fracos em baixos níveis.

b) As anomalias de FCT na interface ar-mar mostraram configuração espacial similar. Nas quatro estações do ano, observa-se que nos dias anteriores às ciclogêneses predominam anomalias negativas de FCT na região de fracas anomalias ciclônicas. No dia 0, o ciclone situa-se na interface das anomalias de FCT positivas a nordeste e negativas a sudoeste. Este padrão espacial das anomalias de FCT concorda inversamente com o das anomalias de temperatura do ar em 1000 hPa. Já nos dias +1 e +2, as anomalias positivas de FCT no setor frio do ciclone indicam forte transferência de energia do oceano para a atmosfera. Como mostrado por Neiman e Shapiro (1993), isto ocorre quando a circulação ciclônica propicia advecção de ar frio continental para o oceano. A presente análise não permite afirmar se os FCT contribuem ou não para as ciclogêneses, uma vez que foi apenas diagnóstica. Esta resposta será obtida no **Capítulo 6**. Em geral, o RegCM3 superestima as anomalias dos FCT positivos durante os eventos ciclogenéticos, mas a distribuição espacial e temporal das anomalias são similares às do NCEP. A superestimativa das anomalias positivas de FCT simuladas, provavelmente, está associada às anomalias mais frias simuladas pelo modelo sobre o centro-sul da América do Sul nos casos ciclogenéticos. O ar mais frio e seco dessas regiões ao se deslocar sobre o oceano mais quente intensifica o gradiente vertical de temperatura e umidade e, como conseqüência, os fluxos de calor sensível e latente positivos aumentam.

RG1

As composições com o NCEP mostraram que as ciclogêneses na RG1, no verão, estão associadas a um cavado de onda curta com pequena amplitude em 500 hPa sobre o continente, que se intensifica próximo à costa do sul do Brasil no dia da ciclogênese. Já no inverno, o cavado em 500 hPa que influencia às ciclogêneses possui maior comprimento de onda do que no verão. No RegCM3, nas quatro estações do ano, não há ocorrência de cavados de onda curta. Durante o ano inteiro, as anomalias negativas de geopotencial em 500 hPa se intensificam sobre o leste da América do Sul e, provavelmente, isso está associado à interação dos cavados transientes em níveis médios com o cavado estacionário produzido pelo efeito topográfico dos Andes. Uma vez que a costa sul/sudeste do Brasil localiza-se sobre uma região de gradientes horizontais de temperatura do ar, devido à transição de massas de ar subtropical e de latitudes altas, muitas ciclogêneses estão associadas à instabilidade frontal (baroclínica), bem como pela influência da divergência horizontal do vento no *jet streak*, que é intensificado pelos gradientes de temperatura do ar em superfície.

Um mecanismo plausível para explicar a maior frequência de ciclogêneses na RG1 no verão é a maior disponibilidade de umidade sobre os setores tropical e subtropical da América do Sul. A costa sul/sudeste do Brasil situa-se numa região de taxas de precipitação elevadas no verão, porém a quantidade de umidade pode ainda aumentar através do transporte de umidade do setor tropical pelo JBN, com ventos mais intensos nesta estação, e também pelos ventos de NE do ASAS. O maior suprimento de umidade favorece a ocorrência de precipitação e, em decorrência, liberação de calor latente. As ciclogêneses no verão estão mais associadas a estes fatores do que aos precursores em níveis superiores, pois anomalias negativas de altura geopotencial em 500 hPa no NCEP são ausentes no dia -2 e fracas no dia -1 nesta estação em relação as outras. Isso também pode explicar o maior número de sistemas registrados com vortacidade inicialmente fraca ($\zeta \leq -1,5 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$) nesta região, conforme mostrou o **Capítulo 4**. No NCEP, o inverno é a estação de menor frequência de ciclogêneses na RG1, pois predomina um ambiente seco, o que desfavorece a formação de sistemas na RG1, mesmo sendo os precursores em níveis superiores mais intensos do que nas outras épocas do ano.

O RegCM3 também simulou maior frequência de ciclogêneses no verão, quando apresentou padrões atmosféricos similares aos do NCEP, como anomalias negativas de altura geopotencial em 500 hPa mais fracas do que nas outras estações do ano e maior disponibilidade de umidade na RG1. Já a menor frequência de ciclogêneses foi simulada no outono, diferenciando-se da reanálise. O outono foi a estação do ano em que o RegCM3 simulou as anomalias negativas de altura geopotencial em níveis superiores mais intensas e também pouca disponibilidade de umidade em superfície

O **Capítulo 4** mostrou que o RegCM3 subestima o número de ciclogêneses na RG1. Como as composições das variáveis simuladas, em geral, foram próximas às do NCEP, o que pode ter contribuído para a subestimativa de ciclogêneses foi a subestimativa da intensidade do vento em superfície no modelo (**Capítulo 3**) e, provavelmente, menor cisalhamento horizontal, que pode ter conduzido a sistemas mais fracos. Assim alguns sistemas ciclônicos no RegCM3 podem não ter atingido o limiar de vorticidade ou de duração mínima de 24 h especificado no algoritmo de *tracking* para serem registrados na climatologia (**Capítulo 4**).

RG2

As ciclogêneses na RG2 estão associadas aos mesmos padrões atmosféricos observados nas ciclogêneses da RG1, mas com algumas diferenças em localização e intensidade dos precursores. Algumas destas são observadas em relação ao posicionamento do JBN, do ASAS e da região de convergência dos fluxos de umidade em 850 hPa. Uma vez que os distúrbios ciclônicos transientes em níveis médios originários do Pacífico encontram uma região de instabilidade baroclínica na superfície na desembocadura do rio da Prata, há geração ou intensificação de anomalias ciclônicas em superfície, que favorecem a intensificação do JBN e o desaceleramento sobre a RG2 e, desta forma, o JBN mostra uma trajetória mais norte/sul do que na RG1. Neste ambiente, observa-se também que o ASAS está deslocado para oeste, adentrando o continente, em relação à posição registrada na RG1. Com a influência destes sistemas, a região de convergência de fluxos de umidade desloca-se para sul, comparada à RG1, isto é, localiza-se sobre o sul do Brasil e Uruguai. As ciclogêneses na RG2 também são influenciadas por regiões de divergência horizontal do vento no *jet streak*.

Diferente da RG1, as ciclogêneses na RG2 estão mais associadas aos distúrbios em níveis médios do que ao suprimento de umidade. Esta conclusão é baseada nos padrões observados no verão, tanto no NCEP quanto no RegCM3, em que há intensa convergência de umidade na RG2 e precursores mais fracos em níveis médios, e tal configuração não propiciou maior número de sistemas, ao contrário do obtido na RG1.

No **Capítulo 4** foi mostrado que no NCEP o núcleo ciclogênético na RG2 é mais denso na primavera, porém como no inverno abrange área maior contribui para que esta estação seja a de maior frequência de ciclogêneses. Já o verão é a estação de menor ocorrência desses sistemas. Embora no inverno os distúrbios ciclônicos em níveis médios apresentem intensidade similar aos do outono e primavera, é na estação fria que os gradientes horizontais de temperatura do ar em 1000 hPa são mais intensos na costa

uruguiaia. Portanto, a interação dos precursores em níveis superiores com a área de instabilidade baroclínica em superfície explicaria o maior número de sistemas ciclônicos em superfície nesta estação e também mais intensos. Esta última característica foi obtida nas composições das anomalias de ζ_{10} e, de acordo com as mesmas, na estação fria os sistemas têm mais condições de cumprir os limiares de intensidade e duração estipulados no algoritmo de *tracking* e, assim, contribuir para esta ser a mais ativa em frequência de ciclogêneses.

Os intensos gradientes de temperatura do ar registrados no inverno são decorrentes da incursão de massas de ar mais frias do que nas demais épocas do ano (Marengo e Rogers, 2001) que favorecem atividade frontogenética mais intensa (Reboita et al., 2008). Além disso, nesta estação os gradientes horizontais mais intensos da TSM, pela confluência das correntes das Malvinas e do Brasil, transferem baroclinia para a atmosfera. No inverno, como também é registrado o maior número de formação de cavados no escoamento atmosférico em níveis médios, próximo à costa oeste da América do Sul (Piva, 2005), estes sistemas transientes podem influenciar a atividade ciclogênética na RG2. Ressalta-se que no inverno, a RG2 também tem contribuição de umidade transportada dos trópicos pelo JBN, porém o suprimento é menor do que nas demais estações. Já no verão, a menor frequência de ciclogêneses parece estar associada à menor intensidade, do que nas outras estações do ano, dos precursores em níveis superiores e dos gradientes horizontais de temperatura do ar na costa do Uruguai, pois o suprimento de umidade é maior nesta estação do que no inverno. A maior densidade do núcleo ciclogênético na primavera pode estar associada com o cavado transiente em 500 hPa, que tem comprimento de onda ligeiramente menor do que no inverno e outono, porém mais profundo, e com a intensa anomalia de convergência de umidade em 850 hPa, confinada sobre o Uruguai no dia -1, que podem contribuir para que os sistemas se desenvolvam mais concentrados na costa.

A primavera é a estação mais ciclogênética na simulação e isso estaria associado à intensidade ligeiramente maior das anomalias ciclônicas de advecção de vorticidade absoluta nesta estação. Já o outono e o inverno são as estações menos ciclogênéticas. De acordo com o NCEP, para a estação do ano ser mais ciclogênética na RG2 deve apresentar intensos distúrbios ciclônicos na média e alta troposfera nas latitudes da RG2 e intensos gradientes horizontais de temperatura do ar na costa do Uruguai. Na simulação, o inverno apresenta estas características mais acentuadas do que a primavera. Entretanto, uma outra diferença entre essas duas estações é que a primavera é mais úmida do que o inverno no período pré-ciclogêneses e possui anomalias positivas de FCT mais fracas no setor sudoeste dos distúrbios ciclônicos em superfície. Como a influência dos FCT nas ciclogêneses na costa leste da América do Sul ainda não está totalmente compreendida, não se pode dizer que as anomalias positivas mais intensas dos FCT, no inverno, tenham

atuado contra as ciclogêneses. Portanto, a diferença da frequência de ciclogêneses nestas duas estações será atribuída ao suporte de umidade, que é mais expressivo na primavera. Com isso, o modelo parece mostrar mecanismos diferentes do NCEP, isto é, necessidade do suprimento de umidade para ocorrência de ciclogêneses na RG2, o que não se mostrou tão importante no NCEP.

A menor frequência de ciclogêneses simulada no outono é coerente com os padrões atmosféricos identificados no NCEP, isto é, precursores em níveis superiores mais fracos do que nas outras estações do ano e fracos gradientes horizontais de temperatura do ar na superfície. O verão não é a estação de menor frequência de ciclogêneses no RegCM3, o que difere do NCEP, porque mostra precursores em níveis superiores e gradientes horizontais de temperatura do ar mais intensos do que o outono.

Considerando o número total de ciclogêneses registradas na RG2 (**Tabela 4.6**) o RegCM3 subestima 15% do total observado no NCEP. Isto pode estar associado às menores diferenças simuladas entre os eventos ciclogênicos e não-ciclogênicos dos padrões em níveis superiores e dos gradientes horizontais de temperatura do ar na costa uruguaia do que no NCEP. Ambos os fatores contribuem para sistemas inicialmente mais fracos e talvez, por este motivo, a climatologia simulada dos sistemas inicialmente intensos subestime em 47% o número registrado no NCEP.

RG3

As ciclogêneses na RG3 formam-se associadas a um cavado transiente em níveis médios, que se desloca do Pacífico para o Atlântico e se intensifica próximo ou sobre o sul da América do Sul, acompanhado de anomalias de advecção de vorticidade absoluta ciclônica no seu setor leste. As anomalias em superfície, que acompanham o sistema em níveis superiores, intensificam-se a sotavento dos Andes. Tal intensificação está associada aos padrões atmosféricos em níveis superiores, que se intensificam próximo ou sobre o sul da América do Sul, ao efeito da topografia andina e a influência dos gradientes horizontais de TSM na costa sul da Argentina, que transferem instabilidade para a atmosfera adjacente.

Na RG3, a estação preferencial de ciclogêneses no NCEP é o verão. Embora os precursores em níveis superiores nesta estação sejam mais fracos do que nas demais, os mesmos ao interagirem com uma zona de instabilidade baroclínica em superfície, mais intensa nessa época do ano (associada a gradientes horizontais de TSM mais fortes), contribuem para a formação de ciclogêneses. Além disso, é na estação quente que 1) a atividade frontogênica é mais intensa na RG3 (Reboita et al., 2008), o que também contribui para a instabilidade frontal, 2) há maior número de cavados formados em 45°S,

principalmente entre o setor sul da América do Sul e Atlântico oeste (Piva, 2005), que também podem ser precursores de ciclogêneses e 3) que também apresenta maior frequência da incursão de ar estratosférico na costa da Argentina (Elbern et al. 1998). Em síntese, os sistemas em níveis médios, mesmo mais fracos no verão, parecem encontrar uma região mais propícia em superfície ao desenvolvimento de ciclones na RG3. A menor intensidade dos precursores em níveis superiores explica a formação do maior número de ciclogêneses inicialmente fracas no verão mostrada no **Capítulo 4**. Entretanto, se os sistemas inicialmente fracos forem suprimidos da climatologia, o inverno torna-se a estação de maior frequência de ciclogêneses, o que pode estar associado à influência de precursores mais intensos em níveis médios. O outono é a estação de menor ocorrência de ciclogêneses considerando tanto os sistemas inicialmente fracos quanto fortes. Esta estação, além de apresentar precursores em níveis superiores mais fracos que no inverno e primavera, porém ligeiramente mais fortes que no verão, não apresenta os mecanismos dinâmicos presentes na estação quente.

No RegCM3, a maior frequência de ciclogêneses é simulada no outono e inverno. Isso pode estar associado aos seguintes padrões: 1) no outono, além dos precursores em níveis superiores serem mais intensos do que nas outras estações, há também intensas anomalias de gradientes horizontais de temperatura do ar em 1000 hPa na costa argentina (porém inferiores às do inverno), que indicam um ambiente com maior baroclinia durante os eventos ciclogênicos; 2) no inverno, embora os precursores em níveis superiores sejam mais fracos do que no outono, apresenta as anomalias mais intensas de gradientes de anomalias de temperatura em superfície que provavelmente é um fator importante para as ciclogêneses na RG3. No verão e primavera, as anomalias dos gradientes horizontais de temperatura do ar são mais fracas, o que pode ter contribuído para estas estações serem menos ciclogênicas.

Este capítulo diagnosticou os padrões atmosféricos associados à ocorrência de ciclogêneses no setor oeste do Atlântico Sul registrados na reanálise do NCEP e na simulação do RegCM3. Foram identificadas algumas diferenças entre os padrões atmosféricos destes dois conjuntos, isto é, diferenças na variação sazonal da intensidade das anomalias, porém as análises não permitiram concluir o porquê de tais diferenças. A compreensão das mesmas está além do objetivo deste capítulo.

CAPÍTULO 6

Experimentos Numéricos de Sensibilidade

No **Capítulo 2** foram apresentados resultados de estudos que tratam da influência da topografia, da TSM e dos fluxos turbulentos de calor latente e sensível nas ciclogêneses. Entretanto, poucos foram dedicados ao Atlântico Sul e, em especial, ao setor oeste próximo à costa leste da América do Sul. Já o **Capítulo 5** descreveu padrões atmosféricos associados às ciclogêneses no setor oeste do Atlântico Sul e indicou que: 1) a topografia e a distribuição de TSM contribuem para a atividade ciclogênética e 2) que as anomalias de fluxos de calor total mostram padrão espacial similar nas composições das três regiões ciclogênicas. Através de experimentos numéricos de sensibilidade é possível isolar processos físicos, bem como alterar os aspectos geográficos da região em estudo. Portanto, este capítulo apresenta os resultados de experimentos numéricos que avaliam a influência da topografia, dos fluxos turbulentos de calor e umidade e da TSM nas ciclogêneses sobre o Atlântico Sul.

6.1 Descrição dos Experimentos Numéricos

Devido ao tempo de execução das simulações e ao espaço físico necessário para armazená-las, os experimentos numéricos foram realizados somente para o período de setembro de 1989 a janeiro de 1991 e as análises restritas ao ano de 1990. Embora o **Capítulo 4** tenha mostrado que no ano de 1990 o RegCM3 apresentou maiores diferenças (~10%) em relação ao número de ciclogêneses registradas na reanálise do NCEP, o mesmo foi escolhido por ser considerado um ano normal (Ito, 1999), ou seja, não apresentou ocorrência de eventos El Niño e La Niña (Trenberth, 1997) ou influência de qualquer outro fenômeno de grande escala que tenha o tornado diferente do padrão climatológico entre 1990 e 1999. Além disso, os experimentos de sensibilidade mantêm o mesmo período de *spin-up* da simulação controle e são comparados com esta e não com a reanálise, o que não afeta a interpretação dos resultados.

Foram realizados 10 experimentos numéricos com o RegCM3 considerando o mesmo período (1º setembro de 1989 a 31 de janeiro de 1991), resolução horizontal (60 km) e domínio (**Figuras 3.1 e 6.1**). As características de cada experimento são fornecidas a seguir.

1. Experimento Controle (ExpCTRL): corresponde ao ano de 1990 da simulação climática realizada para setembro de 1989 a janeiro de 2000. Neste experimento, empregou-se a TSM média mensal (Reynolds et al., 2002) como fronteira inferior no modelo, a reanálise do NCEP (Kanamitsu et al., 2002) como condição inicial e de fronteira lateral e o esquema de Zeng (Zeng et al., 1998) para parametrizar os fluxos de calor, umidade e momento na interface oceano-atmosfera.

2. Remoção da Topografia (ExpTopo): similar ao ExpCTRL, mas considerando que todo o continente está ao nível médio do mar.

Como o modelo é dirigido com a reanálise do NCEP, que incorpora informações da topografia, pode afetar os resultados da simulação quando a topografia é suprimida no RegCM3. Para realizar uma simulação livre da influência da topografia nas condições iniciais e de fronteiras, utilizaram-se os resultados de duas simulações do modelo de circulação geral da atmosfera do Centro de Previsão de Tempo e Clima (CPTEC/COLA): uma em que a topografia foi removida e outra que manteve a topografia.

3. RegCM3 Aninhado no MCG CPTEC/COLA (ExpCTRL_CPTEC): neste experimento as condições iniciais e de fronteiras fornecidas ao RegCM3 derivaram da simulação com

topografia do MCG CPTEC/COLA, mas as outras especificações da simulação seguem a do ExpCTRL.

A simulação do MCG CPTEC/COLA foi iniciada com a reanálise do NCEP do dia 15 de março de 1989 às 12 UTC, já para a fronteira inferior oceânica foram utilizadas as médias mensais da *Optimum Interpolation Sea Surface Temperature - OISST V2* (1° de resolução horizontal) da NOAA (Reynolds et al., 2002). O modelo utilizou o módulo de superfície *Simplified Simple Biosphere Model* (SSiB - Xue et al., 1991), o esquema de parametrização de convecção em cumulus do tipo Kuo (Kuo, 1974) e convecção rasa de Tiedtke (Tiedtke, 1983) e o esquema de difusão vertical turbulenta aplicada à camada limite planetária de Mellor e Yamada (1982). Uma descrição detalhada do MCG CPTEC/COLA é encontrada em Cavalcanti et al. (2002). O truncamento do modelo global é T062L28, ou seja, 62 ondas na direção zonal e 28 níveis sigma. Isso corresponde a resolução horizontal de aproximadamente $1,875^\circ \times 1,875^\circ$ de longitude e latitude.

4. RegCM3 Aninhado no MCG CPTEC/COLA e sem Topografia (ExpTopo_CPTEC):

neste experimento as condições iniciais e de fronteiras fornecidas ao RegCM3 derivaram de uma simulação com o MCG CPTEC/COLA com características similares à anterior, porém com modificação da topografia, isto é, topografias com alturas superiores a 200 m na região dos Andes foram reduzidas à 200 m. Já na simulação com o RegCM3 toda a topografia foi reduzida ao nível médio do mar.

5. Parametrização dos Fluxos de Calor na Interface Oceano-Atmosfera com o BATS (ExpBATS):

na simulação controle os fluxos de calor na interface ar-mar foram parametrizados com o esquema de Zeng (Zeng et al., 1998), uma vez que inclui maior número de processos físicos do que o de BATS (Dickinson et al., 1993). Como o BATS não considera a dependência do comprimento de rugosidade na velocidade de fricção e nas condições de estabilidade tende a superestimar os fluxos de calor latente sobre os oceanos em condições de ventos muito fracos ou muito fortes (Rauscher et al., 2006; Pal et al., 2007). Portanto, foi realizado um experimento numérico com este esquema para avaliar possível impacto de maior transferência de calor e umidade para a atmosfera.

6. Supressão dos Fluxos de Calor Latente e Sensível na Interface Ar-Mar (ExpFluxos):

como no **Capítulo 5** não ficou clara a influência dos fluxos turbulentos de calor e umidade nas ciclogêneses é objetivo deste experimento esclarecer o impacto dos mesmos em termos de frequência, intensidade e tempo de vida das ciclogêneses. Neste experimento, os fluxos de calor latente e sensível foram desligados simultaneamente, pois de acordo com o

Capítulo 3 a transferência de calor sensível para a atmosfera é aproximadamente 5 vezes menor do que a de calor latente e, portanto, devem ter impacto menor nas ciclogêneses, como propôs Piva (2001), não sendo necessário experimentos que isolem a contribuição individual de cada um destes fluxos.

7. TSM Média Semanal (ExpTSMs): como a TSM varia mais lentamente do que as variáveis atmosféricas, normalmente emprega-se a TSM média mensal nas simulações climáticas. Experimentos iniciais (não apresentados) de sensibilidade da climatologia de ciclones às TSMs mensal e semanal mostraram resultados ligeiramente diferentes. Portanto, são apresentados os resultados de um experimento em que a TSM semanal foi utilizada como fronteira inferior no modelo.

8. TSM Quente (ExpTSMq): este experimento segue a metodologia de Giordani e Caniaux (2001) que calcularam a média da TSM no lado quente da corrente do Atlântico Norte, durante o ciclo de vida de uma ciclogênese sobre esta corrente, e a substituíram em todos os pontos de grade de um determinado domínio para realizar a simulação de tal ciclogênese. Para o ExpTSMq calculou-se a média da TSM da corrente quente do Brasil entre $55,5^{\circ}$ - $50,5^{\circ}$ W e $45,5^{\circ}$ - $35,5^{\circ}$ S (**Figura 6.1a**) para cada mês do período em estudo e as médias obtidas foram substituídas em todo o domínio da simulação ($85,5^{\circ}$ W- $15,5^{\circ}$ E e $60,5^{\circ}$ - $5,5^{\circ}$ S, **Figura 6.1b**).

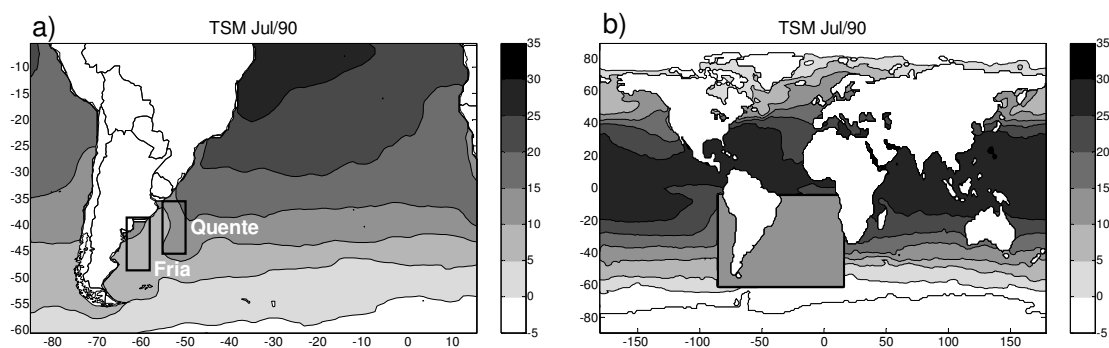


Figura 6.1 a) Definição das regiões para cálculo da média da TSM quente e fria; b) indica a região em que a TSM é considerada uniforme. Neste exemplo, a TSM uniforme é igual a 12° C (média da corrente quente no mês de julho de 1990).

As **Figuras 6.2 a-b** mostram uma comparação entre a TSM observada no mês de julho de 1990 e a calculada. Nesta, a TSM usada no ExpTSMq é mais fria do que a observada em direção ao equador e mais quente em direção às latitudes médias, padrão que se repete durante todos os meses de simulação.

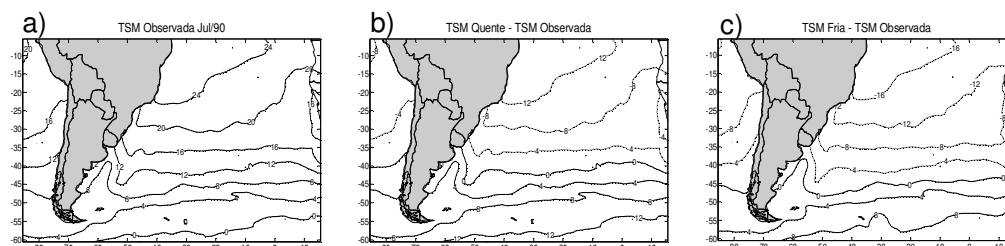


Figura 6.2 a) TSM média mensal observada no mês de julho de 1990; b) diferença entre o campo da TSM quente uniforme (12°C) e da observada e c) diferença entre o campo da TSM fria uniforme (8,5°C) e da observada.

9. TSM Fria (ExpTSMf): experimento similar ao ExpTSMq, porém calculou-se a média da TSM da corrente fria das Malvinas entre 63,5°-58,5°W e 48,5°-38,5°S (**Figura 6.1**). Da mesma forma que no ExpSSTq, a TSM calculada torna-se mais fria em direção ao equador e mais quente em direção às latitudes médias do que a observada. (**Figuras 6.2 a e c**).

A **Figura 6.3a** mostra a média mensal da TSM calculada para o ano de 1990 nos subdomínios que representam a corrente das Malvinas e do Brasil (**Figura 6.1a**). Já a **Figura 6.3b** apresenta a diferença entre estas médias mensais. A diferença média entre as TSMs é de ~3°C no ano, mas há forte variação sazonal, com as maiores diferenças ocorrendo nos meses frios e as menores nos meses quentes. De acordo com a **Figura 2.12** no inverno a corrente das Malvinas atua em latitudes mais baixas (até o Uruguai) do que nas demais estações, além disso, transporta águas mais frias que diminuem as médias mensais (**Figura 6.3a**) no subdomínio de estudo e, conseqüentemente, indicam maiores diferenças em relação à TSM da corrente do Brasil.

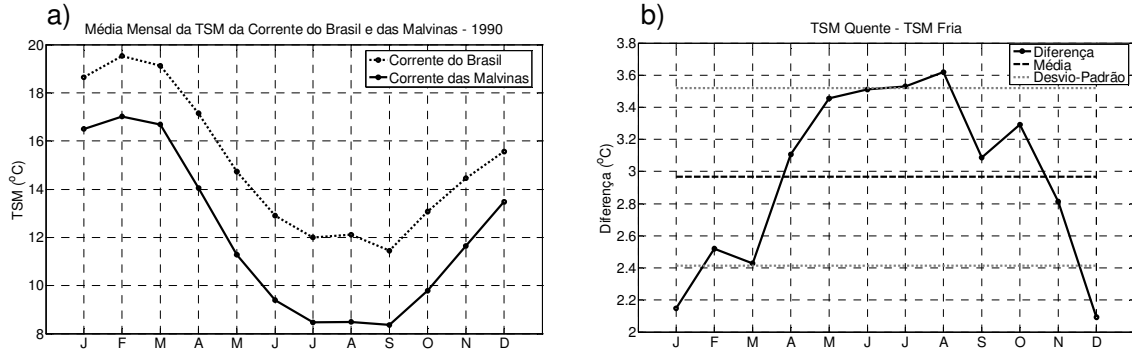


Figura 6.3 a) Média mensal no ano de 1990 da TSM da corrente do Brasil (linha pontilhada) e das Malvinas (linha contínua) calculada nos subdomínios definidos na **Figura 6.2a** e b) diferença entre a média mensal da TSM das duas correntes.

10. Intensificação da Magnitude do Gradiente Horizontal da TSM (ExpTSMgrad): este experimento segue Cione e Raman (1995) e a sugestão de Giordani e Caniaux (2001) de intensificar a magnitude dos gradientes horizontais da TSM para identificar possíveis influências nos processos ciclogênicos. Com o objetivo de intensificar o módulo do gradiente horizontal de TSM, sem modificar significativamente sua direção e sentido, perturbou-se a TSM original da seguinte forma: somou-se ao valor original da TSM num determinado ponto o módulo do gradiente ($\|\Delta T\|_{i,j}$) multiplicado por um fator (α), isto é:

$$T^n_{i,j} = (1 + \alpha \|\Delta T\|_{i,j}) T_{i,j} \quad (6.1)$$

onde

$$\|\Delta T\|_{i,j} = \left(\|\Delta_x T\|_{i,j}^2 + \|\Delta_y T\|_{i,j}^2 \right)^{1/2} \quad (6.2)$$

com

$$(\Delta_x T)_{i,j} = \frac{T_{i+1,j} - T_{i-1,j}}{2\Delta x} \quad \text{e} \quad (\Delta_y T)_{i,j} = \frac{T_{i,j+1} - T_{i,j-1}}{2\Delta y} \quad (6.3)$$

nas equações T representa a TSM original (observada) e T^n a TSM após aumentar a intensidade do gradiente.

A escolha do fator α na **equação 6.1** pode ser justificada da seguinte maneira: considerando uma variação espacial de 1º ($\Delta x \approx \Delta y \approx 100000 \text{ m} \approx 100 \text{ km}$) e uma variação da TSM de aproximadamente 0,5°C na direção zonal e de aproximadamente 1°C na direção meridional, tem-se que o módulo do gradiente da TSM é aproximadamente $10^{-5} \text{ }^\circ\text{C m}^{-1}$ (ou $0,1 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$). Assim para perturbar a TSM em 10%, da **equação 6.1** tem-se que:

$$\begin{aligned}
 1 + \alpha \|\Delta T\|_{i,j} &\approx 1,1 \\
 \alpha \|\Delta T\|_{i,j} &\approx 0,1 \\
 \alpha &\approx \frac{0,1}{10^{-5}} \approx 10^4
 \end{aligned}
 \tag{6.4}$$

Portanto, α assumirá diferentes valores dependendo da perturbação desejada no gradiente da TSM. A **Tabela 6.1** mostra alguns dos valores que α pode assumir de acordo com as especificações dadas anteriormente.

Tabela 6.1 Valores de α considerando a magnitude do gradiente de temperatura de $10^{-5} \text{ }^\circ\text{C m}^{-1}$ e diferentes porcentagens para intensificação do gradiente horizontal de TSM.

Porcentagem	α	Porcentagem	α
2%	2×10^3	20%	2×10^4
5%	5×10^3	30%	3×10^4
6%	6×10^3	40%	4×10^4
7%	7×10^3	50%	5×10^4
10%	1×10^4	100%	1×10^5

Os valores da variação horizontal de TSM usados na determinação de α foram obtidos a partir de cortes zonais e meridionais na região de confluência Brasil-Malvinas, uma vez que o objetivo deste experimento é intensificar principalmente os gradientes horizontais de TSM entre estas duas correntes. A **Figura 6.4** apresenta exemplos de cortes zonais e meridionais para os meses de janeiro e junho de 1990.

Nas **Figuras 6.4 a-b** nota-se que na latitude de 42,5°S a TSM torna-se mais fria entre 59,5° a ~57,5°W e, então, aumenta até atingir um máximo em ~50° W. Esta região de transição de águas frias e quentes caracteriza as correntes das Malvinas e do Brasil, respectivamente. Na **Figura 6.4b** não se observa uma redução brusca da TSM entre 59,5°-57,5°W, pois se trata de um mês de inverno, quando a corrente das Malvinas está muito próxima à costa (**Figura 2.12**) não permitindo a entrada de águas quentes de norte no seu lado oeste. Em geral, as **Figuras 6.4 a-b**, bem como outras não apresentadas, indicam uma variação zonal de 0,5° a 1°C a cada 1° de longitude (~100 km), mas que na média é mais próxima de 0,5°C 100 km⁻¹.

As **Figuras 6.4 c-d** mostram um corte na TSM na longitude de 55,5°W entre as latitudes de 45,5°-35,5°S. Nestas figuras, a TSM mostra uma evolução contínua (sem regiões de mínimos), em relação aos cortes das **Figuras 6.4 a-b**, e indica águas mais quentes em direção as latitudes mais baixas. Além disso, evidencia uma variação meridional média de ~1°C 100 km⁻¹.

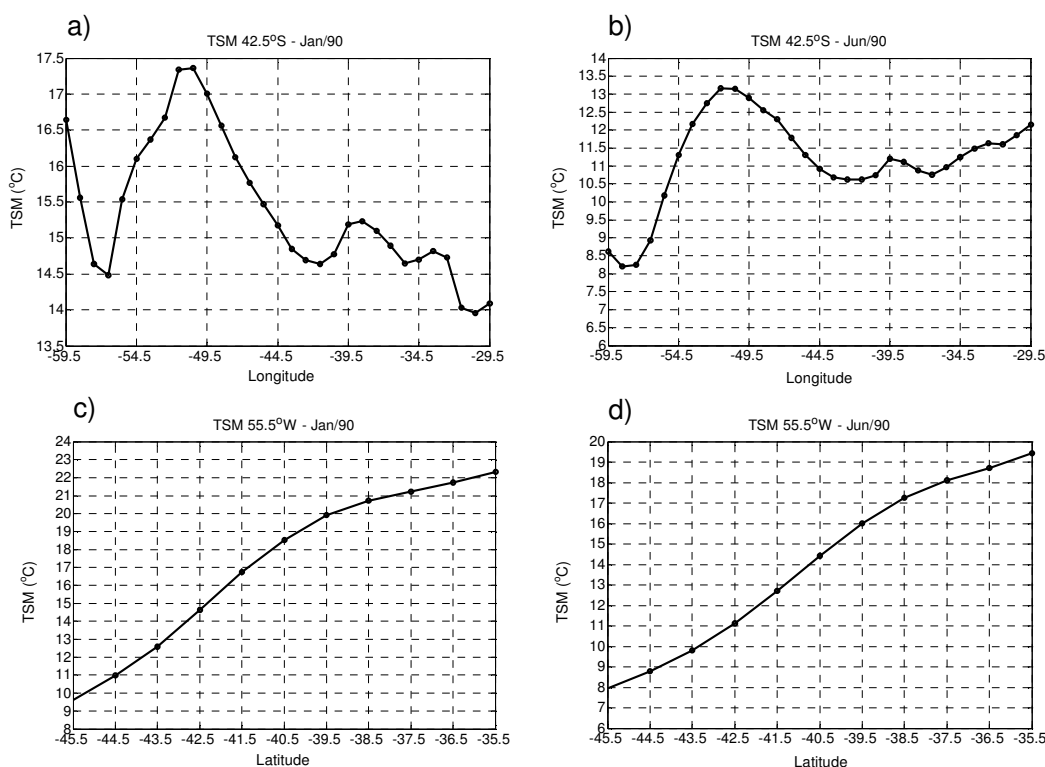


Figura 6.4 Cortes zonais (42,5°S) e meridionais (55,5°W) na TSM nos meses de janeiro (a-c) e junho (b-d) de 1990.

Uma característica da perturbação proposta na **equação 6.1** é que a TSM é menos (mais) perturbada onde o gradiente horizontal é fraco (intenso). A **Figura 6.5** apresenta esta característica através da comparação de cortes nas latitudes de 0°, 45°, 60° e 70°S no campo da TSM observada e com o gradiente horizontal intensificado através de quatro diferentes valores de α (6×10^3 ; 1×10^4 ; 2×10^4 e 3×10^4). No equador e nas latitudes mais altas como a TSM possui pouca variabilidade espacial, os gradientes horizontais são fracos. Desta forma, a TSM com o gradiente intensificado assume o mesmo valor da TSM observada (**Figuras 6.5 a e d**). Entretanto, nas latitudes médias (45°S), região de transição entre águas quentes e frias, a TSM com gradiente horizontal intensificado mostra valores maiores do que a observada (**Figura 6.5b**). Também é mostrado na **Figura 6.5c**, um caso em que o gradiente horizontal de TSM é intenso numa pequena banda de longitude (65°-50°W, portanto evidencia-se que a TSM só é alterada nessa região, permanecendo próxima da observada nas demais longitudes. Nas **Figuras 6.6 a-d** são apresentados cortes nas longitudes de 60°, 50°, 40° e 20°W e novamente observa-se que as maiores diferenças entre a TSM observada e com gradiente intensificado ocorrem nas latitudes médias (30°-50° S).

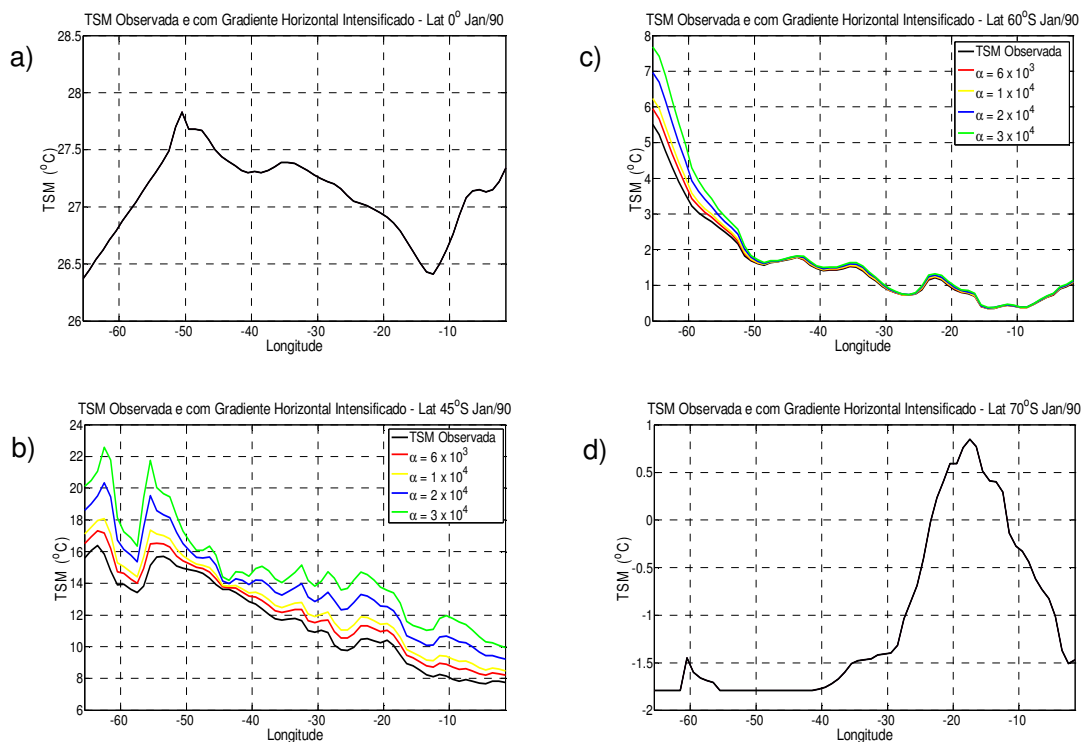


Figura 6.5 Cortes zonais em 0° (a), 45° (b), 60° (c) e 70° S (d) no campo da TSM observada e com o gradiente horizontal intensificado através de quatro diferentes valores de α (6×10^3 ; 1×10^4 ; 2×10^4 e 3×10^4). Eixo horizontal corresponde à longitude e vertical à TSM.

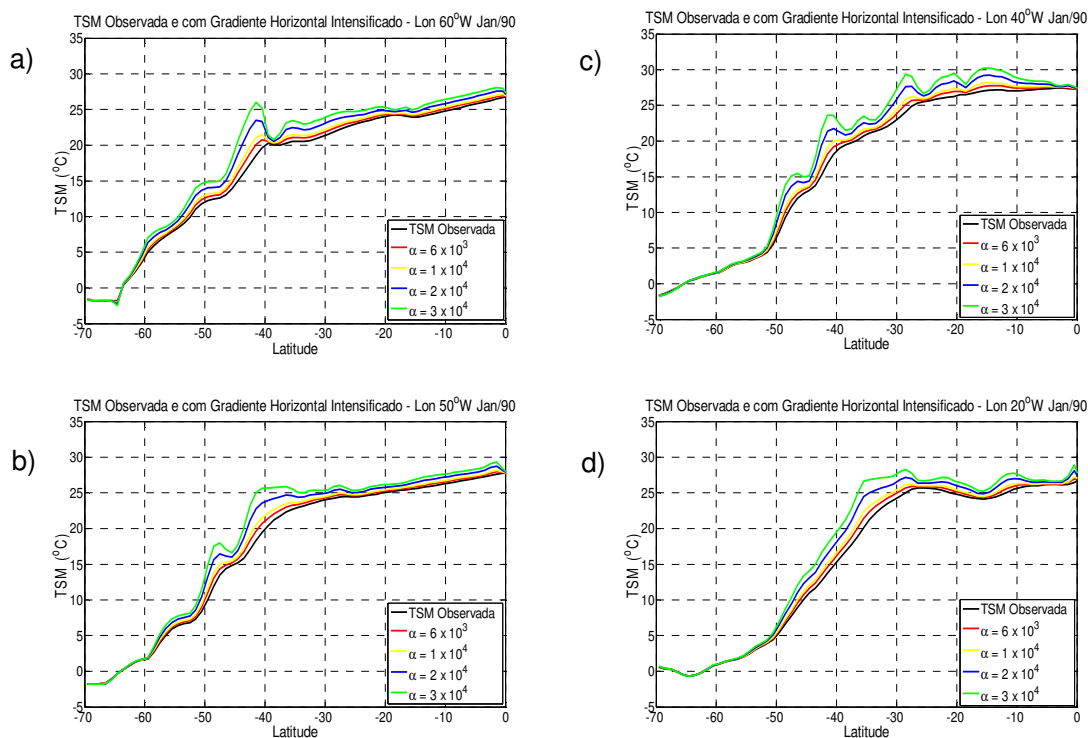


Figura 6.6 Cortes meridionais em 60° (a), 50° (b), 40° (c) e 20° W (d) no campo da TSM observada e com o gradiente horizontal intensificado através de quatro diferentes valores de α (6×10^3 ; 1×10^4 ; 2×10^4 e 3×10^4). Eixo horizontal corresponde à latitude e vertical à TSM.

As **Figuras 6.5** e **6.6** apresentaram cortes zonais e meridionais, respectivamente, da TSM observada e com gradiente horizontal intensificado através de diferentes valores de α (6×10^3 ; 1×10^4 ; 2×10^4 e 3×10^4). Para verificar a diferença no padrão espacial da TSM intensificada em relação à observada a **Figura 6.7** apresenta a TSM para janeiro de 1990, mostrando que a intensificação dos gradientes horizontais de TSM deve-se ao aquecimento da TSM nas regiões de gradientes. Além disso, a figura mostra que quanto maior o valor de α maior é a diferença entre a TSM observada e intensificada na região de gradientes de TSM.

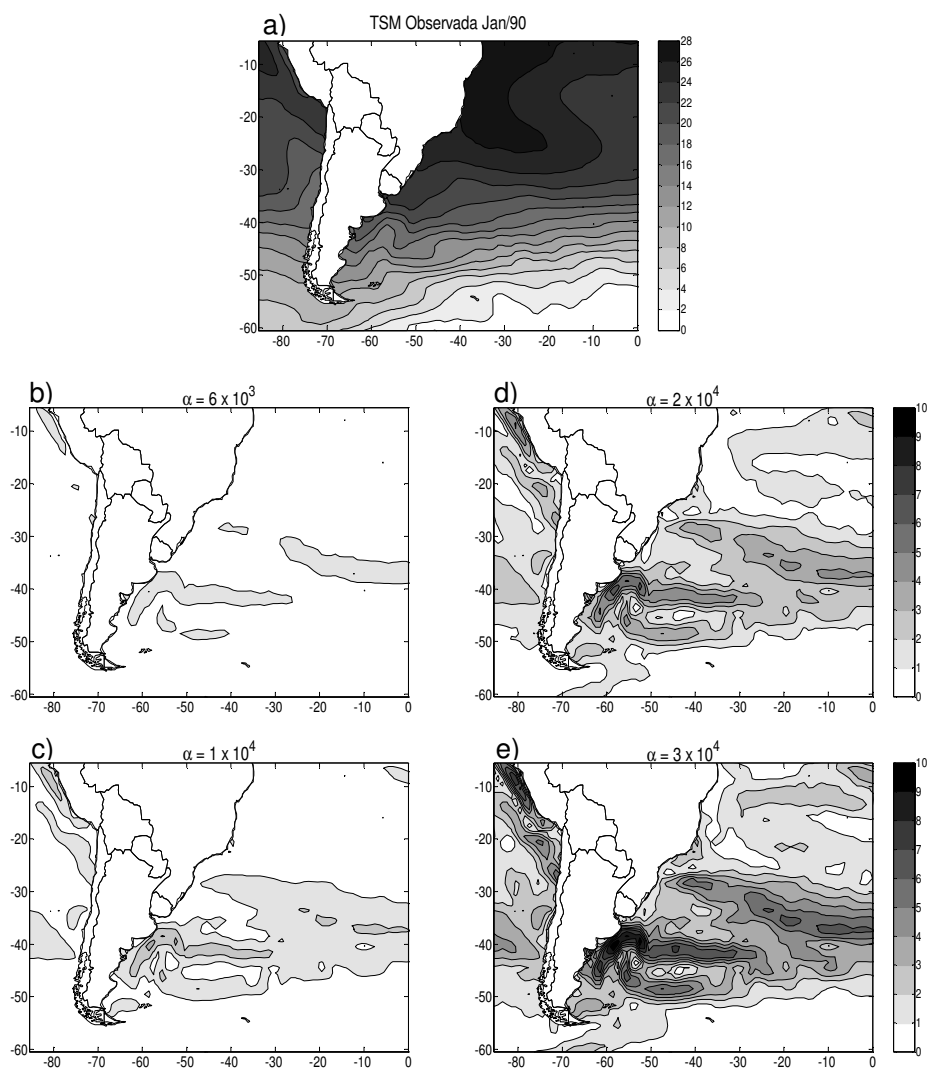


Figura 6.7 a) Média mensal da TSM observada em janeiro de 1990 e campos da diferença entre a TSM com gradiente horizontal intensificado em janeiro de 1990 e a TSM observada. Os valores de α utilizados para a intensificação foram (b) 6×10^3 , (c) 1×10^4 , (d) 2×10^4 e (e) 3×10^4 .

Para o experimento numérico considerou-se uma intensificação de 30% ($\alpha = 3 \times 10^4$) na magnitude dos gradientes horizontais de TSM. A **Figura 6.8** ilustra a magnitude dos gradientes horizontais sem e com intensificação de 30% em janeiro de 1990.

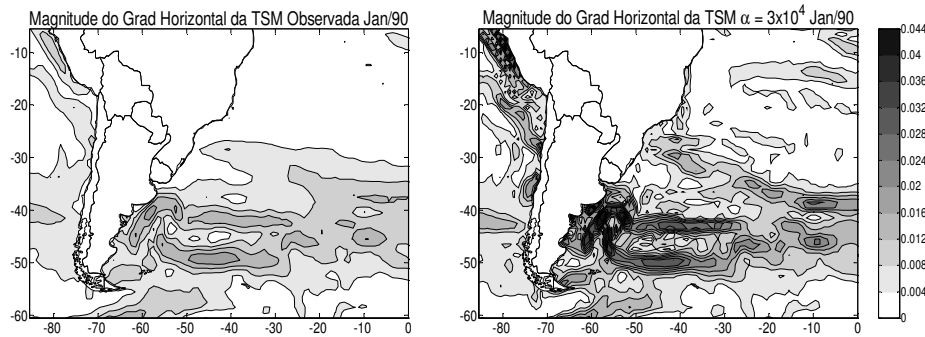


Figura 6.8 a) Magnitude dos gradientes horizontais ($^{\circ}\text{C km}^{-1}$) da média mensal da TSM observada em janeiro de 1990 e b) da TSM com gradientes horizontais intensificados em 30%.

A **Tabela 6.2** resume as características de cada experimento numérico de sensibilidade. Para cada experimento realizou-se a identificação e o *tracking* dos ciclones e construiu-se mapas de densidade anual de ciclogêneses. A fim de identificar diferenças nos padrões atmosféricos associados às ciclogêneses, devido às condições impostas nos experimentos numéricos de sensibilidade, composições de algumas variáveis atmosféricas foram elaboradas de acordo com a metodologia apresentada no **Capítulo 5**.

Tabela 6.2 Características gerais dos experimentos de sensibilidade.

Experimentos	Parâmetros				
	Condição Inicial e de Fronteira	TSM	Topografia	Fluxos de Calor na Interface Oceano-Atmosfera	
				Ligado/Desligado	Esquema de Parametrização
ExpCTRL	NCEP	Mensal	sim	ligado	Zeng (1998)
ExpTopo	NCEP	Mensal	não	ligado	Zeng (1998)
ExpCTRL_CPTEC	MCG CPTEC/COLA	Mensal	sim	ligado	Zeng (1998)
ExpTopo_CPTEC	MCG CPTEC/COLA sem topografia	Mensal	não	ligado	Zeng (1998)
ExpBATS	NCEP	Mensal	sim	ligado	BATS (Dickinson et al., 1993)
ExpFluxos	NCEP	Mensal	sim	desligado	-
ExpTSMs	NCEP	Semanal	sim	ligado	Zeng (1998)
ExpTSMq	NCEP	Mensal Quente	sim	ligado	Zeng (1998)
ExpTSMf	NCEP	Mensal Fria	sim	ligado	Zeng (1998)
ExpTSMgrad	NCEP	Mensal Gradientes Intensificados	sim	ligado	Zeng (1998)

6.2 Resultados

6.2.1 Simulação Controle

A frequência anual de ciclogêneses em cada experimento numérico é apresentada na **Figura 6.9**. Em relação ao ExpCTRL (290 sistemas – **Figura 6.9a**), a maior subestimativa de sistemas ocorreu no ExpTSMf (161) seguido do ExpTSMq (184) e ExpFluxos (188) e a maior superestimativa, além de única e pequena (~5%), ocorreu no ExpTSMgrad (305). Em valor absoluto, o ExpBATS (289) foi o que mais se aproximou do ExpCTRL. Os experimentos dirigidos pela simulação do CPTEC/COLA (**Figura 6.9b**) mostraram maior frequência de ciclogêneses (+7,5%) no ExpTopo_CPTEC, o que difere dos experimentos dirigidos pela reanálise do NCEP, em que a supressão da topografia no ExpTopo diminuiu o número de sistemas (-14%) em relação ao ExpCTRL.

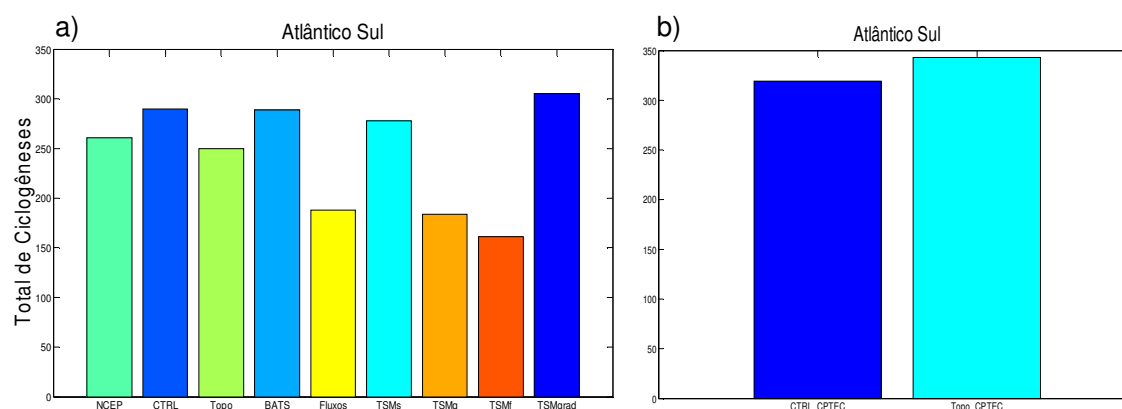


Figura 6.9 Número total de ciclogêneses identificadas em cada experimento numérico de sensibilidade no ano de 1990: a) com condições iniciais e de fronteiras da reanálise do NCEP e b) com condições iniciais e de fronteiras da simulação do CPTEC/COLA.

A comparação da densidade ciclogênica no ano de 1990 obtida da reanálise do NCEP e do ExpCTRL (**Figura 6.10**) mostra uma subestimativa do modelo na costa do Uruguai e do norte da Argentina e nas proximidades de 35°S e 45°W. Já ao sul desta última região, em ~45°S e 45°W, há uma superestimativa, bem como na parte central do Atlântico Sul.

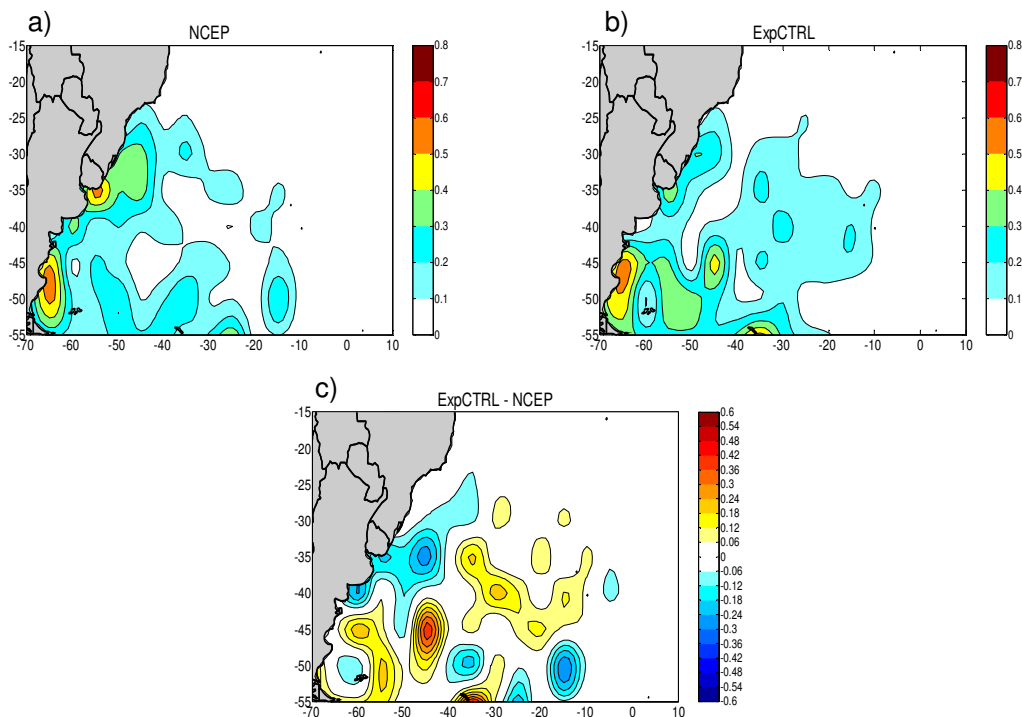


Figura 6.10 Densidade ciclogênica (10^{-4} km^{-2}) no ano de 1990: a) no NCEP e b) no ExpCTRL. c) Diferença entre NCEP e ExpCTRL.

A maior densidade ciclogênica simulada na parte central do oceano corresponde, em geral, à região de maior transferência de FCT para a atmosfera do que no NCEP (figura não apresentada). Portanto, sugere-se que estes fluxos contribuam para maior número de ciclogêneses no RegCM3. Esta hipótese será discutida na avaliação do ExpFluxos. Já o menor número de sistemas na costa do Uruguai pode estar relacionado a três fatores: 1) a simulação de cavados mais rasos na média troposfera do que os do NCEP para as ciclogêneses da RG2 (**Figuras 5.21 e 5.31**), que em conseqüência, geram anomalias de advecção de vorticidade ciclônica mais fracas, 2) simulação de gradientes horizontais de temperatura do ar em superfície mais fracos (figura não apresentada) e 3) ao menor suprimento de umidade na RG2, pois o RegCM3 subestima a convergência do fluxo de umidade em 850 hPa no Uruguai e superestima no sul do Brasil (**Capítulo 5**).

6.2.2 Topografia

A simulação com um continente totalmente plano e ao nível médio do mar (ExpTopo) reduz a densidade ciclogênica nas três regiões de maior frequência destes sistemas próximas à costa leste da América do Sul (**Figura 6.11**).

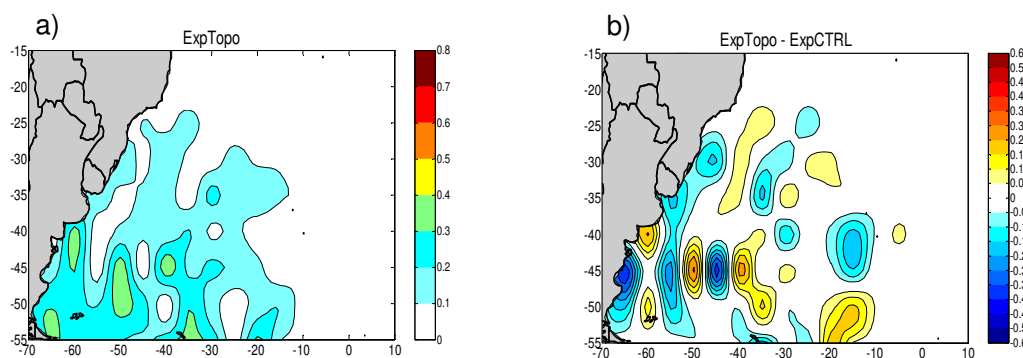


Figura 6.11 a) Densidade ciclogênica (10^{-4} km^{-2}) obtida para o ano de 1990 com o ExpTopo e b) diferença em relação ao ExpCTRL.

A remoção da topografia implica em mudanças na circulação atmosférica. A **Figura 6.13** mostra que o JBN a leste dos Andes no ExpTopo é muito mais fraco em relação ao ExpCTRL (**Figura 6.12**), pois não há o bloqueio do escoamento de leste nas latitudes tropicais pela topografia, responsável pela deflexão deste escoamento para sul/sudeste (Gandu e Geisler, 1991). Com isso, o transporte de calor e umidade dos trópicos em direção às RG1 e RG2 é subestimado e, conseqüentemente, a convergência dos fluxos de umidade nestas regiões (**Figuras 6.12 e 6.13**). De acordo com o **Capítulo 5**, o suprimento de umidade é um fator essencial para as ciclogêneses na RG1, o que pode explicar a subestimativa destes sistemas no ExpTopo. Já na RG2, têm importância secundária nas composições obtidas com a reanálise, mas de maior relevância na simulação.

Outra diferença do ExpTopo (**Figura 6.13**) reside na velocidade de propagação e amplitude do cavado em 850 hPa nas composições das ciclogêneses das RG1 e RG2, que é menor do que no ExpCTRL (**Figura 6.12**). Esta característica é obtida nas **Figuras 6.12 e 6.13** através dos vetores da direção do vento. A ausência dos Andes inibe a formação da onda estacionária na média troposfera que, geralmente, apresenta um cavado sobre o sudeste da América do Sul e oeste do Atlântico Sul (Satyamurty et al., 1980). Assim, os distúrbios transientes em níveis médios do Pacífico em direção ao Atlântico não têm suporte deste sistema para se intensificarem, o que justifica o cavado mais raso e com deslocamento mais lento no escoamento em 850 hPa no ExpTopo (**Figura 6.13**), que por sua vez, gera anomalias ciclônicas mais fracas em superfície (figura não apresentada).

Divergência do Fluxo de Umidade em 850 hPa - ExpCTRL

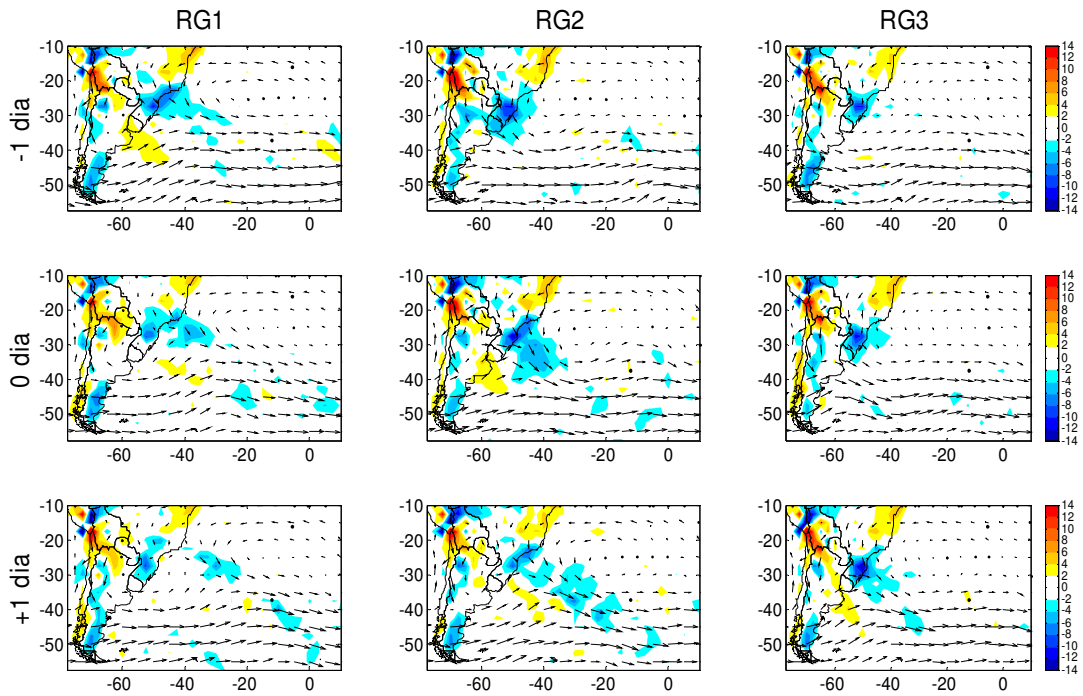


Figura 6.12 Composições, no ano de 1990, do vetor velocidade do vento (setas) e da divergência horizontal dos fluxos de umidade em 850 hPa ($10^{-5} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$) para os eventos ciclogênicos nas regiões RG1 (coluna esquerda), RG2 (coluna central) e RG3 (coluna direita) entre o dia anterior (-1) e posterior (+1) à ciclogênese (0) no ExpCTRL.

Divergência do Fluxo de Umidade em 850 hPa - ExpTopo

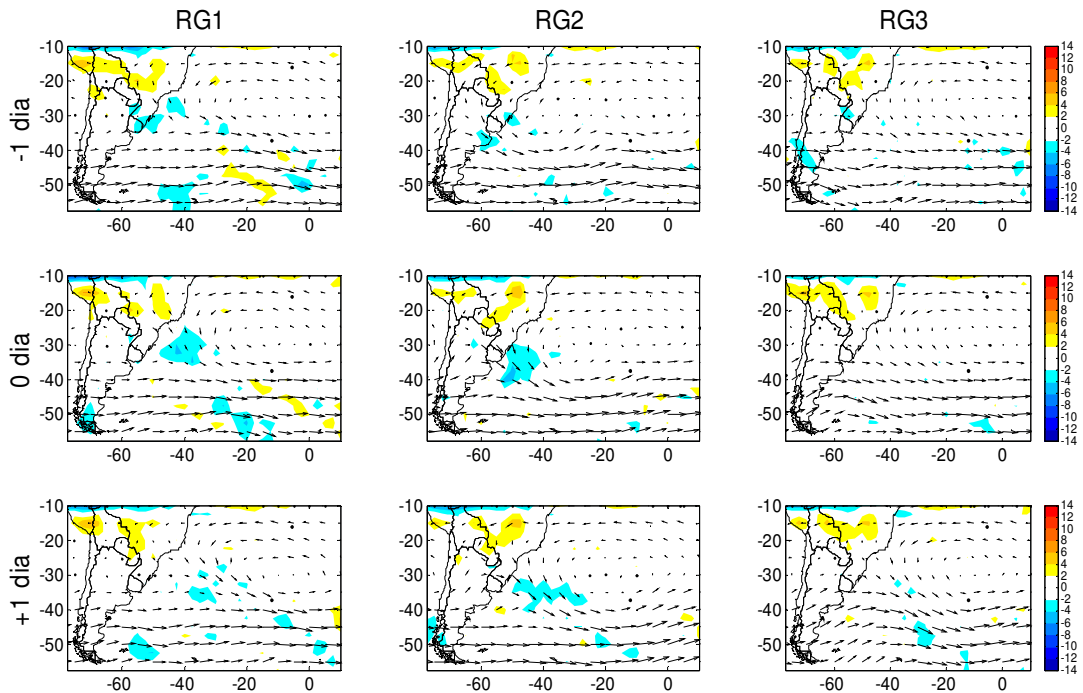


Figura 6.13 Similar à Figura 6.12, mas para o ExpTopo.

Na RG3, a topografia contribuiu para a geração ou intensificação da vorticidade ciclônica em superfície a leste dos Andes através do efeito a sotavento (teoria da conservação da VPI – **Seção 2.1.1**), portanto ao remover a topografia tem-se grande subestimativa de ciclogêneses nesta região (**Figura 6.11**).

Trabalhos prévios que avaliaram o impacto da remoção da topografia sul-americana nas ciclogêneses obtiveram sistemas mais fracos (Seluchi e Saulo, 1998; Jusevicius, 1999) e, quando considerada uma climatologia, redução sensível da frequência de ciclogêneses na costa leste da América do Sul (Inatsu e Hoskins, 2004). No presente estudo, o ExpTopo reduziu em 5% o número total de ciclogêneses registradas no ExpCTRL no ano de 1990 e apresentou sistemas com vorticidade relativa inicial 10% mais fraca.

Como a reanálise do NCEP guarda em suas variáveis o efeito da topografia poderia mascarar os resultados do ExpTopo. Portanto, realizaram-se dois experimentos numéricos dirigidos por simulações com o MCG CPTEC/COLA: um controle (ExpCTRL_CPTEC) e outro com a remoção da topografia (ExpTopo_CPTEC).

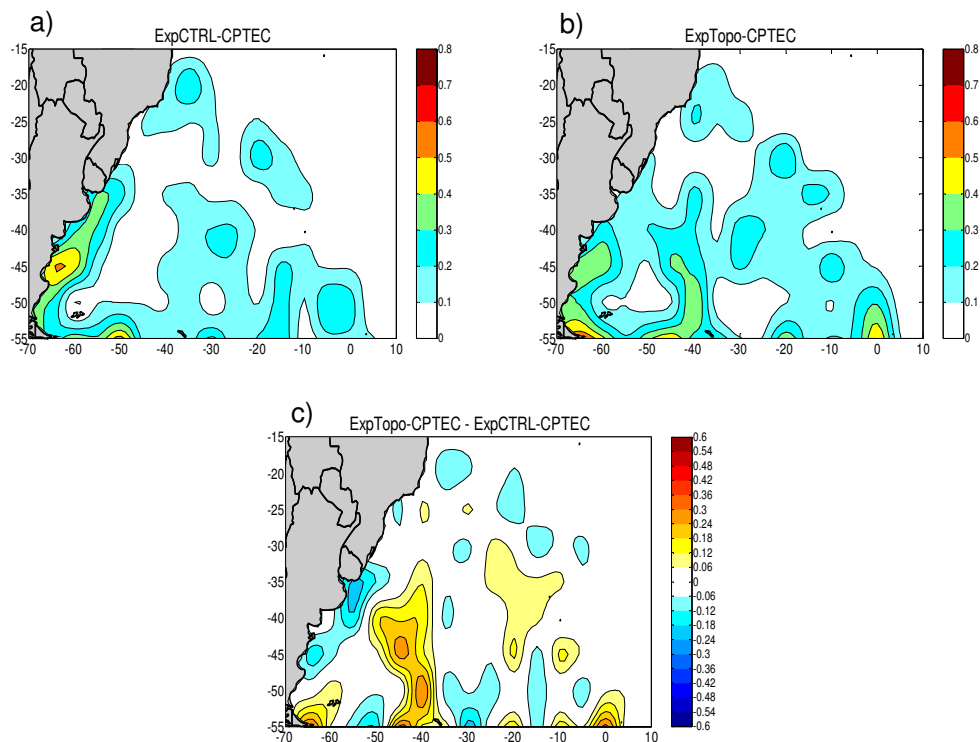


Figura 6.14 Densidade ciclogênica (10^{-4} km^{-2}) no ano de 1990: a) no ExpCTRL_CPTEC e b) no ExpTopo_CPTEC. c) Diferença entre ExpCTRL_CPTEC e ExpTopo_CPTEC

O ExpCTRL_CPTEC (**Figura 6.14a**) difere do ExpCTRL (**Figura 6.10b**), pois desloca o máximo de atividade ciclogênica na RG1 para norte e apresenta uma faixa alongada de maior densidade ciclogênica do extremo sul da Argentina até o extremo sul do Brasil, exceto na RG3 onde subestima a densidade. Além disso, não simula maior densidade ciclogênica na RG2 em relação à da faixa alongada latitudinalmente. O ExpCTRL_CPTEC (**Figura 6.14a**) também subestima a atividade ciclogênica na longitude de 50°W e mostra ciclogêneses até a longitude de 0° no sul do domínio, diferenciando-se do ExpCTRL (**Figura 6.10b**) e também do NCEP (**Figura 6.10a**). Estas características são similares às obtidas por Pesquero (2004) no estudo da identificação de sistemas de pressão em superfície na simulação com o MCG CPTEC/COLA, isto é, subestimativa de sistemas de baixa e alta pressão no sudoeste do Atlântico Sul e maior número de sistemas a leste desta região. Isso permite concluir que a distribuição espacial da densidade ciclogênica obtida no ExpCTRL_CPTEC é influenciada pelas condições iniciais e de fronteiras fornecidas ao RegCM3. Já o ExpTopo_CPTEC (**Figura 6.14b**) comparado ao ExpCTRL_CPTEC (**Figura 6.14a**) reduz a densidade ciclogênica na costa leste da América do Sul que, no entanto, é compensada por superestimativa a leste nas proximidades de 40°W e 35°-55°S, o que implica num aumento (+7,5%) do número de ciclogêneses no ano de 1990 em relação ao ExpCTRL_CPTEC (**Figura 6.9b**).

Em ambos os experimentos do RegCM3 aninhado ao MCG CPTEC/COLA (**Figura 6.14**) é simulado um núcleo de ciclogêneses ao norte da RG1 numa banda NW-SE que não existe no NCEP e nem no ExpCTRL (**Figuras 6.10 a-b**). Esta área ciclogênica não resulta da topografia e uma hipótese é que esteja associada à maior liberação de calor latente decorrente da forte taxa de precipitação nesta área. Avaliação da climatologia do modelo CPTEC/COLA (Marengo et al., 2003) mostra que na referida área as previsões de chuva são inversamente correlacionadas com as observações e, principalmente, no verão e primavera. Esta característica do modelo global pode estar sendo transferida para o modelo regional (RegCM3).

O ExpTopo_CPTEC (**Figura 6.14b**) reduz a frequência de ciclogêneses nas RG2 e RG3 pelos mesmos motivos apresentados no ExpTopo (**Figura 6.11**). Já a maior frequência de sistemas em 40°W e 35°-55°S (**Figura 6.14b**) pode ser decorrente de diferenças como, por exemplo, das menores alturas geopotenciais em 500 hPa em relação ao ExpCTRL_CPTEC (**Figura 6.15**). Esta variável na simulação sem topografia, em média anual, apresenta menores alturas principalmente entre 50°-30°W (**Figura 6.15**), que é justamente o setor de superestimativa da atividade ciclogênica no ExpTopo_CPTEC.

O padrão médio da altura geopotencial em 500 hPa nos ExpCTRL_CPTEC e ExpTopo_CPTEC (**Figura 6.15**) é muito diferente do que nos ExpCTRL e ExpTopo (figura

não apresentada), onde as isolinhas de geopotencial são mais retas e sem a região de diferenças negativas da **Figura 6.15**.

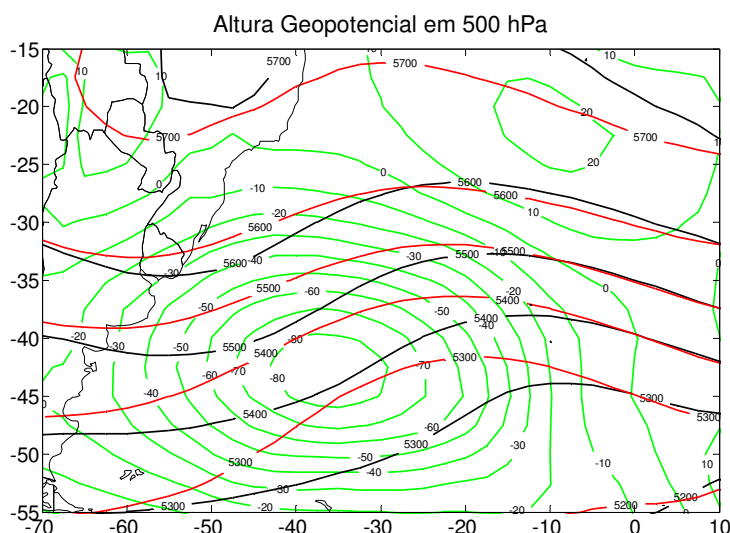


Figura 6.15 Média da altura geopotencial (m) das 12 UTC no ano de 1990 simulada no ExpCTRL_CPTEC (linha preta), no ExpTopo_CPTEC (linha vermelha) e diferença entre o experimento sem e com topografia (linha verde).

6.2.3 Fluxos de Calor Latente e Sensível

Foi mencionado na **seção 6.2.1** que a superestimativa de ciclogêneses na porção central do Atlântico Sul registrada no ExpCTRL em relação ao NCEP (**Figura 6.10**) poderia estar associada à maior transferência de energia do oceano para a atmosfera na simulação. Esta hipótese é confirmada no experimento em que os fluxos de calor latente e sensível foram desligados no modelo, pois no ExpFluxos (**Figura 6.16**) a frequência de ciclogêneses em tal região é ausente. A remoção dos FCT em superfície é desfavorável a ciclogêneses devido o aumento da estabilidade estática da atmosfera e diminuição da disponibilidade de umidade. Com relação à costa leste da América do Sul, o ExpFluxos mostra uma redução de sistemas na costa sul/sudeste do Brasil e no sul da Argentina. Já no Uruguai a densidade ciclogênica não é afetada pela remoção dos fluxos na simulação.

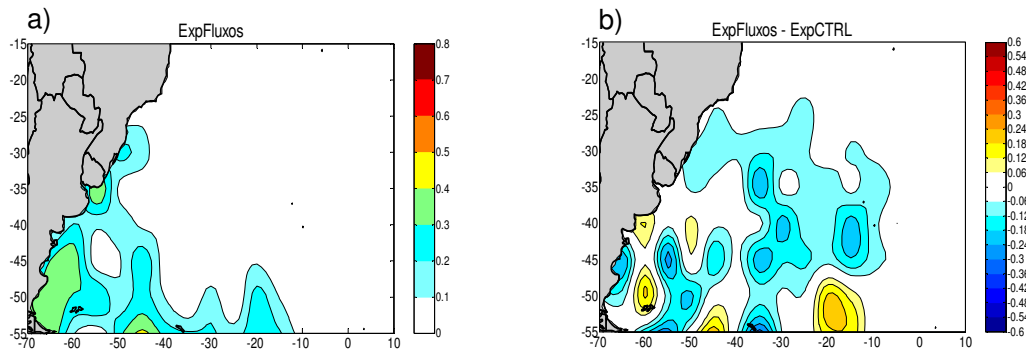


Figura 6.16 a) Densidade ciclogênica (10^{-4} km^{-2}) obtida para o ano de 1990 com o ExpFluxos e b) diferença em relação ao ExpCTRL.

Na RG1, a redução da frequência de ciclogêneses na ausência dos FCT era esperada, pois nesta predominam FCT positivos o ano inteiro (**Figura 3.10 e 5.10**), uma vez que é banhada pelas águas quentes da corrente do Brasil. Na RG3, também predominam FCT positivos (**Figura 3.10 e 5.50**), porém muito mais fracos do que na RG1 (**Figura 3.10**), mas de acordo com a **Figura 6.16** alteram a densidade de ciclogêneses, fato que deve estar associado ao aumento da estabilidade da atmosfera. Já na RG2, como as ciclogêneses estão mais associadas a processos dinâmicos (**Capítulo 5**), a supressão dos FCL não altera a densidade ciclogênica (**Figura 6.16**).

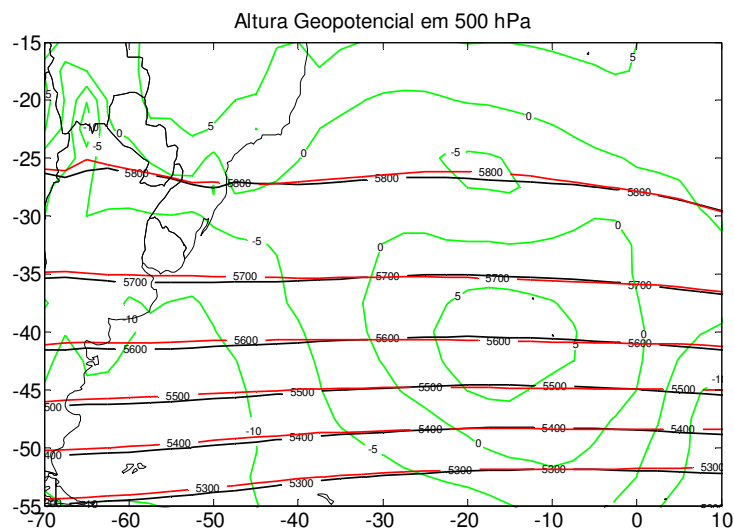


Figura 6.17 Média da altura geopotencial (m) das 12 UTC no ano de 1990 simulada no ExpCTRL (linha preta), no ExpFluxos (linha vermelha) e diferença entre o experimento sem e com fluxos de calor latente e sensível (linha verde).

A remoção dos FCT praticamente não altera a circulação atmosférica média em níveis médios e superiores, um exemplo é dado na **Figura 6.17**, que mostra que a média da altura geopotencial em 500 hPa no ExpFluxos, no ano de 1990, é muito similar à do ExpCTRL. Entretanto, diferenças são observadas na circulação atmosférica média em 850 hPa (figura não apresentada) e quando avaliada as composições das três regiões ciclogênicas (**Figura 6.18**). Estas composições mostram que o ASAS é mais intenso no ExpFluxos (**Figura 6.18**) e que há menos convergência de umidade atmosférica ao norte de 40°S (**Figura 6.19**), isto é, a atmosfera é mais seca e, conseqüentemente, mais estável o que concorda com Piva (2001).

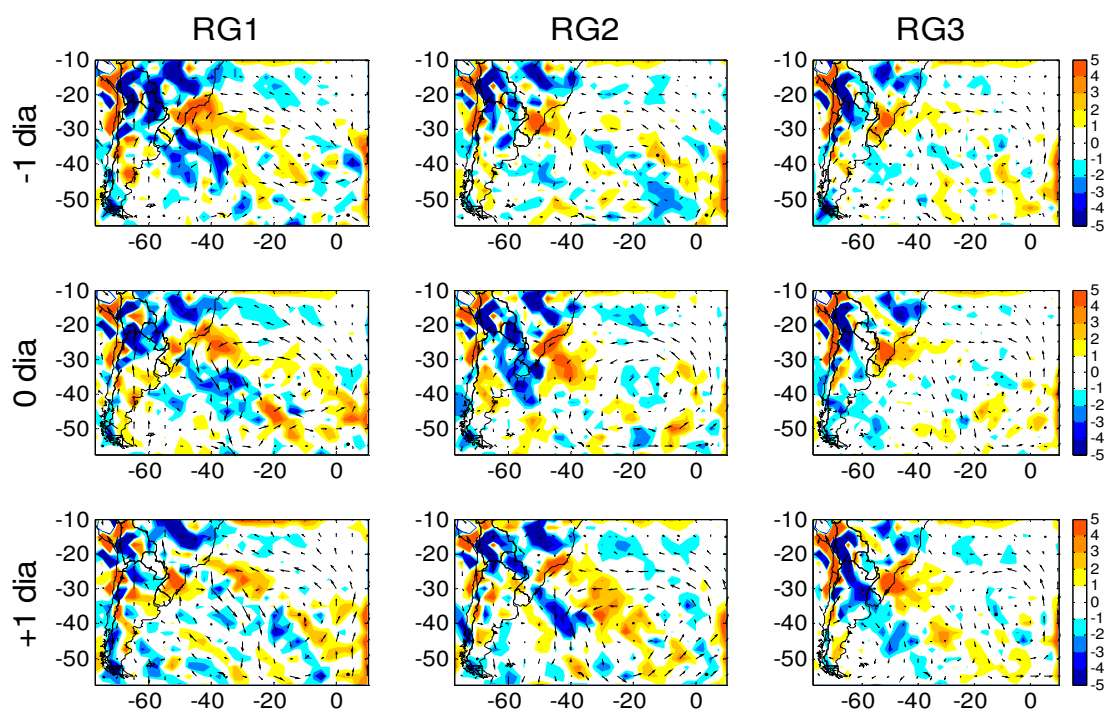


Figura 6.18 Diferença das composições do ExpFluxos e ExpCTRL, no ano de 1990, do vetor velocidade do vento (setas) e da divergência horizontal dos fluxos de umidade em 850 hPa ($10^{-5} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$) para os eventos ciclogênicos nas regiões RG1 (coluna esquerda), RG2 (coluna central) e RG3 (coluna direita) entre o dia anterior (-1) e posterior (+1) à ciclogênese (0).

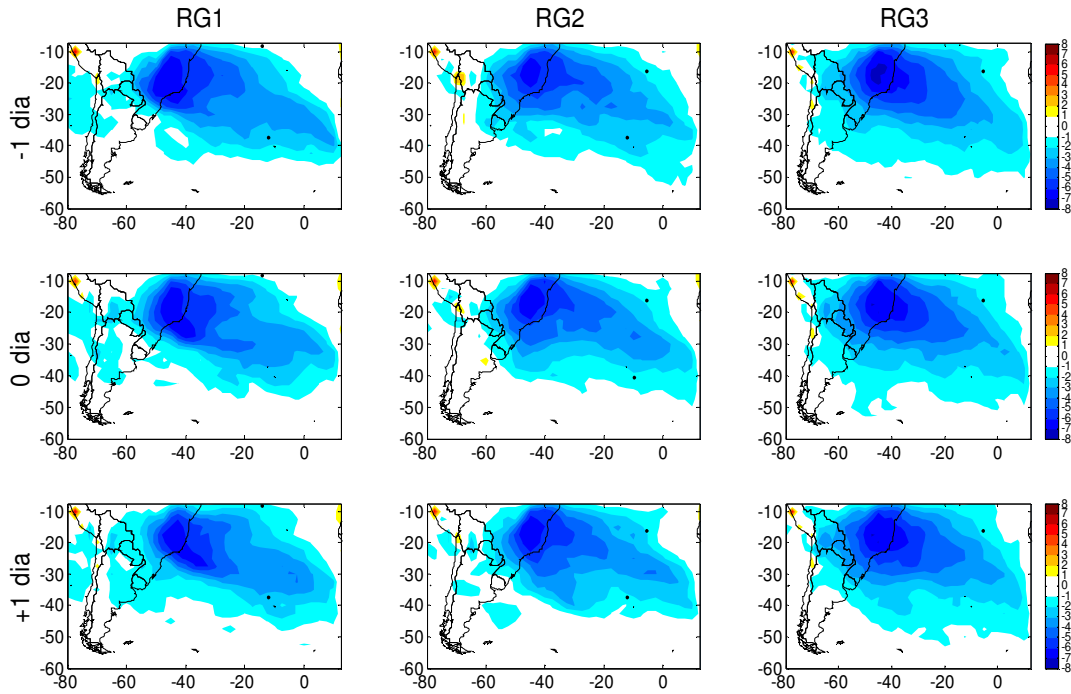


Figura 6.19 Diferença das composições do ExpFluxos e ExpCTRL, no ano de 1990, da umidade específica em 850 hPa (g kg^{-1}) para os eventos ciclogênicos nas regiões RG1 (coluna esquerda), RG2 (coluna central) e RG3 (coluna direita) entre o dia anterior (-1) e posterior (+1) à ciclogênese (0).

A **Figura 6.20a** mostra que a vorticidade na primeira posição dos ciclones na costa leste da América do Sul é ligeiramente menor no ExpFluxos em relação ao ExpCTRL, mas quando se considera a média ao longo do tempo de vida dos sistemas a diferença torna-se maior (**Figura 6.20b e 6.21**), o que concorda com Piva (2001) e Oda (2005). Isto indica que sistemas fracos no ExpCTRL, podem ainda ter menor intensidade na ausência de FCT no ExpFluxos. Diferenças entre estes dois experimentos também são observadas no tempo de vida médio e distância percorrida pelos ciclones, principalmente quando a comparação é realizada para a RG1 (**Figuras 6.20 c-d**). Nesta, o tempo de vida médio dos sistemas no ExpFluxos é 40% menor do que no ExpCTRL e a distância percorrida é 70% menor. Estes resultados são diferentes dos obtidos em experimentos numéricos de casos de ciclones na costa leste da América do Sul (Piva, 2001 e Oda, 2005) que indicaram que a supressão dos FCT altera pouco a trajetória e velocidade de deslocamento dos sistemas. Entretanto, ambos os autores simularam numericamente apenas ciclogêneses com rápido desenvolvimento e intensificação. Como na RG1 predomina ciclones inicialmente fracos, os fluxos de calor e umidade são mais importantes para o desenvolvimento destes sistemas do que nos mais intensos iniciados na RG2 e dinamicamente dirigidos, como também na RG3.

Do ponto de vista climático as **Figuras 6.20 e 6.21**, mostram que os FCT não têm grande importância na fase inicial de formação dos sistemas, mas sim ao longo do seu ciclo de vida. Isto reforça os resultados apresentados no **Capítulo 5** que mostraram importância de mecanismos dinâmicos, tais como, distúrbios transientes na média tropofera e baroclinia em superfície, para o desenvolvimento inicial dos ciclones.

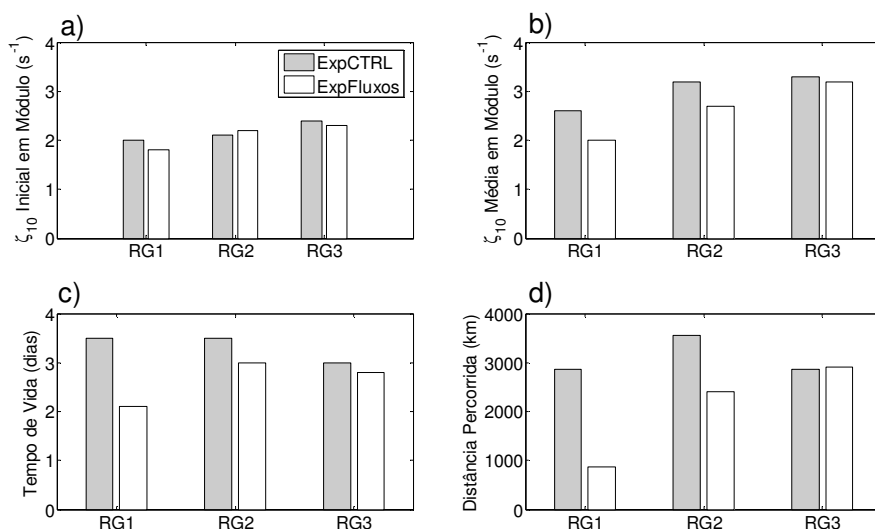


Figura 6.20 Comparação entre o ExpCTRL e ExpFluxos considerando as RG1, RG2 e RG3: a) ζ_{10} (10^{-5}s^{-1}) na primeira posição dos ciclones, b) ζ_{10} (10^{-5}s^{-1}) média ao longo do tempo de vida dos ciclones, c) tempo de vida (dias) e d) distância percorridas pelos ciclones (km).

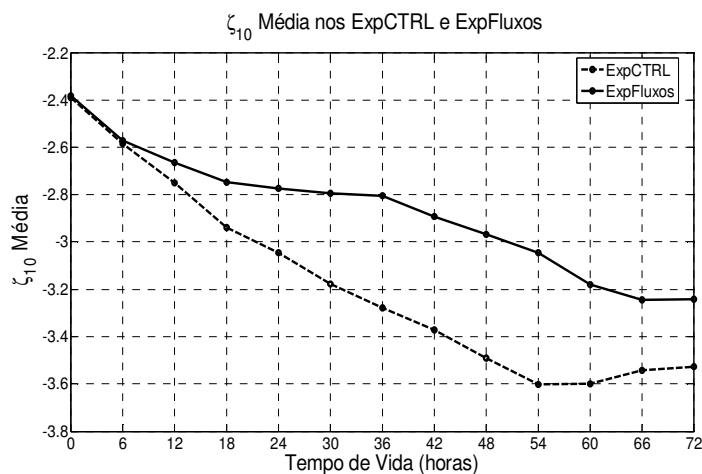


Figura 6.21 Comparação da vorticidade relativa média (10^{-5}s^{-1}) ao longo do tempo de vida dos ciclones na costa leste da América do Sul no ano de 1990 no ExpCTRL (linha pontilhada) e ExpFluxos (linha contínua).

Outro experimento numérico de sensibilidade envolvendo fluxos turbulentos em superfície foi realizado a fim de verificar a influência da parametrização do BATS nas ciclogêneses, uma vez que é um esquema mais simples do que o de Zeng, isto é, envolve menos processos físicos.

O ExpBATS superestima a densidade ciclogênica na RG1 (**Figura 6.22**), mostra densidade similar ao ExpCTRL na RG2 e forte subestimativa na RG3. Na RG1, a superestimativa pode estar relacionada à maior transferência de energia do oceano para a atmosfera (**Figura 6.23**) e a configuração do geopotencial em 500 hPa (**Figura 6.24**), mais favorável a estes sistemas do que no ExpCTRL. Na RG2, o ExpBATS simula FCT muito próximos do ExpCTRL (**Figura 6.23**), além disso, nesta região as ciclogêneses parecem sofrer fraca influência da transferência de energia ar-mar como mostrou o ExpFluxos, pois estão mais relacionadas a mecanismos dinâmicos e estes praticamente não são alterados no ExpBATS, como por exemplo, a altura geopotencial em níveis médios (**Figura 6.24**). Já na RG3, a densidade ciclogênica que aparecia confinada na costa da Argentina no ExpCTRL, no ExpBATS aparece mais espalhada o que conduz à subestimativa na RG3 e superestimativa a leste. Esse padrão de densidade ciclogênica reflete o das diferenças negativas de geopotencial em 500 hPa mais distribuídas na direção leste-oeste.

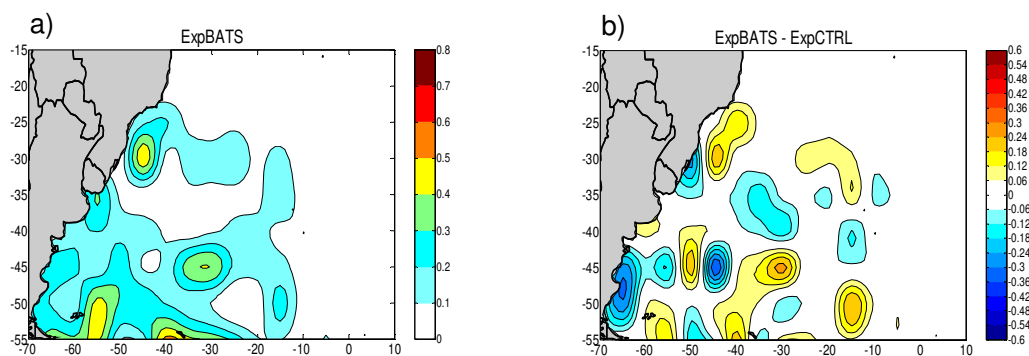


Figura 6.22 a) Densidade ciclogênica (10^{-4} km^{-2}) obtida no ano de 1990 com o ExpBATS e b) diferença em relação ao ExpCTRL.

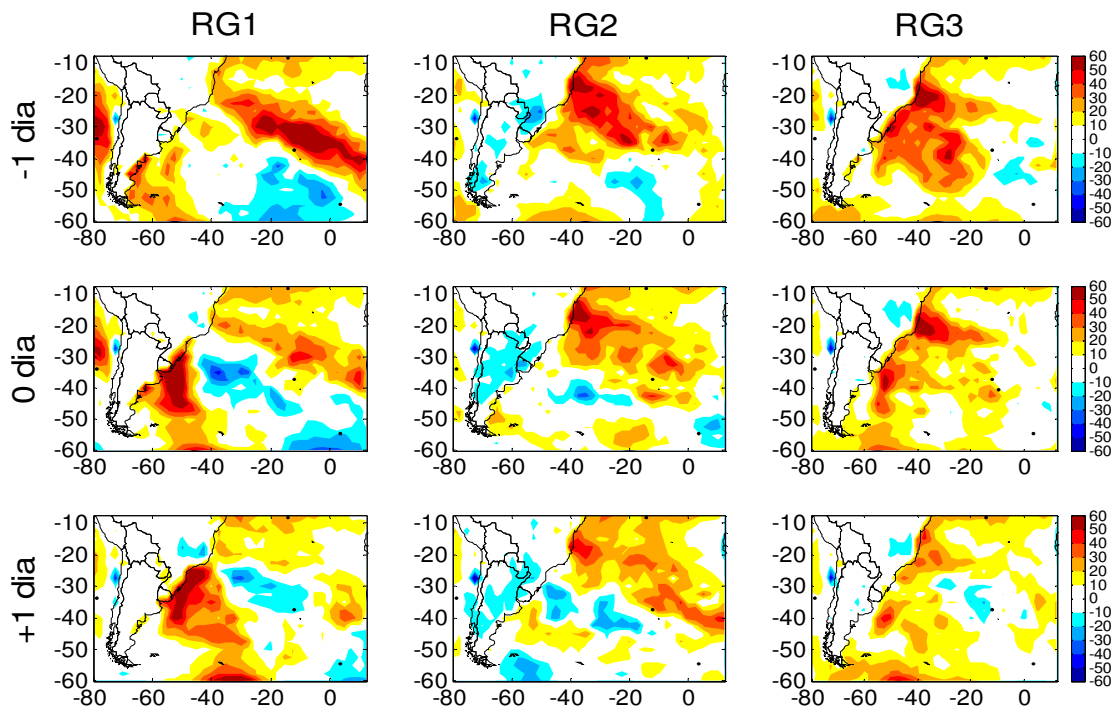


Figura 6.23 Diferença das composições do ExpBATS e ExpCTRL, no ano de 1990, dos fluxos de calor total (W m^{-2}) para os eventos ciclogênicos nas regiões RG1 (coluna esquerda), RG2 (coluna central) e RG3 (coluna direita) entre o dia anterior (-1) e posterior (+1) à ciclogênese (0).

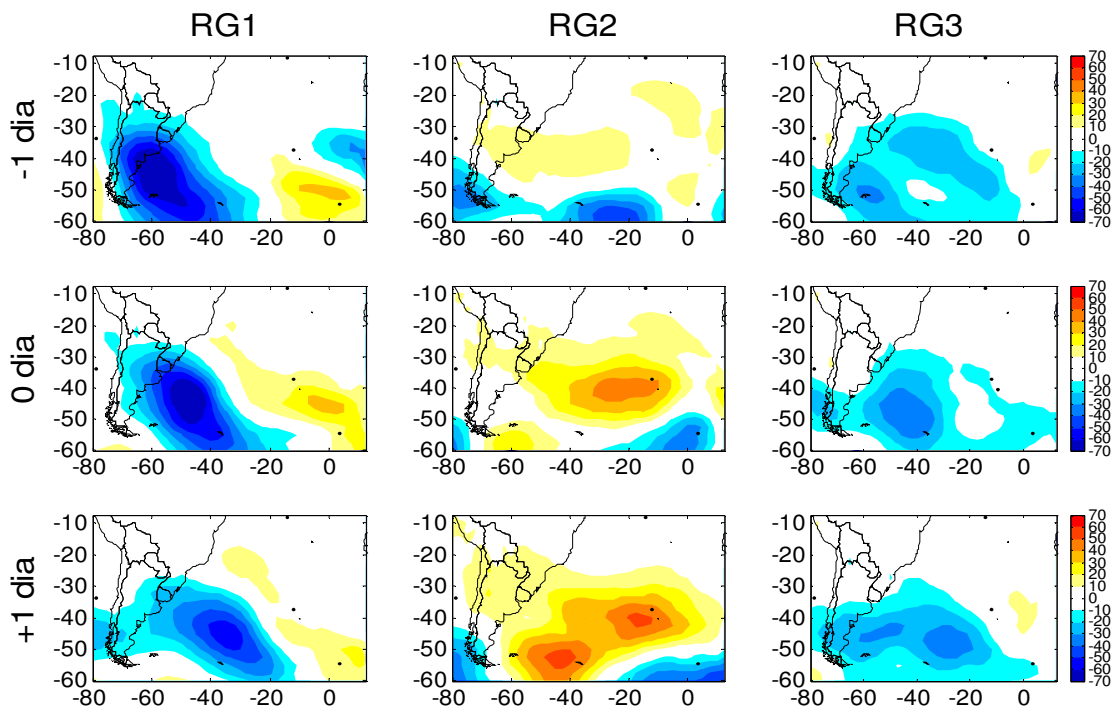


Figura 6.24 Diferença das composições do ExpBATS e ExpCTRL, no ano de 1990, da altura geopotencial em 500 hPa (m) para os eventos ciclogênicos nas regiões RG1 (coluna esquerda), RG2 (coluna central) e RG3 (coluna direita) entre o dia anterior (-1) e posterior (+1) à ciclogênese (0).

6.2.4 TSM

Embora os resultados dos experimentos de sensibilidade à TSM sejam apresentados nesta seção, o impacto da TSM nas ciclogêneses pode ocorrer através dos fluxos turbulentos de calor latente e sensível (Neiman e Shapiro, 1993). Entretanto, a distribuição horizontal da TSM também pode contribuir para as ciclogêneses, pois regiões de fortes gradientes horizontais transferem baroclinia para a atmosfera (Sanders e Gyakum, 1980; Carlson, 1991).

O primeiro experimento numérico realizado alterando o campo da TSM foi o que substituiu a TSM mensal pela semanal (ExpTSMs). Este experimento (**Figura 6.25a**) difere do ExpCTRL (**Figura 6.10b**) por apresentar maior densidade ciclogênica no norte da costa sudeste do Brasil e em alguns setores na parte central do Atlântico Sul, bem como no sul do domínio nas proximidades de 20°W. A densidade ciclogênica é ligeiramente subestimada na costa da Argentina, mas torna-se mais acentuada numa banda com orientação NE-SW entre 35°-55°W. Em geral, na costa leste da América do Sul, a densidade ciclogênica no ExpTSMs é similar à do ExpCTRL.

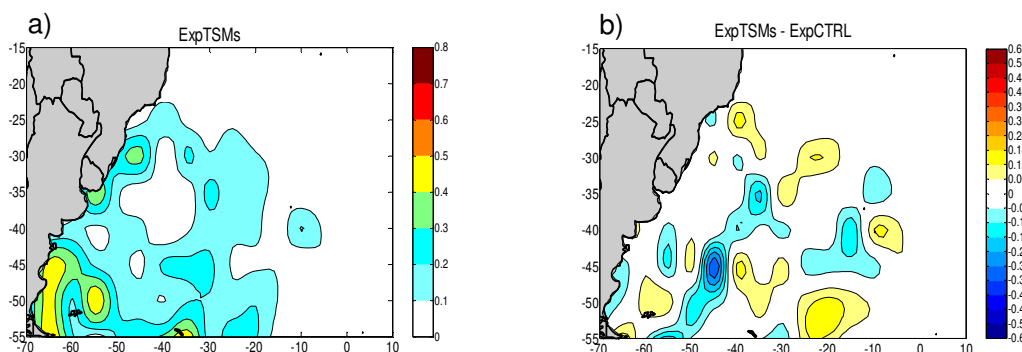


Figura 6.25 a) Densidade ciclogênica (10^{-4} km^{-2}) obtida no ano de 1990 com o ExpTSMs e b) diferença em relação ao ExpCTRL.

O ExpTSMs (**Figura 6.25**) não apresentou maiores similaridades com o NCEP (**Figura 6.10a**) do que o ExpCTRL (**Figura 6.10b**), executado com a TSM mensal. Ao contrário, diferenças mais acentuadas foram obtidas principalmente no sul do domínio, a leste da costa da Argentina, e no centro do Atlântico Sul.

Como a TSM semanal possui pequenas perturbações em relação à TSM mensal (figuras não apresentadas), pode influenciar a solução do modelo. Isso está de acordo com Giorgi e Bi (2000) que verificaram que pequenas perturbações nas condições iniciais e de

fronteiras influenciam a solução dos modelos regionais dia a dia e, em especial, a precipitação. A TSM semanal inclui tanto a influência de sistemas sinóticos oceânicos, quanto atmosféricos. Com relação ao oceano, um exemplo de sistema que pode modificar a TSM são os vórtices ciclônicos desprendidos da corrente do Brasil (Campos et al., 1995). Segundo Soares (2003), estes vórtices podem se formar quando a corrente do Brasil encontra regiões de topografia oceânica, como a do cone do Rio Grande (**Figura 6.26**). Já a atmosfera pode influenciar a TSM, por exemplo, através da atividade ciclogênética. Na ocorrência destes sistemas, há empilhamento de água na região oceânica sob estes devido à convergência dos ventos, enquanto nas regiões adjacentes ocorre ressurgência que torna a TSM mais fria do que no setor abaixo dos ciclones. Portanto, a média mensal da TSM suaviza estes efeitos. Entretanto, não compromete a distribuição de ciclogêneses no ExpCTRL (**Figura 6.10b**) se comparada à do ExpTSMs (**Figura 6.25a**).

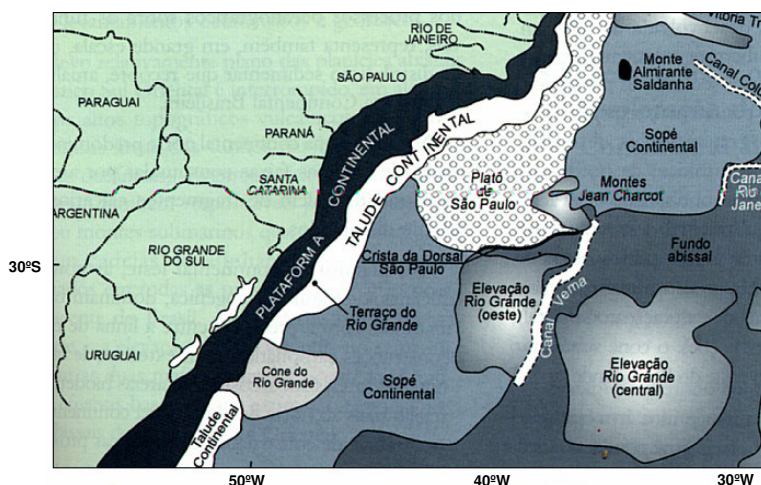


Figura 6.26 Topografia e geomorfologia da margem continental da região sul do Brasil. Fonte: Teixeira et al., 2001, p. 279.

Em dois experimentos numéricos (ExpTSMq e ExpTSMf) foi considerada uma distribuição espacial homogênea de TSM, mas que teve dependência na TSM das correntes do Brasil e das Malvinas, pois o valor da TSM homogênea foi baseado na média mensal da TSM destas correntes (**Figura 6.1a**), que diferiu em $\sim 3^{\circ}\text{C}$ por mês.

No ExpTSMq (**Figura 6.27a**) a densidade ciclogênética é confinada no sul do domínio e na costa leste da América do Sul, do extremo sul do Brasil até o sul da Argentina. Com relação ao ExpCTRL (**Figura 6.27b**), a densidade ciclogênética só não é subestimada no extremo sul do domínio e próximo à costa em 40°S . A RG2 também é pouco afetada neste cenário de TSM homogênea horizontalmente, onde as **Figuras 6.28** e **6.29** mostram

que o cavado em 850 hPa, a convergência do fluxo de umidade em 850 hPa e a ζ_{10} são muito semelhantes no ExpCTRL e no ExpTSMq.

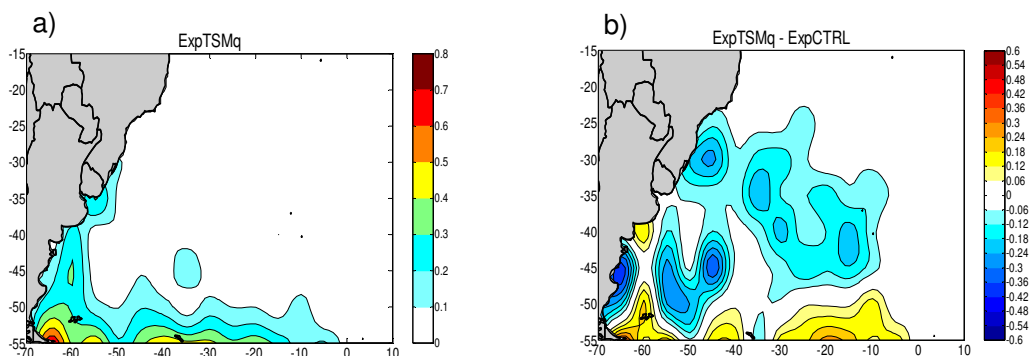


Figura 6.27 a) Densidade ciclogênica (10^{-4} km^{-2}) obtida no ano de 1990 com o ExpTSMq e b) diferença em relação ao ExpCTRL.

Como a TSM homogênea é mais fria do que a observada ao norte de 40°S e mais quente ao sul desta latitude, irá influenciar a temperatura do ar sobre o oceano na baixa troposfera. Porém, com a atuação da dinâmica do modelo, a temperatura do ar torna-se mais fria do que a TSM no sul do domínio e mais quente no norte deste. Assim, a distribuição da TSM e da temperatura do ar modula a dos fluxos de calor total, isto é, fluxos positivos mais intensos ocorrem nas regiões onde a temperatura do ar é mais fria em relação à TSM. A distribuição da temperatura do ar em 1000 hPa e dos fluxos de calor total no ExpCTRL e no ExpTSMq são apresentadas nas **Figuras 6.28** e **6.29**, respectivamente, para ilustrar esta discussão. Com base nestas, pode-se concluir que a máxima atividade ciclogênica no ExpTSMq confinada no sul do domínio (**Figura 6.27**) deve-se aos máximos gradientes de temperatura do ar nesta região (zona baroclínica) e aos máximos de fluxos de calor total positivos.

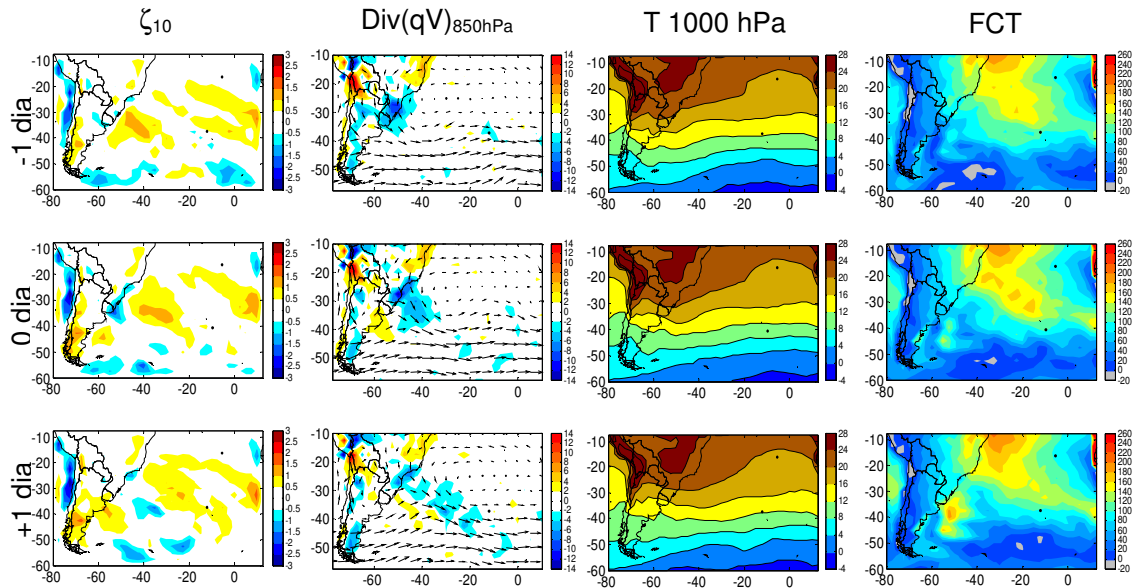


Figura 6.28 Composições, no ano de 1990, para as ciclogêneses na RG2 no ExpCTRL. Da coluna esquerda para a direita: vorticidade relativa a 10 m (10^{-5}s^{-1}), vetor velocidade do fluxo de umidade em 850 hPa ($10^{-5}\text{ g kg}^{-1}\text{ s}^{-1}$), temperatura do ar em 1000 hPa ($^{\circ}\text{C}$) e fluxos de calor total (W m^{-2}).

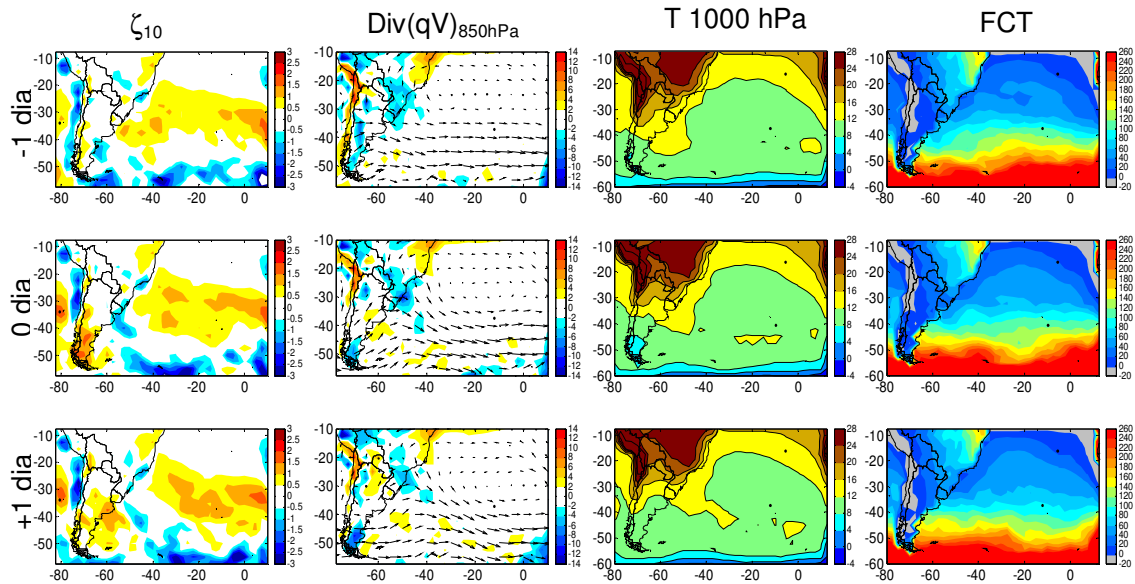


Figura 6.29 Similar à Figura 6.28, mas para as composições das ciclogêneses na RG2 no ExpTSMq.

No ExpTSMf, como a TSM é $\sim 3^{\circ}\text{C}$ mais fria do que a do ExpTSMq, irá induzir um maior esfriamento da atmosfera ao norte de 40°S e um menor aquecimento ao sul, em relação à TSM usada no ExpTSMq. Da mesma forma que no ExpSSTq, a dinâmica do modelo atua. Como no ExpTSMf a TSM no sul do domínio está mais próxima do valor real em relação ao ExpTSMq, ou seja, mais fria, e a temperatura do ar é similar à do ExpTSMq propiciam gradientes verticais de temperatura e umidade menores do que no ExpTSMq (figuras não apresentadas) o que contribui para fluxos de calor total positivos mais fracos. Além disso, o ExpTSMf apresenta a região de gradientes horizontais de temperatura do ar no sul do domínio mais fraca do que a do ExpTSMq. Essas características levam o ExpTSMf (**Figura 6.30**) a subestimar a densidade de ciclogêneses em relação ao ExpTSMq (**Figura 6.27**) e em relação ao ExpCTRL (**Figura 6.10b**). Novamente, a densidade ciclogênica na RG2 não sofre alteração comparada à do ExpCTRL.

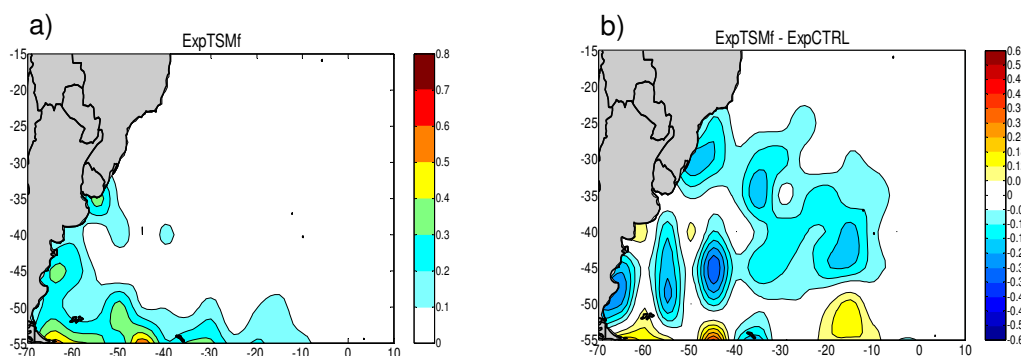


Figura 6.30 a) Densidade ciclogênica (10^{-4} km^{-2}) obtida no ano de 1990 com o ExpTSMf e b) diferença em relação ao ExpCTRL.

O último experimento numérico intensifica em 30% os gradientes horizontais de TSM. Na **seção 6.1** foi apresentada a metodologia usada para tal intensificação, mas de forma resumida pode-se dizer que esta foi obtida esquentando-se a TSM no lado quente dos gradientes.

Muitos dos estudos sobre ciclogêneses no Atlântico Norte (por exemplo: Sanders e Gyakum, 1980; Cione e Raman, 1995, Neiman e Shapiro, 1993; Giordani e Caniaux, 2001) investigaram sistemas que se desenvolveram em locais de intensos gradientes de TSM na corrente do Golfo, que na verdade correspondem ao núcleo de águas mais quentes desta corrente, e concluíram que TSM mais quente pode contribuir de três maneiras para as ciclogêneses: 1) induzindo a baroclinia da atmosfera, 2) por convergência de ar sobre as águas quentes e 3) como normalmente o ar que converge é mais frio do que a TSM,

contribui para fluxos positivos de calor total, ou seja, transferência de energia do oceano para a atmosfera.

No Atlântico Sul, há três regiões de gradientes de TSM mais fortes: 1) entre 50°-35°S próximo à costa leste da América do Sul, devido à confluência das correntes do Brasil e das Malvinas, 2) entre as latitudes de 45°-40°S e as longitudes de 60°-20°W e 3) na latitude de 50°S estendendo-se pelas longitudes de 60°-30°W (**Figura 2.13**). Com base nos estudos para o Atlântico Norte, estas regiões de gradientes podem ser favoráveis às ciclogêneses, o que realmente é obtido nas figuras da densidade ciclogênética do NCEP (**Figura 6.10a**), do ExpCTRL (**Figura 6.10b**) e da climatologia apresentada no **Capítulo 4 (Figura 4.12)**. Inclusive no **Capítulo 5** foi mencionado que os gradientes horizontais produzidos pela confluência das correntes do Brasil e das Malvinas, no inverno, próximo a RG2 podem transferir instabilidade para a atmosfera e, no verão, como a região de confluência desloca-se para sul, na RG3 (**Figuras 2.12 e 2.13**). Portanto, pretende-se esclarecer com o ExpTSMgrad se os gradientes mais intensos podem propiciar maior frequência de ciclogêneses e/ou sistemas mais intensos do que no ExpCTRL.

O ExpTSMgrad (**Figura 6.31**) superestima a densidade ciclogênética entre 30°-20°W e 30°S e entre 48°-40°W e 50°S, pois os gradientes horizontais de TSM foram intensificados em 30% (ver exemplo na **Figura 6.8**), e com isso podem transferir baroclinia para a atmosfera. Além disso, na primeira região citada há fluxos positivos de calor total muito mais intensos do que no ExpCTRL, enquanto na segunda há um gradiente horizontal destes fluxos (**Figura 6.32**). Esta característica da distribuição da TSM e dos FCT também pode explicar a superestimativa de ciclogêneses ao norte da RG1 (**Figura 6.31**). Já a ligeira redução na frequência de ciclogêneses na RG2 provavelmente está associada ao fato da TSM mais quente no ExpTSMgrad (**Figura 6.8**), do sul do Uruguai até a Argentina, reduzir a baroclinia observada na **Figura 5.37**, isto é, contribuiria para aquecer o ar adjacente na incursão de massas de ar frio. Por outro lado, estas águas mais quentes parecem favorecer a superestimativa de ciclogêneses próxima à costa em 40°S. O mesmo mecanismo imposto no ExpTSMgrad na RG2 poderia explicar a subestimativa de ciclogêneses na RG3 neste experimento.

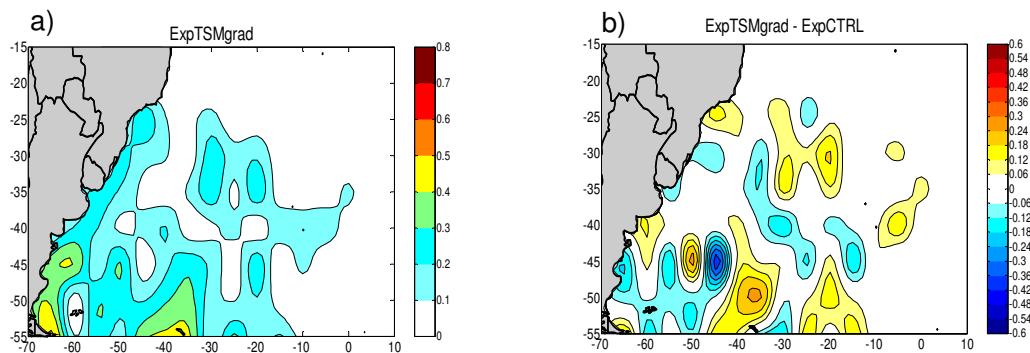


Figura 6.31 a) Densidade ciclogênica (10^{-4} km^{-2}) obtida no ano de 1990 com o ExpTSMgrad e b) diferença em relação ao ExpCTRL.

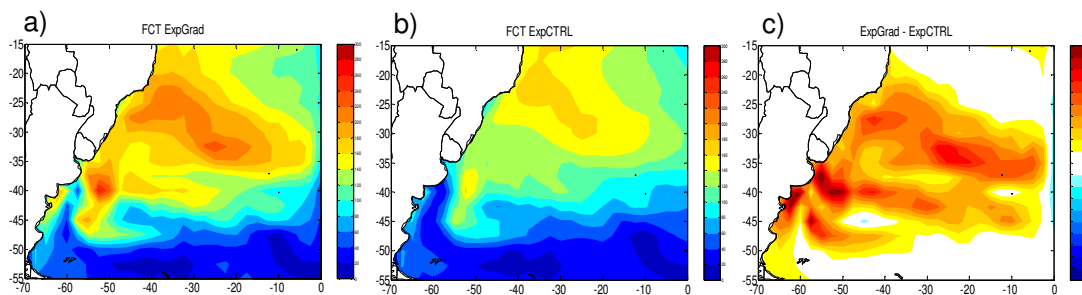


Figura 6.32 Média no ano de 1990 dos fluxos de calor total (W m^{-2}) às 12 UTC no (a) ExpGrad e (b) ExpCTRL. (c) diferença entre o ExpGrad e o ExpCTRL.

O ExpTSMgrad superestimou em 5% (15 sistemas) o total de ciclogêneses registradas no ExpCTRL, mas as características médias destes sistemas foram similares nos dois experimentos: os sistemas iniciaram com vorticidade relativa média de $-2,4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, perduraram em média 2,7 dias com intensidade média de $-3,0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. Oda (2005) ao intensificar os gradientes horizontais de TSM da confluência Brasil-Malvinas para simular uma ciclogênese não obteve contribuição destes para um sistema mais intenso do que na simulação controle, como também obtido por Cione e Raman (1995) na simulação de uma meso-ciclogênese intensificando em 25% os gradientes horizontais de TSM da corrente do Golfo. Cione e Raman (1995) obtiveram apenas um adiantamento do início do sistema comparado ao controle, devido uma intensificação de 27% dos fluxos de calor latente nas primeiras 36 h de simulação. Pode-se concluir com base no ExpTSMgrad que a intensificação dos gradientes horizontais de TSM, em geral, intensifica os fluxos de calor

total positivos, que em algumas regiões atuam no sentido de favorecer a maior frequência de ciclogêneses e em outras a reduzir, e que não favorecem sistemas mais intensos e/ou com maior tempo de vida.

6.3 Conclusões Parciais

Este capítulo apresentou os resultados dos experimentos numéricos que avaliaram a sensibilidade da distribuição das ciclogêneses no Atlântico Sul à topografia, aos fluxos turbulentos de calor e à TSM. Devido aos custos computacionais, os experimentos só foram realizados para o ano de 1990. O ExpCTRL corresponde ao primeiro ano da simulação climática contínua realizada entre 1990 a 1999 e discutida nos capítulos anteriores.

O ExpTopo mostrou que a topografia é importante para a formação de ciclogêneses nas três regiões de maior frequência destes sistemas próximas à costa leste da América do Sul, pois considerando um continente plano e ao nível médio do mar ocorrem mudanças na circulação atmosférica: o JBN a leste dos Andes enfraquece e, com isso, o transporte de calor e umidade dos trópicos para as RG1 e RG2 é subestimado, o que desfavorece as ciclogêneses. A ausência dos Andes também inibe a formação da onda estacionária na média troposfera que, geralmente, apresenta um cavado sobre o sudeste da América do Sul e oeste do Atlântico Sul (Satyamurty et al., 1980), assim, não há suporte para a intensificação dos distúrbios transientes em níveis médios que chegam a tal região. Já na RG3, sem topografia não ocorre o efeito a sotavento, ou seja, aquecimento do ar por compressão adiabática, que é um importante mecanismo para as ciclogêneses desta região.

Como os resultados do ExpTopo poderiam estar influenciados pela reanálise do NCEP, que inclui em suas variáveis o efeito da topografia, dois outros experimentos foram realizados a partir de simulações do MCG CPTEC/COLA: um de controle e outro de sensibilidade. O ExpTopo_CPTEC, que foi dirigido pela simulação do MCG com topografia reduzida a 200 m na região andina, mostrou resultados similares ao ExpTopo na costa leste da América do Sul, isto é, redução da frequência de ciclogêneses. No entanto, apresentou algumas diferenças nos demais setores do Atlântico Sul. Ambos ExpTopo_CPTEC e ExpCTRL_CPTEC mostraram distribuição espacial da densidade de ciclogêneses no Atlântico Sul diferente do ExpTopo e ExpCTRL, respectivamente, que está associada a diferenças na simulação do MCG CPTEC/COLA em relação à reanálise do NCEP. Uma diferença importante é o número excessivo de ciclogêneses nos subtropicais (costa sudeste do Brasil), em banda NW-SE, que só não é simulada no inverno. A hipótese é que isso resulte da maior taxa de precipitação, com conseqüente liberação de calor latente, quando o RegCM3 é dirigido pelo CPTEC/COLA, o que resultaria em ciclogêneses com grande

influência de processos diabáticos. Segundo Marengo et al. (2003), exatamente nesta área a chuva prevista pelo MCG CPTEC/COLA apresenta correlação negativa com a observada. Outra diferença é que quando o RegCM3 é dirigido pelo MCG CPTEC/COLA o número total de ciclogêneses é maior no ExpTopo_CPTEC, diferente do que ocorre quando é dirigido pela reanálise do NCEP. Isto se deve à diferença de altura geopotencial em 500 hPa centrada em 40°W que favorece as ciclogêneses no ExpTopo_CPTEC.

No **Capítulo 4** foi mencionado que o RegCM3 superestima a densidade de ciclogêneses na parte central do Atlântico Sul, o que também é aparente na comparação da simulação do ano de 1990 com a reanálise. A superestimativa está associada à maior transferência de energia do oceano para a atmosfera no modelo. Na ausência de fluxos turbulentos de calor e umidade, a densidade ciclogênética nesta área sofre drástica redução, que é decorrente do aumento da estabilidade estática da atmosfera e diminuição da disponibilidade de umidade. Com relação à costa leste da América do Sul, somente a RG2 não é afetada pela ausência destes fluxos, pois as ciclogêneses nessa região estão mais associadas a mecanismos dinâmicos. A ausência dos FCT não possui grande influência na fase inicial de formação dos ciclones próximos da costa, mas tem grande importância ao longo do tempo de vida dos ciclones, pois estes apresentam menor vortacidade média, tempo de vida e percorrem distâncias menores do que no ExpCTRL.

Comparada à simulação com parametrização de Zeng (ExpCTRL), a com BATS superestima a frequência de ciclogêneses na RG1 e subestima na RG3, enquanto na RG2 é similar. Na RG1 a superestimativa é associada à maior transferência de FCT para a atmosfera e também a configuração favorável da altura geopotencial em 500 hPa. Já as diferenças negativas de geopotencial em 500 hPa mais distribuídas em relação ao ExpCTRL desfavoreceram as ciclogêneses na RG3. Na RG2, processos diabáticos não são tão importantes para as ciclogêneses quanto os dinâmicos, por esse motivo não há diferenças nessa região ciclogênética em relação ao ExpCTRL.

O ExpTSMs mostrou que pequenas perturbações na TSM implicam em ligeiras diferenças na distribuição espacial de ciclogêneses. Este experimento não apresentou maiores similaridades com o NCEP do que o ExpCTRL, executado com a TSM mensal.

Nos cenários em que se considerou a TSM horizontalmente homogênea, as ciclogêneses se restringiram aos setores oeste e sul do Atlântico Sul. Estes cenários implicaram em mudanças na distribuição horizontal de temperatura do ar, que apresentou máximos gradientes horizontais no sul do domínio, e na distribuição horizontal dos fluxos turbulentos de calor e umidade, que foram máximos nos locais de temperatura do ar mais fria. Portanto, o aumento de ciclogêneses no sul do domínio está associado à baroclinia da atmosfera e a transferência de energia do oceano para a atmosfera. Já no setor oeste, estes

cenários não alteram tanto a distribuição de ciclogêneses, devido estes sistemas estarem mais associados a mecanismos dinâmicos.

A intensificação dos gradientes horizontais de TSM em 30%, como, em geral, esquentou a TSM no lado quente dos gradientes, intensificou os fluxos de calor total positivos, que em algumas regiões atuaram no sentido de favorecer a maior frequência de ciclogêneses (norte da RG1) e em outras a reduzir (RG2 e RG3). Nas RG2 e RG3, o aumento da TSM para intensificação dos gradientes esquentou a atmosfera adjacente o que contribuiu para redução da baroclinia apresentada no **Capítulo 5**. A intensificação dos gradientes de TSM não contribuiu para ciclones mais intensos e/ou com maior tempo de vida, mas aumentou em 5% o total de sistemas identificados no experimento controle.

A **Tabela 6.3** resume os resultados dos experimentos numéricos para as três regiões de maior atividade ciclogênica no oeste do Atlântico Sul, próximo à costa leste da América do Sul.

Tabela 6.3 Síntese dos resultados dos experimentos numéricos para as três regiões de maior atividade ciclogênica no oeste do Atlântico Sul, próximo à costa leste da América do Sul. Subestimativa da frequência de ciclogêneses em relação ao ExpCTRL é indicada por -, superestimativa por +, frequência similar por = e aproximadamente igual por \cong .

Experimento	RG1	RG2	RG3
ExpTopo	-	-	-
ExpTopo_CPTEC	-	-	-
ExpFluxos	-	=	-
ExpBATS	+	=	-
ExpTSMs	\cong	=	\cong
ExpTSMq	-	\cong	-
ExpTSMf	-	\cong	-
ExpTSMgrad	+ norte - sul	-	-

CAPÍTULO 7

Conclusões Finais

Este estudo avaliou o *skill* do RegCM3 em simular as ciclogêneses no Atlântico Sul entre 1990 a 1999 e, também, os padrões atmosféricos associados ao desenvolvimento destes sistemas. Além disso, foram realizados alguns experimentos numéricos para testar a sensibilidade das ciclogêneses aos fluxos turbulentos de calor e umidade, topografia e TSM.

Inicialmente, as climatologias sazonal e mensal de algumas variáveis simuladas foram validadas através de comparação com as das análises do WHOI, ECMWF, NCEP e GPCP. Em geral, o RegCM3 simula o padrão espacial sazonal das variáveis similar ao observado nas análises, porém apresenta diferenças em termos de intensidade. O modelo subestima a velocidade do vento em baixos níveis e superestima em níveis superiores, simula menos precipitação na região da ZCAS e mais no centro-sul do domínio. Além disso, subestima os fluxos turbulentos de calor latente nas latitudes baixas, exceto no verão, quando os superestima na costa sul/sudeste do Brasil e a leste de 30°W e norte de 35°S. Já nos extratropicais é próximo das análises. Com relação aos fluxos de calor sensível, o modelo os superestima principalmente nas latitudes mais baixas do domínio, devido ao fato dos fortes gradientes verticais de temperatura do ar na camada superficial em função do bias frio (~2°C) obtido na temperatura do ar em baixos níveis. Conforme discutido em outros trabalhos (Cuadra, 2005; Rocha, 2005; Fernandez et al., 2006), o bias frio pode ser decorrente do esquema convectivo de Grell, pois as correntes descendentes parametrizadas neste esquema transportam ar mais frio da média troposfera para baixos níveis. Isso, portanto, explicaria o bias frio maior no setor norte do domínio, região onde normalmente a atividade convectiva é mais intensa.

A avaliação do ciclo anual das variáveis simuladas mostrou padrão similar aos das análises (WHOI, ECMWF, NCEP), até mesmo para a precipitação, porém algumas diferenças foram notadas na intensidade. Entretanto, tais diferenças são maiores no setor norte do domínio (RG1) e diminuem em direção aos extratropicais (RG3). Embora as condições iniciais e de fronteira empregadas na simulação tenham sido a reanálise do NCEP, o modelo não apresentou resultados mais similares a esta, pois dependendo da variável analisada, ora aproximou-se mais de uma ora de outra. Isto mostra que as condições de fronteira permitiram a atuação da física interna do modelo, uma vez que o domínio escolhido foi grande o suficiente para permitir o desenvolvimento das circulações de

mesoescala e incluir forçantes relevantes, como os Andes. Por fim, conclui-se que o RegCM3 é capaz de simular as características climatológicas médias no Atlântico Sul, onde se destaca a proximidade de seus resultados com as análises nas regiões extratropicais, o que estimulou a investigação de sua performance em reproduzir os ciclones extratropicais no Atlântico Sul.

A climatologia de ciclones foi obtida através de um esquema automático que identifica mínimos de vorticidade relativa no vento a 10 m de altura (ζ_{10}). Foram incluídos na climatologia todos os sistemas com $\zeta_{10} \leq -1,5 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ e tempo de vida igual ou superior a 24 horas. Em 10 anos, o RegCM3 simulou 2760 ciclogêneses, número que diferiu apenas em 1% do obtido no NCEP (2787). Esta subestimativa muito pequena deve-se à simulação de sistemas mais fracos, pois estes muitas vezes não atingem os limiares de vorticidade ou de duração pré-definidos no algoritmo de *tracking*. Além disso, alguns sistemas simulados entram no domínio e não perduram por tempo suficiente para serem inclusos na climatologia, e alguns atravessam o domínio em menos de 24 horas. Outro fator que contribuiu para diferenças entre as climatologias foi o maior número de centros de circulação ciclônica associados a cavados de pequena escala inseridos em cavados com comprimento de onda maior no NCEP do que no RegCM3.

A variabilidade interanual das ciclogêneses simuladas que se iniciaram com $\zeta_{-1.5}$ no Atlântico Sul apresentou padrão similar à do NCEP, porém com algumas diferenças em termos de valores absolutos. O ciclo anual destas ciclogêneses não mostrou uma estação de máxima atividade ciclogênética, em função da pequena diferença no número de ciclogêneses mês a mês, resultado similar ao de Sinclair (1996). Entretanto, ao se considerar a climatologia de sistemas inicialmente mais fortes ($\zeta_{-2.5}$) o ciclo anual é bem definido com maior frequência de sistemas nos meses inverno em ambos, NCEP e RegCM3, o que concorda com Gan e Rao (1991).

No Atlântico Sul, considerando-se os sistemas com $\zeta_{-1.5}$ no NCEP, foram identificadas três regiões preferenciais de ciclogêneses próximas à costa leste da América do Sul: na costa sul da Argentina próximo a 48°S, com maior frequência no verão; no Uruguai, na região da desembocadura do rio da Prata (35°S), com maior densidade de sistemas na primavera; e na costa das regiões sul e sudeste do Brasil, entre 25° e 30°S, com maior densidade de sistemas no verão. Esses três núcleos ciclogênicos também são evidentes nos estudos realizados por Necco (1982 a,b), Sinclair (1996), Hoskins e Hodges (2005). O RegCM3 simulou as três regiões ciclogênicas, embora com menor densidade, que foi compensada por uma superestimativa em direção ao centro do Atlântico Sul. A maior frequência de sistemas simulados na costa sul/sudeste do Brasil é obtida no verão e na costa do Uruguai na primavera, concordando com o NCEP. Entretanto, este resultado obtido

para o Uruguai difere de Gan e Rao (1991) e Sinclair (1996) que mostram maior frequência de ciclogêneses no inverno. Nesta estação, no NCEP a densidade do núcleo ciclogênético é menor do que na primavera, porém a área de formação das ciclogêneses é maior. Assim, delimitando-se uma região para a contagem do número de sistemas obtém-se maior ocorrência no inverno, o que concorda com os autores citados. Já no RegCM3, mesmo assim a primavera continua sendo a estação preferencial de ciclogêneses na costa do Uruguai. Na costa sul da Argentina, o núcleo ciclogênético simulado é mais intenso no outono/inverno, diferindo do NCEP, que é no verão, pois nesta estação muitas ciclogêneses simuladas aparecem próximas à fronteira sul do domínio, ou seja, deslocadas da região do núcleo ciclogênético. A análise da densidade ciclogênética também foi realizada para sistemas que se iniciaram com $\zeta_{2.5}$ e a principal diferença obtida em relação à anterior foi a supressão do núcleo de ciclogêneses na costa sul/sudeste do Brasil em ambos, NCEP e RegCM3.

Os ciclones extratropicais simulados pelo RegCM3 no Atlântico Sul têm, em geral, menor vorticidade relativa média durante o ciclo de vida do que os do NCEP, que provavelmente é decorrente da menor magnitude do vento a 10 m no RegCM3, quando comparado ao NCEP. Embora os sistemas simulados tenham em média se iniciado 12 a 24 h após os do NCEP, como decaíram depois dos desta reanálise, contribuíram para tempo de vida similar nas duas climatologias. Os ciclones simulados percorrem distâncias pouco menores do que os do NCEP o que contribui para menor velocidade média, uma vez que o tempo de vida dos sistemas é similar nas duas climatologias. As características das ciclogêneses nas três regiões de maior frequência destes sistemas, próximo à costa leste da América do Sul, em relação ao NCEP seguem o padrão das obtidas considerando todo o Atlântico Sul. Os resultados deste estudo mostram que o RegCM3 simula os principais aspectos da climatologia de ciclones no Atlântico Sul podendo, então, ser utilizado em estudos de ciclones no clima futuro, uma vez que já se conhecem suas habilidades e limitações.

As análises de composições para as três regiões mais propícias às ciclogêneses na costa leste da América do Sul mostraram que estes sistemas estão associados à instabilidade baroclínica em superfície e a distúrbios transientes em níveis superiores e que em cada região a máxima frequência de ciclogêneses ocorre devido a características peculiares. Considerando o NCEP, na RG1 a atividade ciclogênética é maior no verão quando os distúrbios em níveis superiores são mais fracos, porém época de maior disponibilidade de umidade, o que permite concluir que a umidade é essencial para as ciclogêneses nesta região. Na RG2 as ciclogêneses são mais frequentes no inverno, quando os distúrbios ciclônicos em níveis médios apresentam intensidade similar aos do outono e primavera, mas quando os gradientes horizontais de temperatura do ar em 1000

hPa são mais intensos na costa uruguaia (por influência da TSM). Portanto, a interação dos precursores em níveis superiores com a região de instabilidade baroclínica em superfície contribui para geração de maior número de sistemas ciclônicos em superfície nesta estação. Além disso, no inverno, também é registrado o maior número de formação de cavados no escoamento atmosférico em níveis médios próximos à costa oeste da América do Sul (Piva, 2005), que podem influenciar a atividade ciclogênica na RG2. Na RG3, a atividade ciclogênica é máxima no verão. Nesta estação, embora os precursores em níveis superiores sejam mais fracos, os mesmos podem interagir com uma zona de instabilidade baroclínica em superfície mais intensa nessa época do ano associada à distribuição de TSM. Além disso, é na estação quente que a atividade frontogênica é mais intensa na RG3 (Reboita et al., 2008), que há desenvolvimento de maior número de cavados em 45°S, principalmente entre o setor sul da América do Sul e Atlântico oeste (Piva, 2005), e que também há maior frequência na incursão de ar estratosférico na costa da Argentina (Elbern et al. 1998). As ciclogêneses nas três regiões sofrem influência da topografia: nas RG1 e RG2, o cavado transiente em níveis médios torna-se mais intenso quando interage com o cavado da onda estacionária produzida pelo efeito dos Andes; e na RG3 pelo efeito a sotavento, isto é, o ar que cruza os Andes é forçado a descer e, assim, aumenta sua vortacidade ciclônica.

O RegCM3 simula os mecanismos dinâmicos associados às ciclogêneses presentes no NCEP, porém com algumas diferenças na variação sazonal da intensidade destes, que conduzem a diferenças nas estações de maior e menor frequência de ciclogêneses. O modelo concorda com o NCEP apenas na estação de maior frequência de sistemas na RG1. A compreensão das diferenças na intensidade dos padrões atmosféricos simulados está além dos objetivos deste estudo.

Os experimentos numéricos de sensibilidade mostraram que a topografia é fundamental para a existência dos três máximos ciclogênicos na costa leste da América do Sul, pois considerando um continente plano e ao nível médio do mar há mudanças na circulação atmosférica: o JBN a leste dos Andes enfraquece e, com isso, o transporte de calor e umidade dos trópicos para as RG1 e RG2 é subestimado, o que desfavorece as ciclogêneses. A ausência dos Andes também inibe a formação da onda estacionária na média troposfera que, geralmente, apresenta um cavado sobre o sudeste da América do Sul e oeste do Atlântico Sul (Satyamurty et al., 1980) e, assim, não há suporte para a intensificação dos distúrbios transientes em níveis médios que chegam a tal região. Já na RG3, sem topografia não ocorre o efeito a sotavento, o que é um importante mecanismo para as ciclogêneses desta região.

A ausência de fluxos de calor latente e sensível na interface ar-mar reduz a atividade ciclogênica nas RG1 e RG3 e na parte central do Atlântico Sul, mas não afeta a RG2. A subestimativa de ciclogêneses é decorrente do aumento da estabilidade estática da atmosfera e diminuição da disponibilidade de umidade na ausência de fluxos de calor e umidade do oceano para atmosfera. Na RG2, a ausência dos FCT não afeta as ciclogêneses em função dos mecanismos dinâmicos serem mais determinantes no desenvolvimento destes sistemas. A supressão dos FCT não possui grande influência na fase inicial de formação dos ciclones, mas tem grande importância ao longo do tempo de vida, pois implicam em sistemas mais fracos e com menor duração. A distribuição espacial das ciclogêneses foi sensível à parametrização de BATS e à TSM semanal. No experimento com o BATS, os FCT são superestimados, principalmente no setor tropical do domínio, e há pequenas diferenças na altura geopotencial em 500 hPa, que levaram o RegCM3 a superestimar as ciclogêneses na RG1 e subestimar na RG3. Já na RG2, a densidade ciclogênica praticamente não altera em relação ao experimento controle, pois os FCT são menos importantes nas ciclogêneses desta região do que os mecanismos dinâmicos. O experimento com TSM semanal não apresentou maiores similaridades com o NCEP do que o controle.

Diferentes cenários de TSM modificam a distribuição espacial de ciclogêneses no Atlântico Sul. Nos cenários em que se considerou a TSM um campo homogêneo horizontalmente, as ciclogêneses se restringiram aos setores oeste e sul do Atlântico Sul. A atividade ciclogênica no setor sul está relacionada ao deslocamento para sul da região de baroclinia da atmosfera e a máxima transferência dos FCT nesta região. Já no setor oeste, ainda predominam mecanismos como a influência de cavados transientes em níveis médios e da topografia. A intensificação dos gradientes horizontais de TSM em 30%, como, em geral, esquentar a TSM no lado quente dos gradientes, intensifica os fluxos de calor total positivos, que em algumas regiões atuam no sentido de favorecer a maior frequência de ciclogêneses (norte da RG1) e em outras a reduzir (RG2 e RG3). A intensificação dos gradientes de TSM não contribuiu para ciclones mais intensos e/ou com maior tempo de vida, mas aumentou em 5% o total de sistemas identificados no experimento controle.

Sugestões para Trabalhos Futuros

Reduzir o bias frio do RegCM3 para diminuir os fluxos de calor sensível e possivelmente o espalhamento de ciclogêneses sobre o oceano Atlântico.

Aplicar o RegCM3 no estudo da climatologia de ciclogêneses no clima futuro de acordo com os diferentes cenários de emissão de gases estufa propostos pelo IPCC.

Realizar um experimento numérico removendo apenas a Serra do Mar para avaliar a hipótese de Necco (1982a) de que as ciclogêneses na costa sul/sudeste do Brasil são influenciadas pelo efeito a sotavento.

Investigar os mecanismos dinâmicos de formação de ondas curtas em níveis médios sobre a América do Sul.

Utilizar uma metodologia apropriada para verificar a posição do cavado estacionário, gerado pelo efeito topográfico, nas diferentes estações do ano e quando da ocorrência de ciclogêneses na costa sul/sudeste do Brasil e na costa do Uruguai. Além disso, investigar o processo de interação do cavado transiente com o cavado estacionário.

Simular casos individuais de ciclones nas três regiões favoráveis a estes sistemas na costa leste da América do Sul para avaliar, de modo mais preciso, a influência dos processos diabáticos e da distribuição horizontal de TSM.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Adler, R. F., e co-autores, 2003: The version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Monthly Precipitation Analysis (1979-present). *J. Hydrometeor.*, **4**, 1147-1167.
- Alpert, P.; B. U. Neeman; Y. Shay-El, 1990: Climatological Analysis of Mediterranean Cyclones using ECMWF Data. *Tellus*, **41A**, 65-77.
- Alves, J. M. B., e co-autores, 2005: Uma Avaliação Preliminar de Simulações Climáticas de um Modelo Regional Espectral Aninhado em um Modelo Global (ECHAM4.5) sobre o Setor Norte da Região Nordeste do Brasil (1971-2000). *Rev. Bras. de Meteor.*, **20** (2), 191-206.
- Anthes, R. A., 1977: A cumulus parameterization scheme utilizing a one-dimensional cloud model, *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 1423-1438.
- Atlas, R., 1987: The role of oceanic fluxes and initial data in the numerical prediction of an intensive coastal storm. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, **10** (4), 359-388.
- Bates, G. T., 1990: A Case Study of the effects of topography on cyclone development in the western United States, *Mon. Wea. Rev.*, **118** (9), 1808-1825.
- Beljaars, A. C. M., 1995: The parametrization of surface fluxes in large scales models under free convection. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **121**, 255-270.
- Bell, G. D.; L. F. Bosart, 1989: A 15-Year Climatology of Northern Hemisphere 500 mb Closed Cyclone and Cyclone Centers. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 2142-2163.
- Berbery, E. H.; V. R. Barros, 2002: The Hydrologic Cycle of the La Plata Basin in South America. *J. Hydrometeor.*, **3**, 630-645.
- Beu, C. M. L.; T. Ambrizzi, 2006: Variabilidade Interanual e Intersazonal da Frequência de Ciclones no Hemisfério Sul. *Rev. Bras. Meteor.*, **21** (1), 44-55.
- Bjerknes, J., 1919: On the Structure of Moving Cyclones. *Geof. Publ.*, **1** (2), 1-8.
- Bjerknes, J.; H. Solberg, 1922: Life Cycle of Cyclones and the Polar Front Theory of Atmospheric Circulation. *Geof. Publ.*, **3** (1), 3-18.
- Bjerknes, J.; J. Holmboe, 1944: On the Theory of Cyclones. *J. Meteor.*, **1** (1/2), 1-22.
- Blackmon, M. L.; J. M. Wallace; N. C. Lau; S. L. Mullen, 1977: An observational study of the Northern Hemisphere wintertime circulation. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1040-1053.
- Blender, R.; M. Schbert, 2000: Cyclone Tracking in Different Spatial and Temporal Resolutions. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 377-384.
- Blender, R.; K. Fraedrich; F. Lunkeit, 1997: Identification of cyclone-track regimes in the North Atlantic. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **123**, 727-741.
- Bluestein, H. B., 1993: *Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes*. Vol. 2, Oxford University Press, New York, 594 p.
- Bosart, L. F.; S. C. Lin, 1984: A diagnostic analysis of the Presidents' day storm of February 1979. *Mon. Wea. Rev.*, **112** (11), 2148-2177.
- Briegleb, B. P., 1992: Delta-Eddington approximation for solar radiation in the NCAR Community Climate Model. *J. Geophys. Res.*, **97**, 7603-7612.

- Brown, J. W.; O. B. Brown; R. H. Evans, 1993: Calibration of AVHRR infrared channels: A new approach to non-linear correction. *J. Geophys. Res.*, **98**, 257-268.
- Brunke, M. A.; C. W. Fairral; J. Zeng; L. Eymard; J. A. Curry, 2003: Which Bulk Aerodynamic Algorithms are Least Problematic in Computing Ocean Surface Turbulent Fluxes? *J. Climate*, **16**, 619-635.
- Brunt, D., 1930: Some problems of modern meteorology: I. The Present Position of the theories on the origin of cyclonic depressions. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **56**, 345-350.
- Buzzi, A.; A. Trevisan; A. Speranza, 1984: Instabilities of a Baroclinic Flow Related to Topographic Forcing. *J. Atmos. Sci.*, **41 (4)**, 637-650.
- Buzzi A., e co-autores, 1987: A Unified Theory of Orographic Influences upon Cyclogenesis. *J. Meteorol. Atmos. Phys.*, **36 (1-4)**, 91-107.
- Campetella, C. M.; C. S. Vera, 2002: The influence of the Andes mountains on the South American low-level flow. *Geophysical Research Letters*, **29 (17)**, 7-1 a 7-4, doi: 10.1029/2002GL015451.
- Campos, E. J. D.; J. E. Goncalves; Y. Ikeda, 1995: Water Mass Structure and Geostrophic Circulation in the South Brazil Bight - Summer of 1991. *J. Geophys. Res.*, 100 (C9), 18.537-18.550.
- Carlson, T. N., 1991: Mid-latitude weather systems. London: Harper Collins, 512p.
- Carvalho, L. M. V.; C. Jones; B. Liebmann, 2004: The South Atlantic Convergence Zone: Intensity, Form, Persistence, and Relationships with Intraseasonal to Interannual Activity and Extreme Rainfall. *J. Climate*, **17**, 88-108.
- Cavalcanti, F. A., e co-autores, 2002: Global Climatological Features in a Simulation Using the CPTEC/COLA AGCM. *J. Climate*, **15 (21)**, 2965-2988.
- Chang, S. W.; T. R. Holt; K. D. Sashegyi, 1996: A numerical study of the ERICA IOP 4 marine cyclone. *Mon. Wea. Rev.*, **124 (1)**, 27-46.
- Charney, J. G., 1947: The Dynamics of Long Waves in a Baroclinic Westerly Current. *J. Meteor.*, **4 (5)**, 135-162.
- Chou, S. C.; J. F. Bustamante; J. L. Gomes, 2005: Evaluation of Eta Model seasonal precipitation forecasts over South America. *Nonlinear Processes in Geophysics*, **12**, 537-555.
- Cione, J. J.; S. Raman, 1995: A numerical investigation of surface-induced mesocyclogenesis near the Gulf Stream. *Tellus*, **47A**, 815-833.
- Ciotti, A. M., e co-autores, 1995: Freshwater outflow and Subtropical Convergence influence on phytoplankton biomass on the southern Brazilian continental shelf. *Cont. Shelf Reser.*, **15 (14)**, 1737-1756.
- Crescenti, G. H.; R. A. Weller, 1992: Analysis of Surface Fluxes in the Marine Atmospheric Boundary Layer in the Vicinity of Rapidly Intensifying Cyclones. *J. Appl. Meteor.*, **31**, 831-848.
- Cressman, G. P., 1959: An Operational Objective Analysis System. *Mon. Wea. Rev.*, **7 (10)**, 367-374.
- Cuadra, S. V., 2005: *Simulação da variabilidade climática durante o verão sobre o sul e sudeste do Brasil*. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, IAG/USP, 101 p.
- Cuadra, S. V.; R. P. da Rocha, 2007: Sensitivity of Regional Climatic Simulation over Southeastern South America to SST specification during Austral Summer. *Int. J. Climatol.*, **27**, 793-804.
- Danard, M. B., 1964: On the influence of released latent heat on cyclone development. *J. Appl. Meteor.*, **3**, 27-37.

- Davies, H. C.; R. E. Turner, 1977: Updating prediction models by dynamical relaxation: An examination of the technique. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **103**, 225–245.
- Deardorff, J. W., 1972: Parameterization of the planetary boundary layer for use in general circulation models. *Mon. Wea. Rev.*, **100**, 93–106.
- Dickinson, R. E.; R. M. Errico; F. Giorgi; G. T. Bates, 1989: A regional climate model for the western United States. *Climate Change*, **15**, 383-422.
- Dickinson, R. E.; A. Henderson-Sellers; P. J. Kennedy, 1993: Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) version 1E as coupled to the NCAR Community Climate Model. *Tech. Rep. TN-387+STR*, NCAR, Boulder, Colorado, pp. 72.
- Druyan, L. M.; M. Fulakeza; P. Lonergan, 2002: Dynamic Downscaling of Seasonal Climate Predictions over Brazil. *J. Climate*, **15** (23), 3411-3426.
- Eady, E. T., 1949: Long waves and cyclone waves. *Tellus*, **1**, 33-52.
- Eagleman, J. R., 1985 : *Meteorology – Atmosphere in Action*. 2^a ed, Wadsworth Publishing Company Belmont, Califórnia.
- Elbern, H.; J. Hendricks; A. Ebel, 1998: A climatology of tropopause folds by global analyses. *Theor. Appl. Climatol.*, **59**, 181-200.
- Elguindi, N.; X. Bi; F. Giorgi; B. Nagarajan; J. Pal; F. Solmon, 2004: *RegCM Version 3.0 User's Guide*. PWCG Abdus Salam ICTP, 48 pp, <http://www.ictp.trieste.it/~pubregcm/RegCM3/>.
- Emanuel, K. A., 1991: A scheme for representing cumulus convection in large-scale models. *J. Atmos. Sci.*, **48**, 2313-2335.
- Fairall, C. W.; E. F. Bradley; D. P. Rogers; J. B. Edson; G. S. Young, 1996: Bulk Parametrization of Air-Sea Fluxes for Tropical Ocean-Global Atmosphere Coupled-Ocean Atmosphere Response Experiment. *J. Geophys. Res.*, **101** (C2), 3747-3764.
- Fairall, C. W.; E. F. Bradley; J. E. Hare; A. A. Grachev; J. B. Edson, 2003: Bulk Parameterization of Air-Sea Fluxes: Updates and Verification for the COARE Algorithm. *J. Climate*, **16**, 571-591.
- Fernandez, J. P. R.; S. H. Franchito; V. B. Rao, 2006: Simulation of the summer circulation over South America by two regional climate models. Part I: Mean Climatology. *Theor. Appl. Climatol.*, **86**, 247-260.
- Fuenzalida, H. A.; R. Sánchez; R. Garreaud, 2005: A Climatology of Cutoff Lows in the Southern Hemisphere., *J. Geophys. Res.*, **110** (D18101), 1-10.
- Fyfe, J. C., 2003: Extratropical Southern Hemisphere Cyclone: Harbingers of Climate Change? *J. Climate*, **16**, 2802-2805.
- Gan, M. A., 1992: *Ciclogêneses e Ciclones sobre a América do Sul*. Tese de Doutorado em Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, INPE-5400-TDI/479, 225 pg.
- Gan, M. A.; B. V., Rao, 1991: Surface cyclogenesis over South America. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 293-302.
- Gan, M. A.; B. V., Rao, 1994: The Influence of the Andes Cordillera on Transient Disturbances. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 1141-1157.
- Gandu, A. W.; J. E. Geisler, 1991: A Primitive Equations Model Study on the Effect of Topography on the Summer Circulation over Tropical South America. *J. Atmos. Sci.*, **48** (16), 1822-1836.

- Gandu, A. W.; P. L. S. Dias, 1998: Impact of tropical heat sources on the South American tropospheric upper circulation and subsidence. *J. Geophys. Res.*, **103**, D6, 6001-6015.
- Garbell, M. A., 1947: *Tropical and Equatorial Meteorology*. New York, Pitman Publishing Corporation, 237 p.
- Garreaud, R. D.; H. Fuenzalida, 2007: The Influence of the Andes on Cutoff Lows: A Modelling Study. *Mon. Wea. Rev.*, **135**, 1596-1613.
- Giordani, H.; G. Caniaux, 2001: Sensitivity of Cyclogenesis to Sea Surface Temperature in the Northwestern Atlantic. *Mon. Wea. Rev.*, **129** (6), 1273-1295.
- Giorgi, F., 1990: Simulation of Regional Climate using a Limited Area Model Nested in a General Circulation Model. *J. Climate*, **3** (9), 941-963.
- Giorgi, F.; G. T. Bates, 1989: The climatological skill of a regional climate model over complex terrain. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 2325-2347.
- Giorgi, F.; X. Bi, 2000: A study of internal variability of a regional climate model. *J. Geophys. Res.*, **105**, D24, 29.503-29.521.
- Giorgi, F.; X. Bi; J. S. Pal, 2004: Mean, Interannual Variability and Trends in a Regional Climate Experiment over Europe. I: Present Day Climate (1960-1990), *Climate Dynamics*, **22** (6-7), 733-756.
- Giorgi, F.; L. O. Mearns, 1991: Approaches to the Simulation of Regional Climate Change: A Review. *Reviews of Geophysics*, **29** (2), 191-219.
- Giorgi, F.; L. O. Mearns, 1999: Introduction to special section: regional climate modeling revisited. *J. Geophys. Res.*, **104**, D6, 6335-6352.
- Giorgi, F.; C. Shields, 1999: Tests of precipitation parameterizations available in latest version of NCAR regional climate model (RegCM) over continental United States. *J. Geophys. Res.*, **104**, D6, 6353-6375.
- Giorgi, F.; M. R. Marinucci; G. T. Bates, 1993a: Development of a Second-Generation Regional Climate Model (RegCM2). Part I: Boundary-Layer and Radiative Transfer Processes, *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 2794-2813.
- Giorgi, F.; M. R. Marinucci; G. T. Bates; G. de Canio, 1993 b: Development of a Second Generation Regional Climate Model (RegCM2). Part II: Convective Processes and Assimilation of Lateral Boundary Conditions, *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 2814-2832.
- Grell, G. A., 1993: Prognostic Evaluation of Assumptions used by Cumulus Parameterizations, *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 764-787.
- Grell, G. A.; J. Dudhia; D. R. Stauffer, 1994: Description of the fifth generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5). NCAR Tech. rep. TN-398+STR, 121 pp.
- Hankim, G. J., 2005: Cyclogenesis. In: *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*. Ed. Chafe J. R. Holton. Academic Press, London, 589-594.
- Hayes, J.L., R. T. Williams, M. A. Rennick, 1987: Lee cyclogenesis. Part I: Analytic studies. *J. Atmos. Sci.*, **44** (2), 432-442.
- Hess, S. L.; H. Wagner, 1948: Atmospheric waves in the northwestern United States. *J. Meteorol.*, **5**, 44-57.
- Hodges, K. I., 1994: A General Method for Tracking Analysis and Its Application to Meteorological Data. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 2573-2586.

- Hodges, K. I., 1996: Spherical nonparametric estimators applied to the UGAMP model integration for AMIP. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 2914–2932.
- Holton, J. R., 1992: An introduction to dynamic meteorology. 3^a ed, Elsevier Academic Press, New York.
- Holton, J. R., 2004: *An Introduction to Dynamic Meteorology*. 4^a ed., Elsevier Academic Press, New York.
- Holtstag, A. A. M.; E. I. F. de Bruijn; H. L. Pan, 1990: A High Resolution Air Mass Transformation Model for Short-Range Weather Forecasting, *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 1561-1575.
- Hoskins, B. J., 1990: Theory of Extratropical Cyclones. In: *Extratropical Cyclones – The Erik Palmén Memorial Volume*. Ed. C. Newton e E. O. Holopainen. American Meteorological Society, p. 63-80.
- Hoskins, B., 1997: A potential vorticity view of synoptic development. *J. Meteorol. Appl.* **4**, 325–334.
- Hoskins, B. J.; K. I. Hodges, 2005: A New on Southern Hemisphere Storm Tracks. *J. Climate*, **18**, 4108-4129.
- Hoskins, B. J.; M. E. McIntyre; A. W. Robertson, 1985: On the Use and Significance of Isentropic Potential Vorticity Maps. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **111** (470), 877-946.
- Hsie, E. Y.; R. A. Anthes; D. Keyser, 1984: Numerical simulation of frontogenesis in a moist atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 2581–2594.
- Hudson, D. A.; B. C. Hewitson, 1997: Mid-latitude cyclones south of Africa in the GENESIS GCM. *Int. J. Climatol.*, **17**, 459–473.
- Hudson, D. A., 1997: Southern African climate change simulated by the GENESIS GCM. *S. Afr. J. Sci.*, **93**, 389–408.
- Inatsu, M.; B. J. Hoskins, 2004: The zonal asymmetry of the Southern Hemisphere winter storm track. *J. Climate*, **17**, 4882–4891.
- Ito, E. R. K., 1999: *Um Estudo Climatológico do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul e sua Influência em Sistemas Frontais*. Dissertação de Mestrado, Departamento de Ciências Atmosféricas, IAG/USP, 126 pp.
- Josey, S. A.; E. C. Kent; P. K. Taylor, 1998: The Southampton Oceanography Centre (SOC) ocean-atmosphere heat, momentum and freshwater flux atlas. Southampton Oceanography Centre Rep. 6, 30 pp.
- Juang, H. -M; M. Kanamitsu, 1994: The NMC nested regional spectral model. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 3-26.
- Jusevicius, M. A. R., 1999: *Ciclogênese a Sotavento dos Andes: Estudo Observacional e Simulação Numérica de um Evento*. Dissertação de Mestrado em Meteorologia. INPE, São José dos Campos, 109 pg.
- Kållberg Per; P. Berrisford; B. Hoskins; A. Simmons; S. Uppala; S. Lamy-Thépaut; R. Hine, 2005: ERA-40 Atlas. ERA-40 Project Report Series N^o. 19, European Centre for Medium Range Weather Forecasts.
- Kalnay, E., e co-autores, 1996: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437–471.
- Kanamitsu, M., e co-autores, 2002: NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (R-2). *Bull. Am. Met. Soc.*, **83**, 1631-1643.

- Keyser, D.; L. W. Uccellini, 1987: Regional models: Emerging research tools for synoptic meteorologists. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **68**, 306-320.
- Kiehl, J. T.; R. J. Wolski; B. P. Briegleb; V. Ramanathan, 1987: Documentation of radiation and cloud routines in the NCAR Community Climate Model (CCM1). NCAR Tech. rep. TN-288+1A, 109 pp.
- Kiehl, J. T., e co-autores, 1996: Description of the NCAR Community Climate Model (CCM3), *Tech. Rep. TN-420+STR*, NCAR, Boulder, Colorado, pp. 152.
- Kodama, Y.-M., 1992: Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ), Part I: Characteristics of subtropical frontal zones. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 813–835.
- König, W, R. Sausen, F. Sielmann, 1993: Objective Identification of Cyclones in GCM Simulations. *J. Climate*, **6**, 2217 – 2231.
- Kousky, V. E.; M. Elias, 1982: *Meteorologia Sinótica: Parte I*. INPE-2605-MD/021, São José dos Campos, 118 p.
- Kousky, V. E.; M. A. Gan, 1981: A Upper Tropospheric cyclone vortices in the tropical South Atlantic. *Tellus*, **33**, 538-551.
- Kuo, H. L., 1974: Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1232–1240.
- Kuo, Y. -H.; S. Low-Nam, 1990: Prediction of nine explosive cyclones over the western Atlantic ocean with a regional model. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 3-25.
- Kuo, Y. -H.; R. J. Reed, 1988: Numerical simulation of an explosively deepening cyclone in the eastern Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **116** (10), 2081-2105.
- Kuo Y. -H., R. J. Reed; S. Low-Nam, 1991: Effects of Surface Energy during the early Development and Rapid Intensification Stages of Seven Explosive Cyclones in the Western Atlantic. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 457-476.
- Lambert, S. J., 1988: A Cyclone Climatology of th Canadian Centre General Circulation Model. *J. Climate*, **1**, 109-115.
- Lambert, S. J., 1995: The effect of enhanced greenhouse warming on winter cyclone frequencies and strengths. *J. Climate*, **8**, 1447–1452.
- Legeckis, R.; A. L. Gordon, 1982: Satellite observations of the Brazil and Falkland Currents – 1975 to 1976 and 1978. *Deep-Sea Res.*, **29**, 375-401, 1982.
- Lemes, M. A. M.; A. D. Moura, 2002: *Fundamentos de Dinâmica Aplicados à Meteorologia e a Oceanografia*. 2ª ed., Holos, Ribeirão Preto, 269 p.
- Lemos, C. F.; N. O. Calbete, 1996: Sistemas frontais que atuaram no litoral de 1987 a 1995. *Climanálise*, edição especial, São José dos Campos, INPE/CPTEC.
- Lenters, J. D.; K. H. Cook, 1995: Simulation and Diagnosis of the Regional Summertime Precipitation Climatology of South America. *J. Climate*, **8**, 2988-3005.
- Liebmann, B.; C. Jones; L. M. V. Carvalho, 2001: Interannual Variability of Daily Extreme Precipitation Events in the State São Paulo, Brazil. *J. Climate*, **14**, 208-218.
- Liebmann, B.; G. N. Kiladis; J. A. Marengo; T. Ambrizzi; J. D. Glick, 1999: Submonthly convective variability over South America and the South Atlantic convergence zone. *J. Climate*, **12**, 1877–1891
- Lionello, P; U. Boldrin; F. Giorgi, 2008: Future changes in cyclone climatology over Europe as inferred from a regional climate simulation. *Climate Dynamics*, **30**, 657-671.

- McMurdie, L.; R. A. Houze, 2006: Weather Systems: In: Atmospheric Sciences – An Introductory Survey. Eds. J. M. Wallace e P. V. Hobbs, 2a. ed., Academic Press, London, 313-373.
- Magaña V.; T. Ambrizzi, 2005: Dynamics of Subtropical Vertical Motions over the Americas During El Niño Boreal Winters. *Atmósfera*, **18** (4), 211-233.
- Marengo, J. A.; J. C. Rogers, 2001: Polar Air Outbreaks in the Americas: Assessments and Impacts During Modern and Past Climates. In: MARKGRAF, V., *Interhemispheric Climate Linkages*, San Diego: Academic Press, 31-51.
- Marengo, J. A.; W. R. Soares; C. Saulo; M. Nicolini, 2004: Climatology of the Low-Level Jet East of the Andes as Derived from NCEP-NCAR Reanalyses: Characteristics and Temporal Variability. *J. Climate*, **17** (12), 2261-2280.
- Marengo, J. A., e co-autores, 2003: Assessment of regional seasonal rainfall predictability using the CPTEC/COLA atmospheric GCM. *Climate Dynamics*, **21**, 459-475.
- Margules, M., 1905: Über die Energie de Stürme. *Jahrb. k.k. Zentral. Meteorol. U. Geodyn. (Wien)*, Bd. XL.
- Martínez-Castro D.; R. P. da Rocha; A. Bezanilla; L. Alvarez; J. P. R. Fernández; Y. Silva; R. Arritt, 2006: Sensitivity studies of the RegCM-3 simulation of summer precipitation, temperature and local wind field in the Caribbean Region. *Theor. Appl. Climatol.*, **86** (1-4), 5-22.
- Mellor, G. L.; T. Yamada, 1982: Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **20**, 851–875.
- Mendes, D., 2006: *Regimes de circulação no Atlântico Sul e sua relação com a localização e intensidade de sistemas ativos e com o balanço de vapor na região*. Tese de Doutorado em Física, Universidade de Lisboa, 115 pg.
- Mendes, D.; E. P. Souza; I. F. Trigo; P. M. A. Miranda, 2007: On precursors of South American Cyclogenesis. *Tellus*, **59A**, 114-121.
- Miky Funatsu, B.; M. A. Gan; E. Caetano, 2004: A case study of orographic cyclogenesis over South America. *Atmósfera*, 91-113.
- Misra, V.; P. A. Dirmeyer; B. P. Kirtman, 2003: Dynamic Downscaling of Seasonal Simulations over South America. *J. Climate*, **16** (1), 103-117.
- Mo, K. C.; M. Ghil, 1987: Statistics and dynamics of persistent anomalies. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 877-901.
- Murray, R. J.; I. Simmonds, 1991a: A numerical scheme for tracking cyclone centers from digital data. Part I: Development and operation of the scheme. *Aust. Meteor. Mag.*, **39**, 155-166.
- Murray, R. J.; I. Simmonds, 1991b: A numerical scheme for tracking cyclone centers from digital data. Part II: Application to January and July general circulation model simulations. *Aust. Meteor. Mag.*, **39**, 167-180.
- Necco, G. V., 1982a: Comportamiento de Vortices Ciclónicos En El Area Sudamerica Durante El FGGE: Ciclogenesis. *Meteorologica*, **13** (1), 7-19.
- Necco, G. V., 1982b: Comportamiento de Vortices Ciclónicos En El Area Sudamerica Durante El FGGE: Trayectorias y Desarrollos. *Meteorologica*, **13** (1), 21-34.
- Neiman, P. J.; M. A. Shapiro, 1993: The Life Cycle of an Extratropical Marine Cyclone. Part I: Frontal-Cyclone Evolution and Thermodynamic Air-Sea Interaction. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 2153-2176.

- Nieto, R.; L., e co-autores, 2005: Climatological Features of Cutoff Low Systems in the Northern Hemisphere. *J. Climate*, **18**, 3085-3103.
- Nogués-Paegle, J.; K. C. Mo, 1997: Alternating wet and dry conditions over South America during summer. *Mon. Wea. Rev.*, **125** (2), 279-291.
- Nuss, W. A.; R. A. Anthes, 1987: A Numerical Investigation of Low-Level Processes in Rapid Cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 2728-2743.
- Oda, T. O., 2005: Efeitos da Distribuição Espaço-Temporal da Temperatura do Mar no Desenvolvimento de Ciclones Extratropicais. Tese de Doutorado em Meteorologia, UFRJ, Rio de Janeiro, 125 p.
- Pal, J.S., e co-autores, 2007: The ITCP RegCM3 and RegCNET: Regional Climate Modeling for the Developing World. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **88** (9), 1395-1409.
- Palmén, E.; C. W. Newton, 1969: *Atmospheric Circulation Systems: Their Structure and Physical Interpretation*. New York: Academic Press, 603 p.
- Peixoto, J. P.; A. H. Oort, 1992: *Physics of Climate*. American Institute of Physics, 520 pp.
- Pesquero, J. F., 2004: *Um Estudo de Avaliação Estatística do Modelo Global do CPTEC com Relação ao Número, Trajetória e Intensidade de Ciclones e Anticiclones para o Hemisfério Sul*. Dissertação de Mestrado. INPE-10306-TDI/918, São José dos Campos.
- Peterson, R.G.; L. Stramma, 1991: Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. *Progress in Oceanogr*, **26**, 1-73.
- Petterssen, S., 1956: *Weather Analysis and Forecasting*. 2nd ed., vol. 1 McGRAW-HILL, New York, 428 p.
- Petterssen, S.; S. J. Smebye, 1971: On the development of extratropical cyclones. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **97** (414), 457-482.
- Pezza, A. B.; T. Ambrizzi, 2003: Variability of Southern Hemisphere Cyclone and Anticyclone Behavior: Further Analysis. *J. Climate*, **16**, 1075-1083.
- Pinto, J. G.; Spanghel, T. Ulbrich; U. Speth, 2006: Sensitivities of a cyclone detection and tracking algorithm: individual tracks and climatology. *Meteorol Zeitschrift*, **14**, 823–838.
- Piola, A. R.; R. P. Matano, 2001: Brazil and Flaklands (Malvinas) Currents. In: *Encyclopedia of Ocean Sciences*. Stule, J. H.; S. A. Thopre; K. K. Turekian (Orgs.). London, Academic Press, 340-349.
- Piva, E., 2001: *Estudo de caso sobre o papel dos fluxos de calor latente e sensível em superfície em processos de ciclogênese de costa leste ocorrido na costa da América do Sul*. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, INPE-8498-TDI/781, 162 pg.
- Piva, E., 2005: *Cavados em Médios Níveis no Hemisfério Sul: Climatologia, Energética e Ciclogênese em Superfície*. Tese de Doutorado em Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 205 pg.
- Qian, Y.; F. Giorgi, 1999: Interactive coupling of regional climate and sulfate aerosol model over eastern Asia. *J. Geophys. Res.*, **104**, 6477–6500.
- Quartly, G. D.; E. A. Kyte; M. A. Srokosz; M. N. Tsimplis, 2007: An intercomparison of global oceanic precipitation climatologies. *J. Geophys. Reser.*, **112**, D10121.
- Raible, C. C.; R. Blender, 2004: Northern Hemisphere midlatitude cyclone variability in GCM simulations with different ocean representations. *Climate Dynamics*, **22**, 239-248.

- Rauscher, S. A.; A. Seth; J.-H. Qian; S. J. Camargo, 2006: Domain choice in an experimental nested modeling prediction system for South America. *Theor. Appl. Climatol.*, **86**, 229-246.
- Reboita, M. S.; M. A. Morais; T. Ambrizzi, 2007: Baixas Térmicas no Hemisfério Sul: Uma Análise Climatológica. In: *IV Congresso Cubano de Meteorología*, dez 2007, Havana, Cuba.
- Reboita, M. S.; R. P. da Rocha; T. Ambrizzi, 2005a: Climatologia de Ciclones sobre o Atlântico Sul Utilizando Métodos Objetivos na Detecção destes Sistemas. In: *IX CONGREGMET, Congresso Argentino de Meteorologia*, Buenos Aires, AR, Outubro 3-7, 2005.
- Reboita, M. S.; R. P. da Rocha; T. Ambrizzi, 2005b: Evaluation of the Latent and Sensible Heat Fluxes Simulated by RegCM3 over South Atlantic from 1990 to 1994. *Clivar Exchanges*, **35**, 58-60.
- Reboita, M. S.; R. P. da Rocha; T. Ambrizzi, 2006: Avaliação da Precipitação e da Temperatura do Ar Simuladas pelo RegCM3 sobre o Atlântico Sul. In: *XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia*, Florianópolis, SC, 27 de novembro a 1º de dezembro, 2006.
- Reboita, M. S.; T. Ambrizzi; R. P. da Rocha; 2008: Relationship between the Southern Annular Mode and the Weather Systems over Southeast South America. Submetido à Revista Brasileira de Meteorologia.
- Reed, R. J.; A. J. Simmons, 1991: Numerical simulation of an explosively deepening cyclone over the north Atlantic that was unaffected by concurrent surface energy fluxes. *Weather and Forecasting*, **6** (1), 117-122.
- Reynolds, R. W.; N. A. Rayner; T. M. Smith; D. C. Stokes; W. Wang, 2002: An improved in situ and satellite SST analysis for climate. *J. Climate*, **15**, 1609-1625.
- Rocha, R. P. da, 2005: Análise Comparativa do Desempenho de Parametrizações de Convecção na Simulação da Precipitação de Verão sobre o Brasil. In: *III Congreso Cubano de Meteorología*, Ciudad de La Habana, Cuba 5-9 de dezembro de 2005.
- Roebber, P. J., 1984: Statistical analysis and updated climatology of explosive cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **112** (8), 1577-1589.
- Rogers, E.; L. F. Bosart, 1991: A Diagnostic Study of Two Intense Oceanic Cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 965-996.
- Rondanelli, R.; L. Gallardo; R. D. Garreaud, 2002: Rapid changes in ozone mixing ratios at Cerro Tololo (30_100S, 70_480W, 2200 m) in connection with cut-off lows and deep troughs, *J. Geophys. Res.*, **107** (D23), 4677, doi:10.1029/2001JD001334.
- Sanders, F.; J. R. Gyakum, 1980: Synoptic-Dynamic Climatology of the Bomb. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1589-1606.
- Sanders, F., 1986: Explosive Cyclogenesis over the West-Central North Atlantic Ocean, 1981-84 – Part II: Evaluation of LFM Model Performance. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 2207-2218.
- Santos, A. F., 2006: *Padrões Sinóticos de Circulação Atmosférica Associados ao Jato em Baixos Níveis a Leste da Cordilheira dos Andes na América do Sul*. Dissertação de Mestrado em Meteorologia. INPE-14648-TDI/1207, 252 p.
- Saraceno, M.; C. Provost; A. R. Piola; J. Bava; A. Gagliardini, 2004: Brazil Malvinas Frontal System as seen from 9 years of advanced very high resolution radiometer data. *J. Geophys. Res.*, **109**, C05027, doi:10.1029/2003JC002127.
- Saraiva, J. M. B., 1996: *Previsto de Tempo na Região Sul: Efeitos da Liberação de Calor Latente*. Tese de Doutorado em Meteorologia, Departamento de Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, 205 pg.

- Satyamurty, P.; C. C. Ferreira; M. A. Gan, 1990: Cyclonic Vortices over South América. *Tellus*, **42A**, 194-201.
- Satyamurty, P.; L. F. Mattos, 1989: Climatological lower tropospheric frontogenesis in the midlatitudes due to horizontal deformation and divergence. *Mon. Wea. Rev.*, **117 (6)**, 1355-1364
- Satyamurty, P., R. P. Santos e M. A. M. Lems, 1980: On the stationary trough generated by the Andes. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 510-520.
- Seluchi, M., 1995: Diagnóstico Y Prognóstico de Situaciones Sinópticas Conducentes a Ciclogénesis sobre el Este de Sudamérica. *Geofísica Internacional*, **34 (2)**, 171-186.
- Seluchi, M. E.; A. C. Saulo, 1997: Simulación de 10 ciclogénesis costeras sobre Sudamérica utilizando un modelo regional. *Meteorologica*, **22 (2)**, 49-66.
- Seluchi, M. E.; A. C. Saulo, 1998: Possible mechanisms yielding an explosive coastal cyclogenesis over South America: experiments using a limited area model. *Aust. Met. Mag.*, **47**, 309-320.
- Seluchi, M.; C. Saulo; M. Nicolini; P. Satyamurty, 2003: The Northwestern Argentinean Low: A Study of Two Typical Events. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 2361-2378.
- Seluchi, M. E.; N. O. de Calbete; J. R. Rozante, 2001: Análisis de Un Desarrollo Ciclónico en la Costa Oriental de América Del Sur. *Rev. Bras. Meteor.*, **16 (1)**, 51-65.
- Seluchi, M.; Y. V., Serafini; H. Le Treut, 1998: The Impact of the Andes on Transient Atmospheric Systems: A Comparison between Observations and GCM Results. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 895-913.
- Serreze, M. C., 1995: Climatological aspects of cyclone development and decay in the Arctic. *Atmos.–Ocean*, **33**, 1–23.
- Seth, A; M. Rojas, 2003: Simulation and sensitivity in a nested modeling system for tropical South America. Part I: reanalysis boundary forcing. *J. Climate*, **16**, 2467-2453.
- Seth, A.; S. A. Rauscher; S. J. Carmago; J.-H. Qian; J. S. Pal, 2007: RegCM3 regional climatologies for South America using reanalysis and ECHAM global model driving fields. *Climate Dynamics*, **28**, 461-480.
- Silva G. A. M., 2005: *Variabilidade inter-El Niños e seu impacto no jato de baixos níveis a leste dos Andes durante o verão austral*. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, Universidade de São Paulo, 84 p.
- Simmonds, I.; K., Keay, 2000a: Variability of Southern Hemisphere Extratropical Cyclone Behavior, 1958 – 1997. *J. Climate*, **13**, 550 – 561.
- Simmonds, I.; K., Keay, 2000b: Mean Southern Extratropical Cyclone Behavior in the 40-Year NCEP-NCAR Reanalysis. *J. Climate*, **13**, 873-885.
- Sinclair, M. R., 1994: An Objective Cyclone Climatology for the Southern Hemisphere. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 2239-2256.
- Sinclair, M. R., 1995: A climatology of cyclogenesis for the Southern Hemisphere. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 1601-1619.
- Sinclair, M. R., 1996: Reply. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 2615-2618.
- Sinclair, M. R., 1997: Objective Identification of Cyclones and Their Circulation Intensity, and Climatology. *Weather and Forecasting*, **12**, 595-612.
- Sinclair, M. R.; I. G. Watterson, 1999: Objective Assessment of Extratropical Weather Systems in Simulated Climates. *J. Climate*, **12**, 3467-3485.

- Sinclair, M. R., J. A. Renwick; J. W. Kidson, 1997: Low-Frequency Variability of Southern Hemisphere Sea Level Pressure and Weather System Activity. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 2531-2543.
- Siqueira, J. R.; L. A. T. Machado, 2004: Influence of the Frontal Systems on the Day-to-Day Convection Variability over South America. *J. Climate*, **17**, 1754-1766.
- Smith, S. R.; D. M. Legler; K. V. Verzone, 2001: Quantifying uncertainties in NCEP reanalyses using high-quality research vessel observation. *J. Climate*, **14**, 4062-4072.
- Soares, I. D., 2003: *The Southern Brazilian Shelf Buoyancy-Driven Currents*. Coral Gables, PhD Thesis, Miami University, 318 pp.
- Solmon, F.; F. Giorgi; C. Liousse, 2006: Aerosol modeling for regional climate studies: Application to anthropogenic particles and evaluation over a European/African domain. *Tellus*, **58**, 51–72.
- Stevenson, W. J., 1981: *Estatística Aplicada à Administração*. Harper & Row do Brasil, São Paulo, Sp.
- Streten, N. A.; A. J. Troup, 1973: A synoptic climatology of satellite observed cloud vortices over the Southern Hemisphere. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **99**, 56-72.
- Stull, R. B., 2000: *Meteorology for Scientists and Engineers*. 2a. ed., Brooks/Cole, Austrália, 502 p.
- Sugahara, S., 2000: Variação Anual da Frequência de Ciclones no Atlântico Sul. In: *XI Congresso Brasileiro de Meteorologia*, Rio de Janeiro, RJ, 16 a 20 de outubro de 2000.
- Sugahara, S., 2005: Um algoritmo para identificação objetiva de ciclones e suas trajetórias. *Relatório Final de Projeto FAPESP*.
- Sugahara, S.; R. P. Rocha; M. L. Rodrigues, 1994: Condições Atmosféricas de Grande Escala Associadas a Jatos de Baixos Níveis na América do Sul. In: *VIII Congresso Brasileiro de Meteorologia*, Belo Horizonte, MG, 18 a 25 de outubro de 1994.
- Sun, B; L. Yu; R. A. Weller, 2003: Comparisons of Surface Meteorology and Turbulent Heat Fluxes over the Atlantic: NWP Model Analyses versus Moored Buoy Observations. *J. Climate*, **16**, 679-695.
- Sundqvist, H., E. Berge; J. E. Kristjansson, 1989: The effects of domain choice on summer precipitation simulation and sensitivity in a regional climate model, *J. Climate*, **11**, 2698–2712.
- Sutcliffe, R. C., 1947: A Contribution to the Problem of Development. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **73**, 370-383.
- Taljaard, J. J., 1967: Development, distribution and movement of cyclones and anticyclones in the Southern Hemisphere during IGY. *J. Appl. Meteor.*, **6**, 973-987.
- Teixeira, W. e co-autores, 2001: *Decifrando a Terra*. São Paulo: Oficina de Textos, 558 pp.
- Tibaldi, S.; A. Buzzi; A. Speranza, 1990: Orographic cyclogenesis. In: *Extratropical Cyclones: The Erik Palmén Memorial Volume*. Eds. C. Newton e E. O. Holopainen, American Meteorological Society, 107-128.
- Tibaldi, S.; A. Buzzi; P. Malguzzi, 1980: Orographically Induced Cyclogenesis: Analysis of Numerical Experiments. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1302-1314.
- Tiedtke, M., 1983: The sensitivity of the time-mean large-scale flow to cumulus convection in the ECMWF model. *Proc. Workshop on Convection in Large-Scale Numerical Models*, Reading, United Kingdom, ECMWF, 297–316.
- Trenberth, K. E., 1991: Storm Tracks in the Southern Hemisphere. *J. Atmos. Sci.*, **48** (19), 2159-2178.
- Trenberth, K. E., 1997: The Definition of El Niño. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78** (12), 2771-2777.

- Uccellini, L. W., 1990: Processes Contributing to the Rapid development of Extratropical Cyclones. In: *Extratropical Cyclones – The Erik Palmén Memorial Volume*. Eds: C. Newton e E. O. Holopainen. American Meteorological Society, Boston. pg 81-105.
- Uccellini, L.W.; R. A. Petersen; K. F. Brill; P. Kocin; J. J. Tuccillo, 1987: Synergistic interactions between an upper-level jet streak and diabatic processes that influence the development of a low-level jet and a secondary coastal cyclone. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 2227-2261.
- Uppala, S.M., e co-autores., 2005: The ERA-40 re-analysis. *Quart. J. R. Meteorol. Soc.*, **131**, 2961-3012.
- van Loon, H. A., 1965: Climatological Study of the Atmospheric Circulation in the Southern Hemisphere during the IGY, Part I: July 1957 - 31 March 1958. *J. Appl. Meteor.*, **4**, 479-491.
- Vera, C., e co-autores., 2006: Toward a Unified View of the American Monsoon Systems. *J. Climate – special section*, **19**, 4977-5000.
- Vera, C. S.; P. K. Vigliarolo; E. H. Berbery, 2002: Cold Season Synoptic-Scale Waves over Subtropical South America. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 684-699.
- Wainer, I.; A. Taschetto; J. Soares; A. P. de Oliveira; B. O-Bliesner; E. Brady, 2003: Intercomparison of Heat Fluxes in the South Atlantic. Part I: The Seasonal Cycle. *J. Climate*, **16**, 706-714.
- Wash, C. H.; R. A. Halo; P. H. Dobos; E. J. Wright, 1992: Study of explosive and nonexplosive cyclogenesis during FGGE. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 40-51.
- Watterson, I. G., 2006: The intensity of precipitation during extratropical cyclones in global warming simulations: a link of cyclone intensity? *Tellus*, **58A**, 82-97.
- Weykamp, F. V., 2006: *Eventos Extremos de Precipitação no Sul/Sudeste da América do Sul Associados a Jatos de Baixos Níveis*. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, Departamento de Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, p. 102.
- White, G. H., 2001: Air-Sea Fluxes Data Assimilation for Numerical Weather Prediction. In: WCRP/SCOR Workshop on Intercomparison and Validation of Ocean-Atmosphere Flux Fields, Bolder Center, Potomac, MD, USA, 21-24 May 2001. WCRP-115, WMO/TD-Nº 1083, 14-17.
- Williamson, D. L., 1981: Storm Track Representation and Verification. *Tellus*, **33**, 513-530.
- Xue, Y.; P. J. Sellers; J. L. Kinter III; J. Shukla, 1991: A simplified biosphere model for global climate studies. *J. Climate*, **4**, 345–364.
- Yu, L.; R. A. Weller; B. Sun, 2004a: Improving latent and sensible heat flux estimates for the Atlantic Ocean (1988-99) by a synthesis approach. *J. Climate.*, **17**, 373-393
- Zakey, A., F. Solmon; F. Girogi, 2006: Development and testing of a desert dust module in a regional climate model. *Atmos. Chem. Phys.*, **6**, 4687–4704.
- Zeng, X.; M. Zhao; R. E. Dickinson, 1998: Intercomparison of Bulk Aerodynamic Algorithms for the Computation of Sea Surface Fluxes Using TOGA COARE and TAO Data. *J. Climate*, **11**, 2628-2644.
- Zhang, da-Lin; E. Radeva; J. Gyakum, 1999: A Family of Frontal Cyclones over the Western Atlantic Ocean. Part II: Parameter Studies, *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 1745-1760.
- Zhang, Y.; W.-C. Wang, 1997: Model-simulated northern winter cyclone and anticyclone activity under a greenhouse warming scenario. *J. Climate*, **10**, 1616–1634.